

АКАДЕМИК
А. Д. АРХАНГЕЛЬСКИЙ

ИЗБРАННЫЕ
ТРУДЫ

II

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

АКАДЕМИК
А.Д. АРХАНГЕЛЬСКИЙ

ИЗБРАННЫЕ
ТРУДЫ

ТОМ
II

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА ~ 1954

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *Н. С. ШАТСКИЙ* (ответственный редактор), академик *Н. М. СТРАХОВ*,
член-корреспондент АН СССР *М. И. ВАРЕНЦОВ*,
кандидат геолого-минералогических наук *Н. А. АРХАНГЕЛЬСКАЯ*
и *Н. Н. ДОЛГОПОЛОВ*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Во втором томе сочинений А. Д. Архангельского собраны основные его работы, посвященные тектонике, геофизике и литологии. Эти работы, сыгравшие крупную роль в познании строения недр СССР, по существу создали новые научные направления в советской геологии, развивающиеся особенно успешно в настоящее время.

Из работ А. Д. Архангельского по тектонике в этом томе полностью публикуется его классическая работа «Введение в изучение геологии Европейской России»; в ней А. Д. Архангельский развил методику палеогеографических реконструкций А. П. Карпинского и дал новый синтез строения и развития Русской платформы, долгое время направлявший исследования советских геологов в этой части нашей страны и до настоящего времени не потерявший своего значения в этом отношении.

Второй работой такого же значения является статья А. Д. Архангельского, написанная им совместно с Н. С. Шатским, «Схема тектоники СССР». В ней были изложены принципы тектонического районирования Союза. Последующее развитие региональной геологии СССР показало, что вся дальнейшая разработка этого вопроса шла в направлении, разобранном в этой статье.

К указанным двум основным работам А. Д. Архангельского по тектонике тесно примыкают публикуемые здесь небольшие его статьи: «Несколько соображений о геологической структуре Ставропольской возвышенности и примыкающих к ней частей Кавказского хребта», «О некоторых спорных вопросах тектонической терминологии и тектоники СССР» и «Геологическое строение и геологическая история СССР», представляющая собой доклад А. Д. Архангельского на XVII сессии Международного геологического конгресса в Москве в 1937 г.

Из работ А. Д. Архангельского в области геологического толкования геофизических данных в собрании сочинений включена работа «Геология и гравиметрия», в которой подробно разобрана методика геологической интерпретации аномалий силы тяжести и впервые была дана критика теории изостазии с точки зрения применения ее главным образом для решения вопроса о строении кристаллического основания древних платформ. Этому же вопросу на примере геологического строения СССР посвящена статья А. Д. Архангельского «Геологическое значение аномалии силы тяжести в СССР».

Наконец, третьей работой по геофизическому изучению строения земной коры является статья А. Д. Архангельского, написанная совместно с В. В. Колюбакиным и Н. В. Розе, «Тектоника докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по данным общей магнитной

съемки СССР». В ней подробно описана методика применения анализа магнитных аномалий для выяснения основных структурных особенностей кристаллического основания, погребенного под мощной осадочной толщей.

Второй раздел этого тома сочинений А. Д. Архангельского содержит его основные работы по литологии и полезным ископаемым. Первая из них — «Условия образования нефти на Северном Кавказе» — представляет до сих пор выдающийся интерес, так как в ней впервые в мировой литературе была разработана методика всестороннего литологического и палеогеографического анализа нефтеносных и «нефтепроизводящих» свит. Всякое исследование в этом направлении должно начинаться с изучения этой работы А. Д. Архангельского. К указанному исследованию близко примыкают статья А. Д. Архангельского «Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород», написанная со сравнительно-литологической точки зрения, далее статья «Где и как искать новые нефтеносные области в СССР», представляющая собой опыт практического приложения выводов, полученных в первых двух работах, а также статьи «Несколько слов о диагенезе морских глинистых отложений» и «Результаты работ по изучению донных отложений Южного Каспия».

Работа «Типы бокситов СССР и их генезис» представляет собой результат исследований А. Д. Архангельского по вопросу о происхождении бокситов. Этот труд до сих пор является настольной книгой каждого исследователя геологии алюминиевых руд; значение его очень велико, так как в нем были выяснены условия образования бокситов, позволившие А. Д. Архангельскому дать правильные, оправдавшиеся практикой, критерии для поисков этих руд.

Наконец, в этом же томе опубликован ряд работ А. Д. Архангельского по геологии и петрографии фосфоритов СССР, сделанных им в первый период его научной деятельности, и некоторые статьи об условиях образования и происхождении железных и медных руд и яшмовых формаций.

ТРУДЫ АКАДЕМИКА А. Д. АРХАНГЕЛЬСКОГО

1903

[Заметка об исследованиях эоценовых отложений в прибрежной полосе Вольского уезда Саратовской губернии]. В кн.: Годичный отчет Московского общества испытателей природы за 1902—1903 гг. М., 1903, стр. 15.

1904

Палеоценовые отложения Саратовского Поволжья и их фауна. «Материалы для геологии России», 1904, т. 22, вып. 1, стр. 5—207, 12 вкл. л. табл. [Лит-ра аннотированная, стр. 5—39].

1905

Палеоценовые отложения Саратовского Поволжья и их фауна. М., 1905, 207 стр., 12 вкл. л. табл. («Материалы геол. Рос.», т. 22).

Некоторые данные о палеоценовых отложениях Симбирской и Саратовской губерний. «Материалы геол. Рос.», 1905, т. 22, вып. 2, стр. 385—415.

О некоторых палеоценовых и верхнемеловых устрицах России. «Ежег. геол. мин. Рос.», 1905, т. 7, вып. 7—8, стр. 189—202. [Лит-ра, стр. 202—203].

То же на франц. яз. Там же, стр. 203—215.

[Сообщение о палеоценовых отложениях Саратовской и Симбирской губерний]. «Зап. СПб. мин. об-ва», сер. 2, 1905, ч. 43, вып. 1, стр. 23—24. (Протоколы).

1906

О юрских отложениях Камышинского и Аткарского уездов Саратовской губернии и Астраханско-Саратовской системе дислокаций. (Предварительная заметка). «Материалы геол. Рос.», 1906, т. 23, вып. 1, стр. 245—260.

1907

Геологические исследования в северо-западной части 94 листа Общей геологической карты Европейской России. «Изв. Геол. ком.», 1907, т. 26, № 7, стр. 327—349.

Геологическое строение Общего Сырта в пределах Новоузенского уезда Самарской губернии. «Ежег. геол. мин. Рос.», 1907, т. 9, вып. 1 — 2, стр. 8—21, 1 вкл. л. схем. Совместно с С. Неустроевым.

О буровой скважине на участке Мельниковых в Новоузенском уезде Самарской губернии. Там же, стр. 22—23.

1908

О меловых и третичных отложениях Камышинского уезда Саратовской губернии. Отчет по исследованиям 1905 года. «Материалы геол. Рос.», 1908, т. 23, вып. 2, стр. 431—489, карт.

1909

Результаты работ по геологическому исследованию фосфоритов Костромской губернии в 1908 году. В кн.: Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей. Под ред. Я. Самойлова, т. 1. Костромская губерния (рр. Волга и Унжа). М., 1909, стр. 5—16, фиг. («Гр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов»). Совместно с А. П. Ивановым и Я. В. Самойловым.

Геологическое описание фосфоритоносных отложений Костромской губернии по Волге к западу от г. Кинешмы и по р. Мере. Там же, стр. 17—69, фиг., 2 вкл. л. табл., 1 вкл. л. карт.

О верхнемеловых отложениях Аральского моря и новой зоне верхнего сенона России. «Бюлл. МОИП», нов. сер., 1909, т. 23, стр. 34—36. (Протоколы).

1910

Исследования залежей фосфоритов по побережью Волги в Симбирской и северной части Саратовской губернии. В кн.: Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей. Под ред. Я. Самойлова, т. 2. М., 1910, стр. 80—130, фиг. 1, вкл. л. карт. («Гр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов», сер. 1).

Краткий очерк геологического строения юго-западной части 94 листа Общей геологической карты Европейской России. «Изв. геол. ком.», 1910, т. 29, № 7, стр. 593—601.

О нижнемеловых отложениях северной части Саратовского Поволжья и псевдовулканических явлениях в дер. Аграфеновке. «Ежег. геол. мин. Рос.», 1910, т. 11, вып. 8, стр. 221—226. Совместно с Б. Д. Архангельским.

Сообщение о валунных образованиях южного Поволжья. В кн.: Дневник XII съезда русских естествоиспытателей и врачей в Москве с 28 декабря 1909 г. по 6 января 1910 г., № 10. М., 1910, стр. 500.

1911

Геологические исследования в Пензенской губернии в 1910 году. Краткий предварительный отчет. Пенза, тип. Губ. правления, 1911, 12 стр.

Отчет об исследованиях залежей фосфоритов в Саратовской губернии в 1910 году. В кн.: Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей. Под ред. Я. Самойлова, т. 3, М., 1911, стр. 31—186, рис.,

8 вкл. л. табл., 1 вкл. л. карт. («Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов», сер. 1). Совместно с С. А. Добровым и А. Н. Семихатовым.

Отчет об исследованиях фосфоритовых залежей в Пензенской губернии в 1910 году. Там же, стр. 187—253, рис. 2 вкл. л. табл., 1 вкл. л. карт. Совместно с О. К. Ланге.

Среднее и Нижнее Поволжье. (Материалы к его тектонике). «Землеведение», 1911, кн. 4, стр. 19—124, рис., карт, 1 вкл. л. табл. профилей Среднего и Нижнего Поволжья. Геологические разрезы.

Геологические работы в Пензенской губернии. В кн.: Предварительный отчет о работах по изучению естественно-исторических условий губернии в 1909, 1910 и 1911 годах. Приложение к докладу Управы Губернскому земскому собранию, 1911 г. М., 1911, стр. 1—23.

1912

Верхнемеловые отложения востока Европейской России. М., 1912, 631 стр., 2 вкл. л. карт, 8 вкл. л. табл. («Материалы геол. Рос.», 1912, т. 25).

Нижне-Ломовский уезд. М., Пензенское губ. земство, Оцен. отд., 1912. 98 стр., 1 вкл. л. табл., 1 вкл. л. карт. («Тр. эксп. Н. А. Димо по изуч. ест.-ист. усл. Пенз. губ.», сер. 1. Геология. Под ред. А. Д. Архангельского, вып. 2). Совместно с А. В. Красовским и А. В. Рощковским.

Ископаемая фауна берегов Аральского моря. I. Верхнемеловые отложения. Вып. 1. СПб., 1912. 79 стр., табл. (Изв. Туркест. отд. РГО), т. 8, вып. 2. Научные результаты Аральской экспедиции, снаряженной Туркест. отд. РГО, вып. 11).

К вопросу об истории послетретичного времени в низовом Поволжье. (Предварительное сообщение). М., 1912, 22 стр. («Тр. Почв. ком.», т. I, вып. 1).

Отчет об исследованиях залежей фосфоритов в Керенском и Чембарском уездах Пензенской губернии в 1911 году. В кн.: Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей. Под ред. Я. Самойлова, т. 4. М., 1912, стр. 123—228, табл., рис., 1 вкл. л. карт. («Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов, сер. 1). Совместно с С. А. Добровым и А. В. Красовским.

Геологическое строение и фосфоритовые залежи центральной части Камышинского уезда Саратовской губернии. Там же, стр. 465—532, табл., карт., 2 вкл. л. табл. [Лит-ра (стр. 467—468) 23 назв.]. Совместно с А. Н. Семихатовым.

Отчет по исследованию залежей фосфоритов в Краснослободском, Инсарском, Саранском, Мокшанском и Городищенском уездах Пензенской губернии в 1911 году. Там же, стр. 533—609, табл., рис., 2 вкл. л. карт. Совместно с О. К. Ланге, Г. Ф. Мирчинком и А. В. Рощковским.

Успехи изучения палеоценовых отложений в России с 1905 по 1911 г. — «Ежег. геол. мин. Рос.», 1912, т. 14, вып. 4—5, стр. 121—133.

То же на франц. яз. Там же, стр. 134—147.

Из наблюдений над послетретичными отложениями в Курской и Черниговской губерниях. «Журн. засед. Почв. ком. Моск. об-ва сел. хоз.», 1912, вып. 2, стр. 60—67. (Приложения).

[Отчет об исследованиях в Заволжской части 94 листа VI или прикаспийской области Общей геологической карты России, издаваемой Геологическим комитетом]. «Изв. Геол. ком.», 1912, т. 31, № 1, стр. 32—34. (Отчет. Геол. ком. за 1911 г.).

1913

Геологический очерк Саратовской губернии, М., Саратов. губ. земство, 1913, 256 стр., табл., черт., 1 вкл. л. табл. профилей, 1 вкл. л. карт. [Лит-ра (стр. 240—248) 205 назв.]. («Материалы изуч. ест.-производ. усл. Саратов. губ.», вып. 1). Совместно с С. А. Добровым.

Заметка о послетретичных отложениях восточной части Черниговской и западной части Курской губерний. М., 1913, 43 стр., рис. («Тр. почв. ком.», т. 2, вып. 2).

Геологическое строение и фосфоритовые залежи Дмитриевского и Рыльского уездов Курской губернии. В кн.: Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей. Под ред. Я. Самойлова, т. 5. М., 1913, стр. 250—303, табл., рис., 2 вкл. л. карт. («Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фосфоритов», сер. 1). Совместно с Н. И. Никшичем.

Очерк геологического строения и фосфоритовых залежей Спасского и восточной части Моршанского уездов Тамбовской губернии. Там же, стр. 305—354, табл., рис., 2 вкл. л. карт.

Геологическая карта Спасского и северо-восточной части Моршанского уезда Тамбовской губернии. Масштаб — 10 верст в англ. дюйме. Там же, на вкл. л.

Схематические разрезы через Саратовскую губернию. Горизонтальный масштаб — 10 верст в англ. дюйме; вертикальный масштаб — около 5 сажен в миллиметре, многокрас. В кн. авт.: Геологический очерк Саратовской губернии. М., 1913, на вкл. л. [Совместно с С. А. Добровым].

Геологическая карта Саратовской губернии по данным почвенных исследований, маршрутным геологическим работам 1909 и 1910 годов и литературным источникам (Саратовский уезд). Масштаб 1 : 420 000, многокрас., 2 листа. Там же, отд. вкл. [Совместно с Н. А. Димо, С. А. Добровым и А. Н. Семихатовым].

1914

Наровчатский уезд. М., Пенз. губ. земство, 1914, 60 стр., 1 вкл. л. карт. («Тр. эксп. Н. А. Димо по изуч. ест.-ист. усл. Пенз. губ.», сер. 1. Геология. Под ред. А. Д. Архангельского, вып. 5). Совместно с О. К. Ланге и А. В. Рошковым.

[Об устойчивости берега р. Волги около пристаней: Симбирск, Ставрополь, Хвалынский, Вольск, Ровное, Банновка и Царицын]. «Изв. Геол. ком.» 1914, т. 33, № 3, стр. 4—10. (Протоколы).

Предварительный отчет о геологических исследованиях в низовьях Аму-Дарьи (1-й лист IV ряда и 1-й и 2-й листы V ряда десятиверстной карты Туркестана). «Изв. Геол. ком.», 1914, т. 33, № 6, стр. 591—628, 1 вкл. л. карт.

[Материалы по геологическому исследованию полезных ископаемых в Курской, Черниговской и Орловской губерниях]. «Изв. Геол. ком.», 1914, т. 33, № 10, стр. 458—459. (Протоколы). Совместно с А. В. Фаасом.

1915

Саранский уезд [Пензенской губернии]. М., Пенз. губ. земство, 1915, 60 стр., 1 вкл. л. карт. [Лит-ра, стр. 5—7]. («Тр. эксп. Н. А. Димо по изуч.

ест.-ист. усл. Пенз. губ.», сер. 1. Геология». Под ред. А. Д. Архангельского, вып. 10). Совместно с О. К. Ланге, Г. Ф. Мирчинком, А. В. Рошковским.

Исследование залежей фосфоритов в области нижнего течения р. Аму-дарьи. В кн.: Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей. Под ред. Я. Самойлова, т. 7. М., 1915, стр. 457—517, рис., 2 вкл. л. карт. («Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов», сер. 1). Совместно с Б. Н. Семихатовым.

Заметки о верхнемеловых отложениях Азиатской России. I. Сенонан и турон Туркестана и прилежащих местностей. «Геол. вестн.», 1915, т. 1, № 4, стр. 197—203.

Следы верхнемеловых отложений в Уфимском уезде. «Геол. вестн.», 1915, т. 1, № 5, стр. 315—316.

[Отчет о съемке в пределах 1 и 2 листов V ряда десятиверстной карты Туркестана]. «Изв. Геол. ком.», 1915, т. 34, № 1, стр. 121—123. (Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. в 1914 г.).

Заметка о послетретичных отложениях Арало-Сары-Камышской низменности. «Изв. Геол. ком.», 1915, т. 34, № 3, стр. 399—413.

О результатах осмотра на месте вариантов обходной линии на участке Сызрань — Батраки. «Изв. Геол. ком.», 1915, т. 34, № 6, стр. 339—343. (Протоколы).

[О водоносности окрестностей г. Пензы]. «Изв. Геол. ком.», 1915, т. 34, № 7, стр. 401—402. (Протоколы).

[Отзыв по вопросу о глубине залегания подпочвенного водоносного горизонта в усадьбе Крестьянского банка в г. Пензе]. «Изв. Геол. ком.», 1915, т. 34, № 8, стр. 460. (Протоколы).

Из геологических наблюдений в пустыне Кызыл-Кум. «Изв. Почв. ком.», 1915, № 3, стр. 152—160.

1916

Геологический очерк Пензенской губернии. М., Пенз. губ. земство, 1916, 234 стр., табл., рис., 3 вкл. л. карт. [Лит-ра 74 назв.] («Тр. экпс. Н. А. Димо по изуч. ест.-ист. усл. Пенз. губ.», сер. 1. Геология, вып. 11).

Верхнемеловые отложения Туркестана. Вып. 1. Верхнемеловые отложения северо-западных Кызыл-Кумов и Ферганы. Пг., 1916, 100 стр., рис., 1 вкл. л. табл., 1 вкл. л. карт. («Тр. Геол. ком.», нов. сер., вып. 151).

Моллоски верхнемеловых отложений Туркестана. Вып. 1. Пг., 1916, т. VI, 57 стр., рис., 8 вкл. л. табл. [Лит-ра 70 назв.] («Тр. Геол. ком.», нов. сер., вып. 152).

[Сообщение об исследованиях в низовьях Аму-Дарьи, в пределах 1-го листа IV ряда десятиверстной карты Туркестана]. В кн.: Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета в 1915 г. СПб., 1916, стр. 134—136.

То же. «Изв. Геол. ком.», 1916, т. 35, № 1, стр. 134—136. (Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. в 1915 г.).

Геологическая карта Пензенской губернии. Масштаб 1 : 420 000, многокрас. В кн. авт.: Геологический очерк Пензенской губернии. М., Пенз. губ. земство, 1916, на вкл. л.

Карта подпочв. Пензенской губернии. Масштаб 1 : 420 000, многокрас. Там же, на вкл. л.

Схематическая геологическая карта низовьев Аму-Дарьи. Масштаб 40 верст в 1 англ. дюйме. В кн. авт.: Верхнемеловые отложения Туркестана. Вып. 1. Пг., 1916, на вкл. л. («Тр. Геол. ком.», нов. сер., вып. 151).

1917

[Отчет об осмотре месторождений нефти и серы в Бухаре, в Калифском, Байсунском, Ширабадском, Денауском и Гиссарском бекствах]. «Изв. Геол. ком.», 1917, т. 36, № 1, стр. 428—435. (Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. в 1916 г.).

Записка по вопросу о необходимости издания геологической карты Европейской России в 23-верстном масштабе (1 : 1 000 000). Изв. Геол. ком., 1917, т. 36, № 8, стр. 394—397. (Протоколы).

О необходимости составления Общей геологической карты Европейской России в масштабе 1 : 1 000 000. (Резюме доклада в Геологическом комитете). «Геол. вестн.», 1917, т. 3, стр. 42—45.

1919

Отчет о состоянии работ по составлению геологической карты Европейской России в масштабе 1 : 1 000 000. «Изв. Моск. отд. Геол. ком.», 1919, т. I, стр. 22—24. (Журнал присутствия Моск. отд. Геол. ком. Засед. 30 декабря 1918 г. Приложение 1).

Об Окско-Цнинском вале и Рязанско-Костромском прогибе. Там же, стр. 106—107. (Засед. 14 апреля 1919 г.).

К вопросу о геологическом строении области Курской магнитной аномалии. Там же, стр. 126—133. (Засед. 2 июня 1919 г. Приложение).

1920

Фосфориты. Очерк фосфоритовых месторождений России. Пг., 1920, 43 стр., табл., рис., 1 вкл. л. карт. (КЕПС. Естественные производительные силы России. Т. 4. Полезные ископаемые, вып. 25). Совместно с Я. В. Самойловым.

Очерки месторождений горючих сланцев в Европейской России. «Нефт. и сланц. хоз.», 1920, № 9—12, стр. 60—93.

Карта месторождений горючих сланцев в Европейской России. Масштаб 150 верст в дюйме. Там же, на вкл. л.

1922

Обзор геологического строения Европейской России. Т. 1—2. Пг., Геол. ком. 1922, 2 т. Т. 1. Юго-восток Европейской России и прилежащие части Азии. Вып. 1. 176 стр., табл., рис., карт.; т. 2. Средняя Россия. 467 стр. [Лит-ра 1229 назв.].

К вопросу о геологическом строении местности в области Курской магнитной аномалии и о возможных причинах последней. М., Гос. изд., 1922, 36 стр., 3 вкл. л. табл. [Лит-ра 89 назв.]. (КЕПС. Материалы по исследованию Курской магнитной аномалии. Под ред. П. П. Лазарева, вып. 3).

1923

Введение в изучение геологии Европейской России. Ч. 1. Тектоника и история развития Русской платформы. М.— Пг., Гос. изд., 1923, 146 стр., рис., 5 вкл. л. табл., 1 вкл. л. карт. [Лит-ра 134 назв.].

О некоторых результатах работ по изучению Курской магнитной аномалии. «Горн. журн.», 1923, № 6, стр. 307—312, рис.

1924

Курская магнитная аномалия. С добавлением статьи Н. И. Свительского: Криворожский рудный район и Курская магнитная аномалия. М.— Пг., Гос. изд., 1924, 84 стр., рис., 3 вкл. л. карт. («Современные проблемы естествознания», кн. 19).

Общий обзор работ Геологического отдела за 1920—1923 гг. В кн.: Труды Особой комиссии по исследованию Курских магнитных аномалий при Президиуме ВСНХ. Вып. 5. Труды Геологического отдела. Под ред. А. Д. Архангельского. М., 1924, стр. 5—7.

Результаты разведочных работ в окрестностях с. Лозовики Щигровского уезда к 6 октября 1923 г. Там же, стр. 8—37, рис., 1 вкл. л. табл.

Геологические исследования в области Щигровского и Старооскольского максимума Курской магнитной аномалии в 1921 г. Там же, стр. 38—59, 2 вкл. л. карт. Совместно с О. А. Денисовой и В. Н. Крестовниковым.

Общие результаты геологических исследований по северо-западной окраине Донецкого бассейна в 1923 г. Там же, стр. 153—187, рис., карт., 1 вкл. л. карт. Совместно с Н. С. Шатским, Н. А. Преображенским и др.

К вопросу об условиях залегания докембрийских пород в восточных частях Южно-Русской мульды. Там же, стр. 194—203.

О соотношении между аномалиями силы тяжести, аномалиями магнитными и геологическим строением в Восточной Европе. Там же, стр. 204—225, карт., 1 вкл. л. табл.

Дополнительные сведения о работах на первой разведочной линии в Щигровском районе по 5 февраля 1924 г. Там же, стр. 234—239.

Каменноугольные отложения Кудиновского района и кудиновские огнеупорные глины.— «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1923—1924, т. 2, № 1—2, стр. 29—45. [Лит-ра 8 назв.]. Совместно с В. Н. Крестовниковым и И. Д. Курбатовым.

Несколько слов о тектонике Русской платформы. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1923—1924, т. 2, № 3, стр. 243—265. [Лит-ра 7 назв.].

Ред.: Труды Особой комиссии по исследованию Курских магнитных аномалий при Президиуме ВСНХ. Вып. 5. Труды Геологического отдела. М., Гос. изд., 1924, 240 стр.

Карта аномалий силы тяжести $g_0 - \gamma_0$ Восточной Европы по данным А. Гижицкого, И. Савкевича, Е. Борра. Аномалия выражена в тысячных долях абсолютной единицы ускорения. В кн.: Труды Особой комиссии по исследованию Курских магнитных аномалий при Президиуме ВСНХ. Вып. 5. Труды Геологического отдела. Под ред. А. Д. Архангельского. М., 1924, стр. 220.

1925

Яков Владимирович Самойлов. Некролог. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1925, т. 3, № 3—4, стр. 187—201, 1 вкл. л. портр. [Лит-ра: Список печатных работ Я. В. Самойлова, 133 назв.].

О вероятном возрасте нижних горизонтов третичных отложений северного склона Кавказа. Там же, стр. 213—221. [Лит-ра 11 назв.].

Несколько слов о генезисе грязевых вулканов Апшеронского полуострова и Керченско-Таманской области. Там же, стр. 269—285. [Лит-ра 12 назв.].

1926

Обзор геологического строения Европейской России. Т. 1. Юго-восток Европейской России и прилежащие части Азии. Вып. 2. Л., Геол. ком., 1926, 245 стр., рис., карты. [Лит-ра 583 назв.].

Общие результаты разведочных работ в области Щигровского максимума Курской магнитной аномалии. В кн.: Труды Особой комиссии по исследованию Курских магнитных аномалий при Президиуме ВСНХ СССР. Вып. 7. Труды Геологического отдела. Под ред. А. Д. Архангельского. М.—Л., 1926, стр. 3—108, табл., рис. Совместно с И. И. Корбушом.

Бурение в области Тимского минимума Курской магнитной аномалии. Там же, стр. 109—118, табл., рис. Совместно с К. П. Козиным.

Разведочные работы в области Салтыковского и Огибнянского хребтов Курской магнитной аномалии. Там же, стр. 110—141, табл., рис. Совместно с К. П. Козиным.

General results of the prospecting in the northern zone of the Kursk magnetic anomalies. Там же, стр. 141—151.

Несколько соображений о геологической структуре Ставропольской возвышенности и примыкающих к ней частей Кавказского хребта.— «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1926, т. 4, № 1—2, стр. 39—45. [Лит-ра 4 назв.].

К разработке вопроса о палеогеографии СССР.— «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1926, т. 4, № 3—4, стр. 183—184.

О древности сероводородного заражения в морских бассейнах Крымско-Кавказской области и вероятной связи этих явлений с процессами нефтеобразования. «Нефт. хоз.», 1926, № 4, стр. 483—485.

То же на англ. яз. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1926, т. 4, № 1—2, стр. 121—131. Резюме на рус. яз. [Лит-ра 14 назв.].

Ред.: Труды Особой комиссии по исследованию Курских магнитных аномалий при Президиуме ВСНХ СССР. Вып. 7. Труды Геологического отдела. М.—Л., Промиздат, 1926, 279 стр.

К 35-летию научно-педагогической деятельности проф. И. М. Губкина. «Правда» от 12 февраля 1926 г.

1927

Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.—Л., Совет. нефт. пром., 1927, 183 стр., табл., рис., 2 вкл. л. табл. [Лит-ра 168 назв.].

Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1927, т. 5, № 3—4, стр. 199—289, табл. [Лит-ра (стр. 262—264) 52 назв.].

История изучения русских фосфоритовых месторождений и общие результаты подсчета запасов фосфоритов в СССР. В кн.: Фосфориты СССР. Л., 1927, стр. 1—12, 1 вкл. л. карт.

Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов. Там же, стр. 13—21. [Лит-ра 7 назв.].

Петрографические и химические типы русских фосфоритов. Там же, стр. 23—34, табл., 3 вкл. л. табл. [Лит-ра 13 назв.].

Сенонанские и третичные фосфориты Южно-Русской впадины. Там же стр. 45—63, рис., 1 вкл. л. карт. [Лит-ра 35 назв.]. Совместно с В. Н. Крестовниковым и Н. С. Шатским.

Карта распространения фосфоритоносных пород и их исследованности. 1926. Масштаб 150 верст в дюйме. Там же, на вкл. л.

1928

Общая геологическая карта европейской части СССР. Лист. 94. Сталинград (б. Царицын). Геологическое строение западной половины листа. Л., 1928, 143 стр., 1 вкл. л. карт. [Лит-ра 75 назв.]. (Тр. Геол. ком.), нов. сер., вып. 155).

Карта и разрезы осадков дна Черного моря. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1928, т. 6, № 1, стр. 77—108, рис., 1 вкл. л. карт. [Лит-ра 7 назв.].

Геология за десять лет. В кн.: Наука и техника СССР. 1917—1927. Сборник 2. Под ред. А. И. Иоффе, Г. М. Кржижановского, М. Я. Ланирова-Скобло, А. Е. Ферсмана. М., 1928, стр. 249—269.

Об отношениях складчатости Керченского полуострова к тектонике Крымских гор. «Вестн. геол. ком.», 1928, т. 3, № 2, стр. 1—6, карта.

О новых исследованиях дна Черного моря. «Геол. вестн.» 1928, т. 6, № 1—3, стр. 49—50. [Лит-ра 5 назв.].

Histoire de l'étude des gisements de phosphates de la Russie et statistique générale de ses réserves en phosphates. Les réserves mondiales en phosphates. Information faite par l'initiative du Bureau de XIV Congrès Géologique International. Espagne, 1926. Avec la collaboration des Services Géologiques et spécialistes des différents pays.

[История изучения русских фосфоритовых месторождений и общие результаты подсчета запасов фосфоритов в СССР.— Мировые запасы фосфоритов]. Vol. 1. Madrid, Graficas Reunidas S. A., 1928, p. 235—248, tabl. (Geologorum conventus XIV, Hispania, 1926).

Stratigraphie et conditions géologiques de la formation des phosphates de Russie [Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов]. Там же, стр. 249—260. [Лит-ра 7 назв.].

Les types petrographiques et chimiques des phosphates des Russie. [Петрографические и химические типы русских фосфоритов]. Там же, стр. 261—274, 4 вкл. л. табл. [Лит-ра 13 назв.].

Les gisements des phosphates cénomaniens et tertiaires de la dépression de la Russie méridionale [Сеноманские и третичные фосфориты Южно-Русской впадины]. Там же, стр. 275—296, табл., фиг. карт. [Лит-ра 12 назв.]. Совместно с В. Н. Крестовниковым и Н. С. Шатским.

Carte de l'extension des roches phosphatées et de leur degré d'exploration. 1926. [Карта распространения фосфоритовосных пород и их исследованности. 1926]. Там же.

Общая геологическая карта европейской части СССР, издаваемая Геологическим комитетом. Лист. 94 (западная половина). Сталинград (б. Царицын). Сост. по исследованиям 1907 и 1910 гг. Масштаб 1 : 420 000, многокрас. В кн. авт.: Общая геологическая карта европейской части СССР. Лист. 94. Сталинград (б. Царицын). Геологическое строение западной половины листа. Л., 1928, на вкл. л. («Тр. Геол. ком.», нов. сер., вып. 155).

1929

К познанию истории развития Черного моря. «Изв. АН СССР», ОФМ, 1929, № 8, стр. 691—706, табл. [Лит-ра 7 назв.]. Совместно с М. А. Баталиной.

Причины крымских землетрясений и геологическое будущее Крыма. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1929, т. 7, № 1—2, стр. 162—199, рис. [Лит-ра 19 назв.].

К познанию свойств нефтяных песков. Статья 1. «Нефт. хоз.», 1929, № 2, стр. 163—173, фиг., табл. Совместно с М. А. Жиркевич.

К истории изучения Чорелеского нефтяного месторождения. «Нефт. хоз.», 1929, № 3, стр. 321—324, фиг. Совместно с А. А. Блохиным и К. Р. Чепиковым.

Яков Владимирович Самойлов. Некролог. В кн.: «Я. В. Самойлов. Биопитие». (Посмертный сборник статей). Л., Науч. хим.-техн. изд-во, 1929, стр. 5—11.

Где и как искать новые нефтеносные области в СССР. «Нефт. хоз.», 1929, № 6, стр. 791—796.

То же на нем. яз. «Petroleum», Berlin, 1929, Bd. 25, № 37, S. 1253—1256; № 45, S. 1494—1498.

Академия Наук и потребности практики. «Торг.-пром. газ.», от 13 января 1929 г.

Где искать нефть? «Известия» от 11 июля 1929 г.

1930

О поисках залежей фосфоритов в СССР «Докл. АН СССР», сер. А, 1930, № 5, стр. 97—101. [Лит-ра 10 назв.].

Несколько слов о диагенезе морских глинистых отложений. «Докл. АН СССР», сер. А, 1930, № 18, стр. 475—480. [Совместно с Э. С. Залманзон].

Заметка о происхождении железных руд Липецкого района Центрально-Черноземной области. «Докл. АН СССР», сер. А, 1930, № 24, стр. 634—638.

Заметка об органическом веществе, фосфоре и ванадии в отложениях Черного моря. «Изв. АН СССР», ОФМ, 1930, № 3, стр. 205—215, табл. [Лит-ра 19 назв.]. Совместно с Е. В. Копченовой.

Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1930, т. 8, вып. 1—2, стр. 32—80, рис., 1 вкл. л. табл. [Лит-ра 32 назв.].

Outline of the structure and history of the Russian platform. [Очерк структуры и истории Русской платформы]. Moscow, Org. Com. of the Second International Congress of soil science, 1930, 37., fig., plate. (Guide-book for the excursion of the Second International Congress of soil science, vol. I).

Готовьте кадры геологов-разведчиков. «Комсомольская правда», от 24 августа 1930 г.

Обеспечим успех подготовки новых научных кадров. «Вечерняя Москва» от 12 ноября 1930 г.

1931

Геологические исследования в низовьях Аму-дарьи. Лист 1-й IV ряда, лист 1-й V ряда и юго-западная часть 2 листа V ряда десятиверстной карты Туркестана. М.—Л., 1931, 194 стр., 2 вкл. л. карт. [Лит-ра 118 назв.]. («Тр. ГГРУ», вып. 12).

Геология в борьбе за черный металл. М.—Л., ГНТИ, 1931, 15 стр. (АН СССР. Доклады на Чрезвычайной сессии в Москве 21—27 июня 1931 г.).

Сравнительно-литологические исследования по вопросу о происхождении подземных вод грозненских нефтяных месторождений. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1931, т. 9, вып. 3—4, стр. 282—301, табл. [Лит-ра 4 назв.]. Совместно с Э. С. Залманзон.

Что может и должен сделать комсомол. «Молодой большевик», 1931, № 14—15, стр. 38—41.

За децентрализацию Академии Наук, «Известия» от 1 июня 1931 г.
Невозможное при капитализме становится реальностью при советском строе. «Известия» от 19 июня 1931 г.

Одна из задач экстренной сессии Академии Наук. «Крестьянская газета», веч. вып. от 19 июня 1931 г.

Геология в борьбе за металл. Доклады [на чрезвычайной сессии Академии Наук]. «Известия» от 28 июня 1931 г., портр.

Геологическая карта низовьев Аму-Дарьи, 1917. Масштаб 1 : 420 000, многокрас. В кн. авт.: Геологические исследования в низовьях Аму-Дарьи. Лист 1-й IV ряда, лист 1-й V ряда и юго-западная часть 2 листа V ряда десятиверстной карты Туркестана. М.—Л., 1931, на вкл. л. («Тр. ГГРУ», вып. 12).

1932

Геологическое строение СССР. Европейская и среднеазиатская части. Л.—М., Гос. научно-техн. геол.-разв. изд-во, 1932, 425 стр., рис., 4 вкл. л. табл. [Лит-ра (стр. 375—415) 1447 назв.].

Основные принципы построения профиля специалиста. (Проект инструктивного письма). Материалы к докладу. Май 1932 г., 16 стр.

Значение гравиметрии и геологии и проблема изучения геологического строения Западно-Сибирской низменности. Л., Изд-во АН СССР, 1932, 14 стр. (Труды июньской сессии, посвященной проблемам Урало-Кузнецкого комбината).

То же. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1932, т. 10, вып. 3—4, стр. 413—427, рис.

То же [Доклад]. В кн.: Проблемы Урало-Кузбасского комбината. Т. 1. Л., 1932, стр. 155—168.

То же. [Тезисы доклада]. В кн.: Расписание занятий июньской сессии АН СССР, посвященной проблеме УКК, в Свердловске 3—10 июня 1932 г. Л., 1932, стр. 32—35.

Геологическая история Черного моря. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1932, т. 10, вып. 1, стр. 3—104, рис. [Лит-ра 147 назв.]. Совместно с Н. М. Страховым.

К вопросу о покровной тектонике Урала. Там же, стр. 105—111. [Лит-ра 5 назв.].

Об условиях накопления меди в осадочных породах. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1932, т. 10, вып. 2, стр. 293—307, табл. Совместно с Е. В. Рожковой.

Успехи изучения геологического строения европейской части СССР за пятнадцать лет. «Бюлл. МОИП», отд. геол. 1932, т. 10, вып. 3—4, стр. 367—381, 1 вкл. л. табл.

Геологические результаты гравиметрических работ в восточном Азербайджане. Там же, стр. 461—469, рис., 1 вкл. л. табл. [Лит-ра 12 назв.]. Совместно с В. В. Федынским.

Заметка о соотношении между геологическим строением и аномалиями силы тяжести в Восточной Европе. «Докл. АН СССР», сер. А, 1932, № 1, стр. 13—18, схема.

Краткий очерк геологической истории Черного моря. В кн.: Путеводитель экскурсий Второй четвертично-геологической конференции. Л.—М., 1932, стр. 288—308, рис. [Лит-ра 28 назв.].

Значение гравиметрии для геологии. В кн.: Геолого-разведочные работы во втором пятилетии. Материалы конференции (12—24 апреля 1932 г.). Ред. Ф. Ф. Сыромолотов. Вып. 3. М.—Л., «Станд. и рац.», 1932, стр. 292—304.

О геологии Союза ССР. (Доклад.). В кн.: Подготовка минерально-сырьевой базы для второй пятилетки. Итоги Всесоюзного геолого-разведочного совещания 12—19 февраля 1932 г. М.—Л., 1932, стр. 38—43.

К вопросу о происхождении битумов в Волго-Уральской области. «Нефт. хоз.», 1932, № 1, стр. 26—29, табл. Совместно с С. П. Павловой.

Четыре маршрута. Беседа [по поводу организации Комсомолом все-союзной разведки недр.]. «Комсомольская правда» от 20 марта 1932 г., портр.

Новый промышленный нефтяной район. «Правда» от 15 июня 1932 г.

1933

Геология и гравиметрия. Москва — Ленинград — Новосибирск, ОНТИ, 1933, 112 стр., рис., карт. [Лит-ра 74 назв.]. «Тр. НИИ геол. и мин.», вып. 1.

К вопросу об условиях образования хоперских железных руд. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1933, т. 11, № 1, стр. 72—77.

Схема тектоники СССР. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1933, т. 11, № 4, стр. 323—348, рис., 1 вкл. л. карт. [Лит-ра 11 назв.]. Совместно с Н. С. Шатским.

К вопросу об условиях образования бокситов в СССР. Там же, стр. 405—436, табл. [Лит-ра 39 назв.].

Об издании «Геология Союза ССР». «Землеведение», 1933, вып. 1, стр. 1—5. Совместно с А. А. Блохиным.

Перспективы геологического изучения бокситов. «Легк. мет.», 1933, № 6, стр. 4—7.

Ред.: Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской области. Л.—М., Гос. научно-техн. нефт. изд-во, 1933, 36 стр.

Тектоническая схема СССР. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1933, т. 11, № 4, на вкл. л.

1934

Геологическое строение СССР. Западная часть. Изд. 2-е, испр. и доп. Вып. 1. Москва — Ленинград — Грозный — Новосибирск, Горно-геол. нефт. изд-во, 1934, 224 стр., рис., 2 вкл. л. табл.

То же. Вып. 2. М.—Л., ОНТИ, 1934, 427 стр., фиг., 2 вкл. л. табл., 1 вкл. л. карт. [Лит-ра (стр. 333—406) 2060 назв.].

О зависимости химического состава осадочных железных руд от условий их образования. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1934, т. 12, вып. 2, стр. 262—278, табл. [Лит-ра 7 назв.]. Совместно с Е. В. Копченовой.

Сернистое железо в отложениях Черного моря. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1934, т. 12, вып. 3, стр. 431—440, табл., рис. [Лит-ра 5 назв.].

О соотношениях между геологической структурой и аномалиями силы тяжести европейской части СССР. В кн.: Доклады советской делегации VII Конференции Балтийской геодезической комиссии. Л.—М., 1934, вып. 6, стр. 3—11. [Лит-ра 9 назв.].

Результаты работ по изучению донных отложений Южного Каспия, произведенных экспедицией Института геологии и минералогии. Доклад. В кн.: Проблемы Волго-Каспия. Сб. 2. Л., 1934, стр. 473—481.

Заключительное слово к докладу. Там же, стр. 490—491.

Теснее связаться с предприятиями. «Правда» от 27 июня 1934 г. [О переводе Академии Наук в Москву]. «Известия» от 27 июня 1934 г.
Поиски алюминиевых руд. «Известия» от 30 июня 1934 г.

1935

Геологическое строение СССР. Западная часть. Изд. 2, испр. и доп., портр. М.—Л., вып. 1—2, ОНТИ, 1935, 2 т. Вып. 1, 224 стр., рис., 1 вкл. л. карт.; вып. 2, 427 стр., 3 вкл. л. карт, схем. [Лит-ра 2060 назв.].

К познанию химического состава железных руд СССР. М.—Л., ОНТИ, 1935, 66 стр., табл. [Лит-ра 52 назв.]. Совместно с Е. В. Копченовой. («Тр. НИИ геол. и мин.», вып. 11).

Задачи Геологического института. «Вестн. АН СССР», 1935, № 2, стр. 14—24.

Месторождения бокситов в СССР. «План. хоз.», 1935, № 4, стр. 37—51, табл. Совместно с Е. В. Рожковой.

Геологическое строение СССР. «Правда» от 26 марта 1935 г. (Академики о своей работе).

Кладовая богатств советской земли. «Правда» от 23 октября 1935 г.

1936

К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР. В кн.: Академику В. И. Вернадскому к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности. Ч. 2. М., 1936, стр. 863—873. [Лит-ра 14 назв.].

Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и юго-западном Казахстане. «Изв. АН СССР», ОМОН, сер. геол., 1936, № 1, стр. 3—33, схемы. [Лит-ра 20 назв.]. Совместно с В. В. Федынским.

А. П. Карпинский и «Большой Донбасс». «Вестн. АН СССР», 1936, № 7, стр. 35—37.

Результаты несвоевременного опубликования научных работ. «Вестн. АН СССР», 1936, № 11—12, стр. 97.

Аномалии силы тяжести в СССР и их геологическое значение. «СОРЕНА», 1936, вып. 4, стр. 28—42, схемы.

1937

Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.—Л., Изд.-во АН СССР, 1937, 299 стр., рис., карты, 3 вкл. л. табл., 9 вкл. л. карт. [Лит-ра 124 назв.]. Совместно с Н. С. Шатским, В. В. Меннером, Е. В. Павловским и др.

Приложение: Атлас. Палеогеографические схемы. 33 таблицы, сост. при участии А. Д. Архангельского.

Тектоника докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по данным общей магнитной съемки СССР.— «Изв. АН СССР»; ОМОН, сер. геогр. и геофиз., 1937, № 2, стр. 155—194, фиг., 1 вкл. л. карт. [Лит-ра 22 назв.]. Совместно с Н. В. Розе, В. В. Колубакиным, В. П. Орловым и А. И. Падаревской.

Геологическое значение аномалии силы тяжести в СССР. «Изв. АН СССР», ОМОН, сер. геол., 1937, № 4, стр. 701—742, карт., 1 вкл. л. карт. [Лит-ра 38 назв.]. Совместно с А. А. Михайловым, В. В. Федынским и Е. Н. Люстих.

Геологический институт [Академия Наук СССР]. «Вестн. АН СССР», 1937, № 10—11, стр. 168—180, илл. Совместно с М. Ф. Нейбург.

[О развитии советской геологии за годы 1917—1937]. Там же, стр. 329—331. («Итоги великого двадцатилетия»).

О происхождении бокситов и о поисках новых их месторождений. В кн.: Бокситы. Т. 1. Ч. 1. Под ред. А. Д. Архангельского. М.—Л., 1937, стр. 6—10, 1 вкл. л. карт.

Тектоническая карта. Масштаб 1 : 35 000 000, многокрас. М., НИИ, «Большой советский атлас мира», 1937, л. 90, 91.

1938

Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938, 226 стр., табл., фиг., карт., 10 вкл. л. табл. [Лит-ра (стр. 193—201) 204 назв.]. Совместно с Н. М. Страховым.

Успехи изучения геологического строения европейской части СССР после Октябрьской революции. В кн.: Математика и естествознание в СССР. Очерки развития математических и естественных наук за двадцать лет. М.—Л., 1938, стр. 725—743.

Экспериментальные исследования по вопросу о способах накопления меди в осадочных породах. «Изв. АН СССР», ОМЕН, сер. геол., 1938, № 2, стр. 279—295, табл., фиг. [Лит-ра 2 назв.]. Совместно с Н. В. Соловьевым.

Основные черты тектоники северной части Атлантического океана и Арктики. «Докл. АН СССР», 1938, т. 19, № 8, стр. 611—613. [Лит-ра 9 назв.].

1939

О некоторых спорных вопросах тектонической терминологии и тектоники СССР. «Изв. АН СССР», сер. геол. 1939, № 1, стр. 25—40. [Лит-ра 10 назв.].

Приблизить нефтяные месторождения к Москве. «Вестн. АН СССР», 1939, № 2—3, стр. 83—85.

Геологические результаты общих магнитометрических и гравиметрических работ в СССР. В кн.: Труды XVII Сессии [Международного геологического конгресса]. Союз Советских Социалистических Республик. 1937, т. 1. М., 1939, стр. 241—250, 4 вкл. л. карт. [Лит-ра 3 назв.].

Геологическое строение и геологическая история СССР. В кн.: Труды XVII Сессии [Международного геологического конгресса]. Союз Советских Социалистических Республик. 1937, т. 2. М., 1939, стр. 301—321, табл., схемы, 1 вкл. л. карт. [Лит-ра 18 назв.].

То же на англ. яз.: International Geological Congress. Report of the 17-th Session, The Union of Soviet Socialistic Republics, 1937, vol 2. М., ГОНТИ, 1939, стр. 285—304, план, карта. [Лит-ра 18 назв.].

Памяти товарища [академика И. М. Губкина]. «Известия» от 22 апреля 1939 г.

1940

О строении Русской платформы. «Бюлл. МОИП», 1940, отд. геол., вып. 3—4, стр. 5—37. [Лит-ра 21 назв.].

Главнейшие результаты работ экспедиции по равнине европейской части СССР. «Вестн. АН СССР», 1940, № 3, стр. 55—64, карты, 1 вкл. л. схем.

К вопросу о строении Русской платформы. «Докл. АН СССР», 1940, т. 28, № 2, стр. 152—154.

Несметные богатства. [Беседа о работе комплексной экспедиции Академии Наук СССР по европейской части СССР]. «Известия» от 6 февраля 1940 г.

1941

Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. 1. [Изд. 3]. М.—Л., Гос. научно-техн. изд-во нефт. и горно-топл. лит-ры, 1941, 376 стр., фиг., 1 вкл. л. портр., 21 вкл. л. карт, схем. 6 карт и схем отд. вкладкой. [Лит-ра 582 назв.].

1947

Геологическое строение и геологическая история СССР, в двух томах. Изд. 4. Т. 1. Геологическое строение СССР и его отношение к строению остальной земной поверхности. М.—Л., Гос. изд.-во геол. лит-ры, 1947, 415 стр., фиг., 17 вкл. л. фиг. [карт.]. [Лит-ра 580 назв.].

1948

Геологическое строение и геологическая история СССР, в двух томах. Т. 2. Докембрий и палеозой. Изд. 4. М.—Л., Гос. геол. изд-во, 1948, 372 стр., 2 вкл. л. карт. [Лит-ра 986 назв.].

1952

Академик А. Д. Архангельский. Избранные труды. Т. I. Изд. АН СССР, 1952, 550 стр.

ЛИТЕРАТУРА О ЖИЗНИ И ТРУДАХ А. Д. АРХАНГЕЛЬСКОГО

А. Д. Архангельский. «Торг.-пром. газ.» от 13 января 1929 г., портр. (Новые советские академики).

Архангельский Андрей Дмитриевич. Большая советская энциклопедия, т. 3, 1926, стб. 525—526.

Архангельский Андрей Дмитриевич. (1879—1940). Большая советская энциклопедия, 2-е изд., т. 3, 1950, портр., стб. 160.

Асафова Н. М. и Исакова О. В. Андрей Дмитриевич Архангельский (1879—1940). М. Всес. кн. палата, 1941, 40 стр. (202 назв.). (Материалы к библиографии трудов ученых СССР. Сер. геол. наук, вып. 3).

Асафова Н. М. и Исакова О. В. Хронологический указатель трудов А. Д. Архангельского. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1940, № 4, стр. 18—25 (182 назв.).

Асафова Н. М. и Исакова О. В. Труды академика А. Д. Архангельского. В кн.: Памяти акад. А. Д. Архангельского. М., 1951, стр. 5—20.

Блохин А. А., Меннер В. В., Шатский Н. С. Андрей Дмитриевич Архангельский. [Некролог]. «Вестн. АН СССР», 1940, № 7—8, стр. 78—85, 1 вкл. л. портр.

Губкин И. М. А. Д. Архангельский. [Перед выборами новых академиков]. «Известия» от 2 октября 1928 г.

Павлов А., Карпинский А., Ферсман А. Записка об ученых трудах профессора А. Д. Архангельского. «Изв. АН СССР», 1925, т. 19, № 18, стр. 825—831. [Лит-ра: Список работ А. Д. Архангельского, стр. 827—831].

Памяти академика Архангельского. [Некролог]. «Правда» от 18 июня 1940 г.; «Известия» от 18 июня 1940 г.; «Наша страна», 1940, № 7, стр. 44.

Положение о премии имени А. Д. Архангельского. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1945, № 5, стр. 152—153.

Рябинин А. Андрей Дмитриевич Архангельский. [Некролог]. «Ежег. Всерос. палеонт. об-ва», 1945, т. 12, стр. 163—164, портр.

Страхов Н. М. Академик А. Д. Архангельский (1879—1940). «Природа», 1941, № 4, стр. 106—112, портр. [Лит-ра: Список главнейших работ акад. А. Д. Архангельского, 22 назв.].

Страхов Н. М. Андрей Дмитриевич Архангельский. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1940, вып. 5—6, стр. 3—10, 1 вкл. л. портр.

Ферсман А. Е. Записка об ученых трудах профессора А. Д. Архангельского. В кн.: Записки об ученых трудах действительных членов Академии Наук СССР по Отделению физико-математических наук, из-

бранных 12 января 1929 г. Л., 1930, стр. 1—10. [Лит-ра: Список ученых трудов А. Д. Архангельского, 88 назв.1.

Ш а т с к и й Н. С. Андрей Дмитриевич Архангельский. (1879—1940). М., МОИП, 1944, 60 стр., 1 вкл. л. портр. [Лит-ра: Список трудов А. Д. Архангельского, стр. 46—56].

Ш а т с к и й Н. С., М е н н е р В. В., Б л о х и н А. А. Андрей Дмитриевич Архангельский. 1879—1940. Изв. АН СССР, сер. геол., 1940, вып. 4, стр. 3—17, 1 вкл. л. портр.; «Сов. геол.», 1940, № 7, стр. 3—13.

Ш а т с к и й Н. С. Основные направления научной работы академика А. Д. Архангельского. В кн.: «Памяти академика А. Д. Архангельского». М., 1951, стр. 21—31.

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА
ТЕРРИТОРИИ СССР**

—

О НЕОБХОДИМОСТИ СОСТАВЛЕНИЯ ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ В МАСШТАБЕ 1:1000000¹

(Резюме доклада в Геологическом комитете)

Составление общей геологической карты Европейской России в масштабе 10 верст в дюйме, для создания которой был в 1882 г. основан Геологический комитет, до сего времени не только не закончено, но еще очень мало продвинулось вперед. Причиной этого служат некоторые коренные недостатки в организации Геологического комитета. Главнейший из них — возложение на одно учреждение, обладающее едиными штатами и средствами, целого ряда разнообразных и нередко исключаящих друг друга задач и отсутствие фиксации определенного кадра работников и определенного количества денег на нужды 10-верстной съемки². Вследствие этого, под давлением господствующих промышленных кругов, Геологический комитет принужден был весьма скоро после своего основания большинство сил сосредоточить на работах узкого прикладного характера, обслуживающих нужды горной промышленности. В результате такого отвлечения сил за 35 лет опубликованы описания и карты, охватывающие всего 12—15% всей подлежащей съемке области. Учитывая неизбежное устарение материала, легко видеть, что при таком темпе работ составление 10-верстной карты никогда не будет закончено, и должно принять исключительные меры к ускорению этой работы.

Между тем в ближайшем будущем к Геологическому комитету будут предъявлены жизнью властные, категорические требования дать геологическую карту России (в масштабе, большем, нежели 60-верстная, которая уже издана комитетом). На первом месте должно поставить потребность в такой карте в связи с нуждами аграрной реформы в широком смысле этого слова — с мелиоративными предприятиями и с нуждами земств и городов. Как учреждение общегосударственное, призванное обслуживать все связанные с геологией нужды государственной жизни, комитет ни с формальной ни с этической точки зрения при изменившихся общественных отношениях не может более пренебрегать в угоду промышленности обслуживанием насущных нужд главной массы населения. Составление в короткий срок общей геологической карты и описания к ней совершенно необходимо и для того, чтобы дать возможность быстро ориентироваться в геологии России той массе новых работников, которая будет, несомненно, вызвана к жизни в ближайшем будущем запросами горной промышленности, земледелия и просвещения. В настоящее время, при отсутствии необходимых сводок начинающий геолог, а очень часто и старый работник, оказывается в чрезвычайно затруднительном положении

¹ Печатается по тексту, опубликованному в «Геол. вестн.», 1917, 3.— *Ред.*

² Такая фиксация представляется нам неизбежной при будущей реорганизации комитета; вопросу об этой реорганизации мы надеемся посвятить отдельную статью в ближайшем номере «Геол. вестн.».

при попытках ознакомиться с геологическим строением той или другой местности и принужден затрачивать на это нередко очень большое время, иногда совершенно не соответствующее характеру стоящей перед ним частной задачи.

Наконец, не нужно забывать, что общая геологическая карта сравнительно малого масштаба служит в конце концов исходным материалом при решении вопросов о распространении тех или иных геологических образований, содержащих полезные ископаемые; она не может удовлетворять непосредственным запросам горной промышленности, но со знакомства с такой картой начинается своя работа каждый геолог-практик и горный инженер, впоследствии переходящий к составлению детальных пластовых карт и к разведкам.

При невозможности в короткий, отвечающий запросам современной русской жизни, срок составить общую 10-верстную карту Геологический комитет может предпринять издание карты в масштабе 1 : 1 000 000 (около 23 верст в дюйме). Карта эта, имея приблизительно ту же легенду, как и 10-верстная, будет в состоянии дать ответ на ряд практических вопросов, особенно в области гидрогеологии, не говоря уже о научном и просветительном ее значении. Кроме того, при составлении такой карты должен быть поставлен задачей сбор материала для составления 60-верстной карты послетретичных отложений, в которой русскими почвоведомы чувствуется большая нужда.

В связи с одной своей работой я составил на основании частью литературного, частью еще не опубликованного материала, принадлежащего Геологическому комитету и некоторым частным лицам, 25-верстную карту Юго-Восточной России, обнимающую около 26 листов 10-верстной карты.

Материал наносился предварительно на 10-верстную карту и затем уже переносился на существующую весьма неудовлетворительную 25-верстную (так называемую военно-дорожную карту). Этот опыт в связи с частичным изучением материала области Средней и Южной России приводит меня к убеждению, что аналогичная карта может быть составлена для всей южной половины России, исключая, конечно, Кавказ. Для Северной России, как показывают результаты сбора фактических данных, произведенного Б. К. Лихаревым, материал еще очень скуден, и, исключая немногие площади, для этой области придется ограничиться, быть может, лишь нанесением на карту фактического материала.

Предполагаемая карта должна издаваться листами, заключающими в себе каждый 4 листа 10-верстной. Если исключить Финляндию и Крымско-Кавказскую область, то таких листов придется издать 25.

Каждый лист необходимо сопроводить объяснительной запиской, содержащей в себе: 1) оценку фактического материала, послужившего для составления карты, 2) список главнейшей литературы, 3) стратиграфический очерк с проведением достаточного числа иллюстрирующих изложение разрезов и, по возможности, кратких гидрогеологических указаний, 4) обзор тектоники. Размеры записки определяются существующим материалом и сложностью района, но не должны превышать десяти печатных листов.

Кроме того, издание карты должно сопровождаться составлением геологических очерков более крупных районов, ограниченных уже не условными рамками листов, а естественными границами. Таких районов можно наметить семь: Урал, Юго-Восточная Россия, Южная Россия, Центральная Россия, Северная Россия, Прибалтийская область и область Финляндского кристаллического щита.

Вся указанная работа при правильной ее организации и достаточных средствах может быть, повидимому, выполнена приблизительно в 5 лет.

Предлагаемая мною организация должна заключаться в следующем.

Вся организация работы и наблюдение за ее исполнением возлагаются комитетом на одного редактора, обязанного представлять ежегодные отчеты. Редактор этот составляет необходимый небольшой редакционный комитет, приглашает по соглашению с последним сотрудников, редактирует карты, описания и пр.

В редакции должен быть немедленно сосредоточен в копиях весь существующий в комитете картографический материал; кроме того, комитет должен обратиться к земствам и другим общественным и правительственным организациям, производившим геологические работы, а также к лицам, участвовавшим в таких работах, с просьбой предоставить для снятия копий имеющийся в их распоряжении неопубликованный картографический материал. Таким путем, между прочим, составитя чрезвычайно ценная коллекция карт, которая должна быть сделана доступной для изучения всем заинтересованным лицам.

Работа по сбору материала для карты и по составлению последней для членов комитета должна считаться их текущей, обычной работой, но составление текста должно оплачиваться особо. Для сотрудников следует установить особые нормы оплаты текста, учитывая и ту работу, которая затрачивается на составление карты. Члены комитета, посвятившие себя всецело данной работе, должны быть, при желании, освобождены от производства полевых работ.

Расходы на оплату работы по составлению карты и написанию очерков можно оценивать приблизительно в 50 000 рублей.

Для составления необходимой основы должны быть в возможно скором времени приглашены особые лица из числа специалистов-топографов.¹

¹ Настоящая статья А. Д. Архангельского представляет большой исторический интерес: в ней впервые изложены те принципы составления геологических карт масштаба 1 : 1 000 000, которые были осуществлены только после Великой Октябрьской социалистической революции и увенчались в настоящее время изданием миллионных карт почти всей территории не только европейской части СССР, как предполагалось А. Д. Архангельским, но и большей южной части Сибири и Средней Азии.—*Ред.*

ВВЕДЕНИЕ В ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЛОГИИ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ¹

Дорогому учителю
АЛЕКСЕЮ ПЕТРОВИЧУ ПАВЛОВУ

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Несколько лет назад автор настоящей книги начал читать в Московском университете курс геологии России. Впоследствии такие же курсы были введены в программу других университетов и высших горных школ Москвы и Петрограда и для ряда специальностей признаны обязательными. В связи с этим делается необходимым создание учебников или, вернее, курсов по геологии России, которых у нас до сего времени не имеется, как, впрочем, не имеется и курсов исторической геологии, отвечающих потребностям русской школы.

Для составления курса, который отвечал бы задаче во всем ее объеме, потребуется, вероятно, еще немало времени, при огромности несведенного сырого материала, но частные решения этой задачи уже вполне возможны.

Предлагаемая книжка имеет задачей ввести лиц, приступающих к изучению геологии России, в круг основных вопросов, касающихся геологической структуры и геологической истории Европейской России, как наиболее изученной части нашей страны. Та постановка и то решение вопросов, которые здесь предлагаются, отнюдь не являются общепринятыми и многими, вероятно, будут оспариваться; иначе и не может быть уже по одному тому, что, кроме А. П. Карпинского, до сих пор никто не пытался охватить геологию Русской платформы в ее целом. Поэтому книжку приходится рассматривать не просто как курс в обычном значении этого слова, но и как одну из очень немногих сводных научных работ по указанным сейчас общим вопросам. С этой точки зрения она может привлечь к себе внимание специалистов и в особенности молодых ученых, на долю которых падает решение тех многочисленных проблем, которые наше поколение может только наметить. Автор будет считать свою задачу выполненной и свою работу вполне вознагражденной, если книжка послужит толчком к работам в этом направлении. Для того чтобы облегчить такую самостоятельную работу начинающим, в книжке приведена главная литература, касающаяся геологической структуры Европейской России².

Основной задачей предлагаемого читателю первого выпуска «Введения в изучение геологии Европейской России» является выяснение геологической структуры той огромной равнинной области, которую обычно называют Русской равниной, Русской платформой или Русской плитой, и большая часть которой занята Европейской Россией. Южная гра-

¹ Отдельное издание, Госиздат. М.— Пг., 1923.— *Ред.*

² При ссылках на литературные источники мы ограничиваемся указанием в скобках фамилии автора и года издания цитируемых сочинений, которые приводятся в списке в конце работы.— *Ред.*

лица этой области на всем ее протяжении образована складчатыми горными хребтами Карпат, Крыма, Кавказа, Большого и Малого Балхана и Копет-дага; с востока границей является Урал, затем линия, проведенная от южного конца Мугоджар через так называемый Чупскакульский кряж и Аральское море на хребет Султан-Уиз-даг в дельте Аму-дарьи, и, наконец, полоса древних, полуразрушенных гор в пустыне Кызыл-кум. На севере естественной границей Русской равнины является Ледовитый океан; на северо-западе она примыкает к так называемому Балтийскому щиту, сложному из древнейших изверженных и метаморфических горных пород, а на юго-западе без резкой видимой границы переходит в Польско-Германскую низменность.

На первый взгляд интересующий нас участок земной коры, слагающийся главным образом из горизонтальных или слабо наклоненных морских осадочных образований, кажется построенным элементарно просто, но ближайшее изучение вопроса показывает, что Русская плита представляет собой довольно сложное геологическое образование. Понять его структуру, выяснить строение, взаимные отношения и генезис составляющих это тело элементов оказывается возможным только после изучения истории их развития.

Вследствие этого работа, естественно, подразделяется на две части. Первая из них посвящена изучению структуры, анатомии или, говоря специальным геологическим языком, тектоники плиты, вторая же содержит краткое изложение истории тех деформаций, которые претерпела земная кора в пределах Русской равнины за доступное для геологии время. Общие выводы, которые можно на основании изложенного материала сделать относительно характера, правильностей и отчасти причин колебаний земной коры, обусловивших структуру Русской платформы, изложены в третьей, заключительной части книги.

Второй выпуск настоящей работы, подготовляемый к печати, будет заключать в себе систематическое описание геологических образований, слагающих Русскую плиту.

Глава первая

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Изучение тектоники Русской равнины до самого последнего времени мало привлекало к себе внимание геологов, повидимому, главным образом в силу того обстоятельства, что резкие, бросающиеся в глаза нарушения напластования, которые характеризуют горные страны, в ее пределах встречаются весьма редко, и их очень трудно поставить в связь с хорошо нам известными горообразовательными процессами альпийского типа. С другой стороны, те тектонические формы, которые являются характерными для Русской плиты, обычно представляются настолько неясными и расплывчатыми, что их нередко или совсем не замечают, или же толкуют неправильно.

Среди геологов, работы которых послужили к выяснению структуры более или менее крупных участков изучаемой нами области, можно назвать Иностранцева (1872, 1877) и Чернышева (1915) — для Северной России; Архангельского (1922₁), Ласкарева (1905), Лутугина (Лутугин и Степанов, 1914; Чернышев и Лутугин, 1897), Оппокова (1901, 1906_{1,2}), Степанова (Лутугин и Степанов, 1914), Чернышева (Чернышев и Лутугин, 1897) и Чирвинского (1911, 1912, 1913) — для Южной и Юго-Западной; Архангельского (1911, 1922₂), Замятина (1914₂; Тихонович и Замятин,

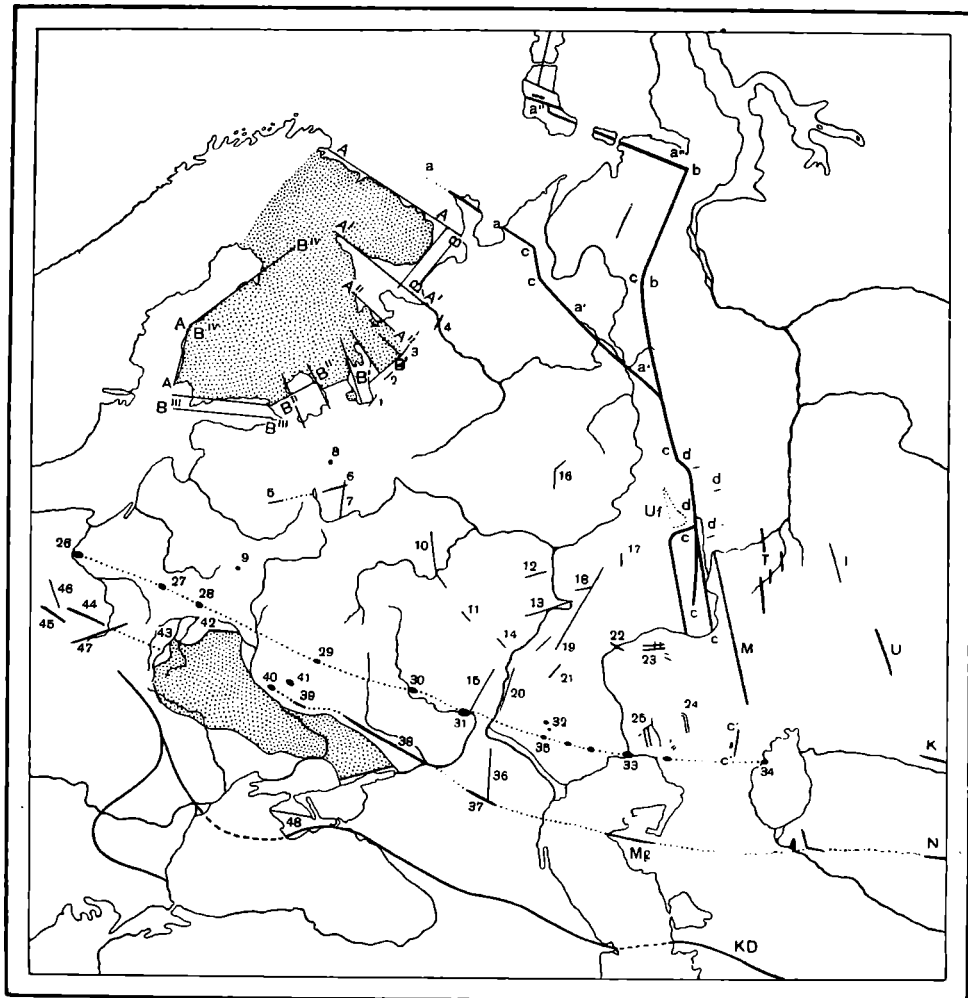


Рис. 1. Тектоническая карта Карпинского. Северо-западный кристаллический и Подольско-Азовский горсты и другие меньшие горсты покрыты пунктиром:

AA, A'A', A"A" . . . BB, B'B', B"B" . . . — направления продольных и поперечных сбросов, ограничивающих Северо-западный кристаллический горст; aa, a'a', a"a", bb — соответствующие направления в Карпина, Тимана, Пайхоя, Урала; cc — уральское меридиональное направление; c'c' — постумный Чушман; уфимский хребет d — некоторые поперечные дислокации Урала; Uf — Уфимское плато; l — пограничные западные выходы древних пород близ р. Ишим; K — Кара-тау; KD — Копет-даг; M — Мугоджары; Mg — Мангышлак; N — Нура-тау; T — восточные выходы древних пород Урала в бассейне Тобола; U — Улу-тау.

1 — Андома; 2 — р. Колова; 3 — р. Онега близ Вирючевских порогов; 4 — Сев. Двина близ Усть-Шинег; 5 — кембрий и силур Псковской губ.; 6 — силур Тверской губ.; 7 — дислокации западной части Тверской губ.; 8 — Столбинский овраг (Припья); 9 — силур и кембрий Минской губ.; 10 — Касимовско-Цнинская антиклиналь; 11 — Бельня (система р. Ворона); 12 — Свяго-Вольская дислокация; 13 — Жигули; 14 — дислокация бассейна р. Чардыма; 15 — Дово-Медведицкая дислокация; 16 — Вятский увал; 17 — наменноугольные выходы Шемы и Камышлы; 18 — Сергиевский сброс; 19 — дислокационное направление «Пермской оси» Самарской губ.; 20 — общее направление приволжских пограничных сбросов; 21 — дислокация Общего Сырта Новоузенского уезда; 22 — Кирсановская на Урале; 23 — урало-илецкие дислокации; 24 — Уральский нефтеносный район; 25 — Индерское озеро. Выходы и подземные выступы древних, донайзойских пород: 26 — Иновроцлав — Цехонис; 27 — Беловежская пуца; 28 — Луиница; 29 — ровельские гипсы; 30 — воронежские гранитные выступы; 31 — наменноугольный известняк на Дону; 32 — Васкунчак, Чапчачи, Бисцохо (к северу от Васкунчака — Малое Богдо и Эльтон); 33 — Гурьев и Кара-Чунгул; 34 — Куланды; 35 — нижнеюрские дислокации; 36 — пограничный сброс Ергеней; 37 — дислокация Чолон-хамура (южный конец Ергеней) и Сало-Мангычского водораздела, предполагаемый подземный риф наменноугольного известняка; 38 — общее направление Донецкого кряжа до подземного продолжения у Перешейно Полтавской губ.; 39 — гора Пивиха близ Новогеоргиевска; 40 — Канев; 41 — Исачки; 42 — базальт; 43 — Пельча; 44 — Келецо-Сандомирский кряж; 45 — Домбровский бассейн; 46 — Велонский кряж; 47 — Привислянский сброс; 48 — Сивашский и Тарханкутский сбросы.

1912), Кротова (1892, 1912), А. В. Павлова (1901, 1902, 1904), А. П. Павлова (1887, 1896), Православлева (1902, 1913) и Тихоновича (Тихонович и Замятин, 1912) — для юго-восточной, и, наконец, Сибирцева (1896) — для Средней.

Основные черты тектоники Русской плиты в ее целом, а также причины и последовательность во времени тех деформаций земной коры, которые обусловили ее особенности, сделались для нас более или менее ясными лишь благодаря почти полувековой работе А. П. Карпинского, которым был опубликован по этому вопросу ряд небольших, но чрезвычайно содержательных статей (1887, 1892, 1907, 1915, 1919, 1920). В дальнейшем нам представится случай довольно подробно изложить взгляды Карпинского, здесь же мы ограничимся воспроизведением последней из опубликованных им тектонических карт, на которую впоследствии придется неоднократно ссылаться (рис. 1).

Кроме Карпинского, вопроса о тектонике Европейской России в ее целом касались в своих работах Соболев (1912) и Семенов-Тянь-Шанский (1915), но данные ими схемы нельзя признать удачными.

Вся сумма знаний, накопленных трудами русских ученых, показывает, что древнейшие докембрийские кристаллические породы, которые составляют фундамент всех морских и континентальных образований, развитых в пределах Русской равнины, залегают в различных участках последней на резко различных уровнях. В одних местах, например, в Финляндии, в Олонецком крае, на Кольском полуострове, с одной стороны, в нижнем Приднепровье и по северному побережью Азовского моря — с другой, породы эти лежат непосредственно под почвой; в других, например, в Подмосковном районе, в нижнем Поволжье, в Полтавской и Харьковской губерниях, поверхность их расположена на много сот метров ниже поверхности почвы; наконец, в третьих местностях, как в южной части Орловской и северной части Курской губ., докембрийские образования отделяются от почвы всего несколькими десятками метров песчано-глинистых и известковых пород.

Такое своеобразное расположение докембрийских пород объясняется тем, что слагаемая ими древнейшая оболочка земли, составлявшая некогда поверхность Русской плиты, была рассечена впоследствии сбросовыми трещинами, по которым отдельные части ее опустились на весьма различную глубину. Образовавшиеся таким путем впадины заполнились постепенно морскими и континентальными осадками и очень мало отражаются теперь на современном рельефе страны.

Исходя из сказанного, мы можем подразделить площадь Русской плиты на горсты, в которых докембрийские образования или непосредственно выходят на поверхность, или отделяются от нее лишь небольшой толщей осадочных пород, и на впадины, в которых кристаллические породы опустились на большую глубину и прикрыты мощной толщей осадочных.

Нормальные осадочные породы, выполняющие впадины, в большинстве случаев сохраняют и по сие время то горизонтальное или слабо наклонное положение, которое они занимали при своем образовании. В некоторых пунктах, однако, мы встречаемся с явными нарушениями этого первоначального залегания, причем эти нарушения по их форме можно подразделить на четыре категории. К первой из них принадлежат длинные, более или менее пологие антиклинальные изгибы, которые мы будем называть валами, и сопровождающие их пологие синклинали, называемые нами прогибами. Типом таких нарушений является описываемый ниже Окско-Цнинский вал и сопровождающие его с востока и запада Рязанско-Костромской и Симбирско-Саратовский прогибы.

Вторую группу нарушений составляют гораздо более резкие брахиантиклинальные поднятия или купола, которые часто бывают осложнены и даже прямо раздроблены сбросами и сдвигами; эти куполообразные вздутия земной коры редко встречаются совершенно изолированно и обычно располагаются рядами на слабо приподнятом, валоподобном основании; довольно часто брахиантиклинали бывают приурочены к гребням настоящих валов, образуя на них резкие местные вздутия. Вообще валы и купола теснейшим образом связаны друг с другом.

Третью группу дислокаций, встречающихся во впадинах, составляют вертикальные смещения крупных участков пород по линиям раскола, т. е. сбросы и грабены. Наконец, следует упомянуть, что изредка преимущественно по окраинам горстов и в пределах опустившихся по сбросам участков, наблюдается сравнительно мелкая, но иногда очень резкая складчатость слоев.

Особняком от намеченных нами сейчас структурных элементов Русской плиты стоят три горных хребта, включенных в ее пределы: Тиман, Донецкий кряж и Мангышлакский Кара-тау. В них осадочные породы претерпели столь чуждые, на первый взгляд, всему нашему району, сложные и резкие складчатые дислокации.

ГОРСТЫ

Обзор тектонических элементов Русской плиты мы начнем с первой группы, именно с горстов. Как уже было выше упомянуто, последние можно подразделить на две категории, отличающиеся одна от другой, впрочем, чисто случайными, несущественными признаками. К первой группе принадлежат те выступы докембрийских образований, в которых слагающие их изверженные породы, гнейсы, кристаллические сланцы и пр. выходят непосредственно на поверхность, или, во всяком случае, залегают выше уровня речных долин данной местности. В горстах второй категории докембрийские породы до поверхности не поднимаются и отделены от нее небольшой сравнительно толщей нормальных образований; такие горсты мы будем называть в дальнейшем, по примеру Карпинского, подземными.

Наиболее крупными выступами докембрийских пород в России являются, с одной стороны, Северо-Западный или Балтийский кристаллический щит, а с другой — Подольско-Азовский горст или Южно-Русская кристаллическая площадь (см. рис. 1 и табл. 1).

Балтийский щит лишь сравнительно небольшой восточной частью входит в пределы России; среднюю часть его занимает Финляндия, а западная лежит в Швеции, близ границы которой с Норвегией породы щита скрываются под надвинувшимися со стороны Атлантического океана покровами каледонской складчатой системы. С севера Балтийский щит на небольшом протяжении, в Финмаркене, ограничивается складчатым кряжем, в котором видят продолжение Тимана, а на остальном протяжении, по берегу Кольского полуострова, обрезан, повидимому, сбросами. Целая серия сбросов определяет, по предположению Карпинского и других, также и восточную границу щита, которая проходит в русских пределах от юго-восточной оконечности Кольского полуострова по ломаной линии через Онежское и Ладожское озера к Выборгу. Южный край щита составляет берег Финского залива, вдоль которого, по Карпинскому, также проходят сбросовые линии. Принять это последнее предположение довольно трудно ввиду того, что в Ревеле, который лежит на 50 км южнее выходов гранитов в шхерах, породы эти встречены бурением всего

на 110 м ниже уровня моря. Достаточно поэтому наклона поверхности гранитов всего в 2,2—2,3 м на километр, чтобы объяснить все наблюдаемые соотношения, не прибегая к гипотезе сбросов.

Высота залегания гранитов под Петроградом также дает падение их поверхности в 4 м на километр. Исходя из этого, мы принимаем вместе с Енчем (Jentsch, 1914), что к югу породы Балтийского щита постепенно, без сбросов уходят под осадочные образования.

По отношению к восточной окраине горста предположения Карпинского представляются гораздо более вероятными ввиду тех дислокаций, которые наблюдаются в осадочных породах, прилегающих с этой стороны к кристаллической глыбе. К вопросу этому нам придется еще вернуться в заключительной главе.

В Северной России, вне пределов Балтийского щита, имеются еще небольшие выступы пород, которые могут принадлежать к докембрийским образованиям. Сюда относятся, во-первых, серицитовые и другие сланцы, а также граниты, развитые в пределах Тиманского кряжа и на Канином полуострове, а с другой — выходы кристаллических сланцев по побережью Ледовитого океана между устьем Печоры и Хайпудырской губой (Гревингк, 1891; Чернышев, 1907, 1915). Из дальнейшего будет видно, что тиманские и канинские выходы сланцев намечают, повидимому, восточную границу опустившегося в настоящее время массива кристаллических пород, который некогда примыкал с востока к Балтийскому щиту и составлял вместе с ним одну «Балтийско-Беломорскую кристаллическую массу».

Крайние северные выходы докембрийских кристаллических пород, составляющих Азовско-Подольский горст, находятся на Волыни, в системе правых притоков Припяти — Горыни и Уборти; отсюда породы эти широкой полосой тянутся на юг, а затем на юго-восток и восток-юго-восток по водоразделу притоков Припяти, Днестра и Буга, доходя до параллели Ананьева. У Екатеринослава и Александровска архейские породы достигают меридионального отрезка Днестра и, перейдя через него, распространяются по северному побережью Азовского моря, в Бердянском и Мариупольском уездах, до нижнего течения р. Кальмиуса.

Азовско-Подольская кристаллическая глыба со всех сторон, повидимому, ограничена сбросами, подробно рассмотренными в работе Ласкарева (1905). В противоположность Балтийскому горсту, где докембрийские породы или лежат непосредственно под почвой, или же отделены от нее только послетретичными образованиями, в пределах Азовско-Подольского — породы эти на водоразделах почти повсеместно, исключая приазовскую область, несут покров третичных отложений и выступают из-под них лишь по речным долинам; по западной окраине горста кристаллические породы прикрыты палеозойскими и меловыми образованиями.

Азовско-Подольским горстом выходы кристаллических пород в Южной России не ограничиваются. В трехстах километрах к северо-востоку от гранитной площади северного побережья Азовского моря, на Дону, у г. Павловска Воронежской губ., давно уже известны были небольшие выступы гранитов, прикрытых непосредственно белым мелом (Барбот де Марни, 1872; Васильевский, 1910; литературу см. у Васильевского). В недавнее сравнительно время такие же выступы обнаружены у северной границы Богучарского уезда (Михайловский, 1913, стр. 181), а затем граниты достигнуты были буровыми скважинами на ж.-д. станции Давыдовка, в Коротоякском уезде (Васильевский, 1910)¹, где они залегают

¹ По личному сообщению А. А. Дубянского, скважина в Давыдовке гранитов не достигла.

под девоном на глубине около 66 м, а также в Богучаре — на глубине около 81 м (Карпинский, 1919, стр. VI). Абсолютная высота поверхности гранитов во всех упомянутых сейчас пунктах колеблется, повидимому, в пределах от 40 до 80 м; на том же самом уровне (57 м) кристаллические породы (железистые кварциты) достигнуты и буровой скважиной в Лозовке около Щигров, в Курской губ. (глубина 162 м).

Факты эти делают несомненным, что в юго-западной части Воронежской и северо-восточной части Курской губ. на 40—80 м выше уровня моря располагается поверхность крупного выступа древнейших докембрийских образований, который мы в дальнейшем будем называть Воронежской глыбой. Можно быть уверенным, что на северо-западе глыба эта распространяется по меньшей мере до района Фатежа и Поньрей. На всем почти протяжении, исключая упомянутые пункты на Дону, Воронежский выступ кристаллических пород является подземным и обнаруживается только буровыми скважинами.

В промежутке, отделяющем Воронежскую глыбу от Азовско-Подольского горста, кристаллические породы опускаются на весьма большую глубину, и поверхность их лежит на много сотен метров ниже уровня моря.

Второй крупный подземный выступ докембрийских кристаллических пород приходится предполагать в крайнем юго-восточном углу изучаемой нами области, между Каспийским и Аральским морями. Чтобы сделать более ясной необходимость такой гипотезы, мы должны подробнее остановиться на ее обосновании.

Расположенное здесь огромное пустынное плато Устюрта и северных, высоких Кара-кумов резко выделяется среди прилежащих пространств уже одной горизонтальностью слагающих их третичных пород. В самом деле, Устюрт со всех сторон окружен дислокациями, которые на занятую им область не распространяются, как бы обходя его массив. К северу от плато располагается бассейн Эмбы и Сагиза с их многочисленными и резкими куполообразными складками, нередко совершенно раздробленными сбросовыми трещинами. С востока параллельно краю Устюрта и Каракумов протягивается пологий вал меловых пород, осложненный местами более резкими нарушениями, и древний горный хребет Султан-Уиздаг. Параллельно южному краю северных Каракумов, отделяясь от него глубокой впадиной южных низких Каракумов, протягиваются Кюлетдагские и Балханские горы; наконец, у западной окраины рассматриваемого нами массива располагаются дислокации Мангышлака и Туаркыра.

Всматриваясь внимательнее в строение тектонических сооружений, прилегающих к Устюрту, мы замечаем, что последний не только не участвует в этих складчатых дислокациях, но как бы оказывает на них активное, направляющее действие. В самом деле, Султан Уиздаг, равно как и сопровождающий его Кызылкумско-Аральский меловой вал, подходят к Каракумам с западо-северо-западным простиранием, резко меняют его на меридиональное; складки Эмбинского района затухают, подходя к Устюрту; у Устюрта, далее, исчезают складки мангышлакского Кара-тау и связанные с ним дислокации меловых и палеогеновых отложений, причем у восточного конца они резко отклоняются к югу, как бы встречая препятствие со стороны Устюрта; юго-восточным продолжением этих складок является быгь, может, Туаркыр, в котором нарушения имеют уже юго-восточное направление.

Наконец, невольно привлекают к себе внимание те изменения в простирании горных хребтов, которые имеют место в западных ветвях Тянь-Шаня и Памиро-Алая (рис. 2). Мы видим, что в Самаркандской области и в Бухаре хребты, как раз против юго-восточного выступа Устюртско-

Каракумского массива, подразделяются на два пучка, один из которых отклоняется к северо-западу, а другой — к юго-западу. Получается впечатление, что выступ этот играет роль клина, который врезается в систему юго-западного Тянь-Шаня и Памиро-Алая и раскалывает ее на две ветви.

Все перечисленные явления можно было бы объяснить при предположении, что под Устюртом и Кара-кумами на небольшой сравнительно

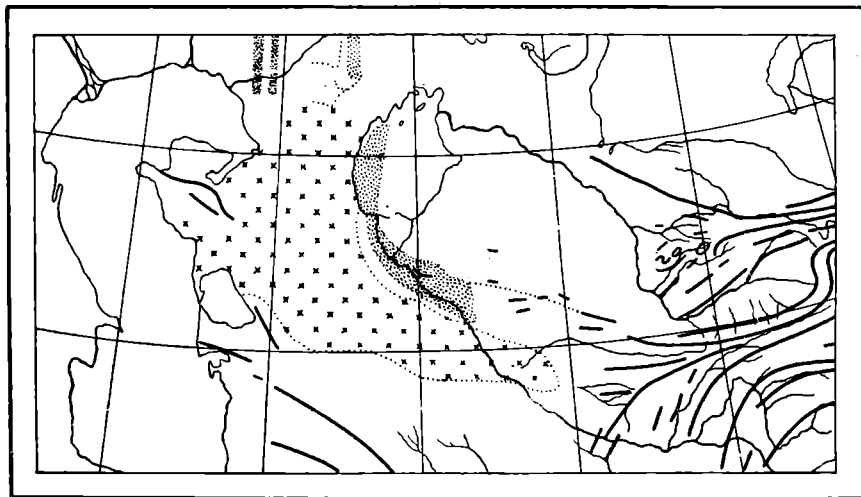


Рис. 2. Гипотетический подземный горст Устюрта (кресты) и соседние с ним складчатые дислокации (жирные линии) и валы (точки).

глубине располагаются устойчивые, жесткие массы кристаллических пород, которые не могли быть захвачены дислокационными процессами и действовали отклоняюще на направление складок. Что на месте Устюрта еще в мезозойскую эру располагалась какая-то масса, препятствовавшая распространению морских трансгрессий, с одной стороны, и мешавшая свободному сообщению различных частей одного и того же бассейна — с другой, следует из весьма многих фактов. Триасовая и юрская трансгрессии, охватившие Мангышлак, не распространялись до Султан-Уз-Дага, где меловые образования покоятся непосредственно на древних метаморфических и изверженных породах. В сеноманскую и туронскую эпохи, когда море одинаково покрывало и Мангышлак, и Кызыл-кумы, фауны той и другой области столь глубоко отличались друг от друга, что их можно считать принадлежащими к различным зоогеографическим провинциям. В этом отношении, область, занятая теперь Устюртом, служила гораздо более существенным препятствием к обмену фауны, нежели область Подольско-Азовского горста. Если мы обратимся еще далее вглубь времен, к палеозойской эре, то увидим, что область Устюрта и Кара-кумов подразделяла верхнепалеозойские геосинклинали на средиземноморскую и уральскую ветви. Все эти факты вполне подтверждают выводы, основанные на изучении тектоники прилежащих к Каспийскому морю местностей.

Кроме Устюрта, мы можем предполагать, вместе с Карпинским, существование подземных горстов на востоке Европейской России, в южном Приуралье, под так называемым Уфимским плато (бассейн Уфы и Юре-зани), а также на западе — в Холмском уезде Псковской и в Игуменском уезде Минской губ. Существование первого из этих выступов

подсказывается резким изгибом Урала и раздроблением слагающих его пород к востоку от Уфимского плато, что может быть объяснено сопротивлением расположенной здесь устойчивой, жесткой глыбы. На вопросе этом мы остановимся в конце этой главы подробнее. Мысль о существовании подземных горстов в Холмском и Игуменском уездах, где кристаллические породы должны залегать не глубже 200 м, возникла у Карпинского потому, что здесь на поверхность выходят кембрийские образования, в соседних областях скрытые под мощной толщей более молодых (девонских и силурийских) отложений.

Чтобы покончить с горстами, нам остается сказать еще несколько слов об их тектонике. Все выступы докембрийских образований, доступные нашему непосредственному изучению, состоят из изверженных и метаморфических пород, весьма сильно и сложно дислоцированных. Структура этих глыб показывает, что некогда они несли на себе мощные горные цепи, которые были впоследствии до основания срезаны процессами денудации. Тектоника Подольско-Азовского горста представляет еще очень много неясного, главным образом в силу того обстоятельства, что до сих пор не установилось определенных взглядов на природу развитых здесь гнейсов; одни из геологов склонны считать последние за измененные граниты, другие же видят в них метаморфизированные осадочные породы. «Наиболее достоверным кажется лишь взгляд, — говорит Ласкарев (1905, стр. 281), — что Южно-Русская (кристаллическая) площадь представляет чрезвычайно древние (докембрийские) островные горы (Rumpfgebirge), срезанные позднейшей денудацией местами до основания наиболее глубоко внедрившихся складок. Преобладание NW простирания последних выступает явственно, особенно в правобережной (по отношению к Днепру) части, в то время как NW складки левобережной части обнаруживают в более северных широтах склонность изгибаться в сторону NO».

Гораздо больше знаем мы о тектонике северо-западного Балтийского горста (см. карту, табл. I, стр. 116). Гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты и другие метаморфические породы, слагающие Балтийский кристаллический щит, несут на себе следы сильнейших горообразовательных движений. Не входя в детали их, мы напомним здесь только главнейшие факты, уже отмеченные Зюссом (Suess, 1913, т. III, стр. 500). В обширном гнейсовом поле Финляндии, расположенном между линией, идущей от Сердоболя на северо-западном углу Ладожского озера к оз. Улеатраск, и линией, соединяющей Вильманstrand с Санкт-Михелем, Суолахти и Гамеа-Карлеби, всюду наблюдается северо-северо-западное простирание складок. Тому же простиранию следует и широкая полоса кристаллических сланцев, ограничивающая гнейсовое поле с северо-востока и тянущаяся от Ладожского озера к Улеатраск. Северо-северо-западное направление складчатости удерживается далее в гнейсах, слагающих местность к северо-востоку от полосы упомянутых сейчас кристаллических сланцев, а также в кристаллических сланцах и изверженных породах по северо-западному побережью Онежского озера, по побережью Сегозера и в промежутке, разделяющем последнее от Выгозера. В местности, расположенной к северу от Онежского озера, и по побережью Белого моря, приблизительно до широты озер Кереть и Лоукского, преобладающее простирание пород, образующих здесь чрезвычайно крутые складки или однообразно наклоненных, переходит из северо-северо-западного в северо-северо-восточное. У ст. Боярской Мурманской ж. д. вновь, повидимому, происходит заворот слоев и, начиная отсюда, по побережью Кандалакшской губы и на всем Кольском полуострове, поскольку он сейчас нам известен, породы оказываются дислоцированными в западо-северо-за-

падном направлении (Геол. работы вдоль Мурманской ж. д., 1918; Иностранцев, 1877; Коленко, 1885; Миклуха-Маклай, 1897; Д. Соколов, 1918). На крайнем севере Финляндии, западнее оз. Энарэ, это простирание еще раз резко меняется, и складки направляются прямо на север. В юго-западных частях Балтийского горста, на юго-западе Финляндии и на юго-востоке Швеции, на поверхность выходят огромные гранитные батолиты. Направление складчатости здесь резко меняется, и вместо меридионального и северо-северо-западного в слоистых породах весьма часто наблюдаются широтные простирания. По мнению Зюсса (Suess, 1913, т. III, стр. 507), простирания в этой области в значительной мере следуют за очертаниями батолитов. В западной Швеции, где батолиты отсутствуют и преобладающее развитие снова получают древнейшие гнейсы, направление складчатости вновь становится северо-северо-западным.

ВПАДИНЫ

Ознакомившись с горстовыми выступами докембрийских пород, мы перейдем к рассмотрению тех обширных и глубоких впадин в докембрийской оболочке земной коры, которые заполнены в настоящее время нормальными осадочными образованиями. Таких впадин на пространстве Русской плиты имеется несколько.

Первая из них, которую мы будем называть в дальнейшем Восточно-Русской, обнимает собою большую восточную часть Европейской России, протягиваясь по ней в меридиональном направлении от Белого до Каспийского моря. Восточная граница этой впадины, на большей части своего протяжения весьма резко очерченная, совпадает с западным склоном Урала и Мугоджар, а южнее следует по северо-западному краю Устюрта и восточному берегу Каспия. На северо-западе впадина примыкает к юго-восточной окраине Балтийского горста. Южнее последнего Восточно-Русская впадина сильно расширяется, образуя обширный заливообразный выступ, известный под именем Подмосковной котловины. Граница ее здесь совпадает приблизительно с западной границей распространения верхнедевонских образований; описывая большую, выпуклую к западу дугу, она на границе Тверской и Псковской губерний близко подходит к Холмскому подземному горсту. В Смоленской губ. граница резко поворачивает к западу-юго-западу и проходит в этом направлении по северной окраине Воронежской гранитной глыбы до Борисоглебского уезда Тамбовской губ., в котором бурением достигнуты были девонские образования.

Южнее Воронежской глыбы и Донецкого кряжа Восточно-Русская впадина сливается с Причерноморской, от которой ее отделяют слабые вздутия слоев на Сало-Маньичском водоразделе и южном конце Ергеней. Вздутия эти, как мы увидим ниже, вероятно, намечают положение опустившегося горного хребта, который связывал Древнедонецкие горы с Мангышлакскими.

До какой глубины опустились в пределах Восточно-Русской впадины докембрийские породы, нам остается совершенно неизвестным. Можно только утверждать, что эта глубина весьма значительна и должна оцениваться многими сотнями метров. Поскольку нам известно строение земной коры в рассматриваемой области, она состоит в основе своей из синклинали, в общем, изогнутых слоев палеозойских пород, относящихся к пермской, каменноугольной и девонской системам; кроме того, имеются все основания думать, что между девоном и докембрийскими образованиями должны залегать еще мощные толщи силурийских отложений;

существует ли в пределах Восточно-Русской впадины кембрий, мы пока не знаем.

О величине изгиба, который претерпевают в пределах впадины палеозойские породы, могут дать некоторое представление абсолютные высоты верхней поверхности девона по окраинам и в средних частях Подмосквой котловины. В пределах Орловской, Смоленской, Витебской и Новгородской губерний поверхность девонских пород лежит на 200—250 м над уровнем моря, а под Москвою она падает до 180 м ниже уровня океана. В Ярославле весьма глубокие буровые скважины дошли только до каменноугольных отложений, и мы имеем все основания думать, что поверхность девона здесь лежит более, чем на 600 м ниже уровня моря.

Для выяснения истории развития Восточно-Русской впадины в высшей степени важно знать те изменения, которые претерпевают палеозойские отложения в различных ее частях. В подробностях эти изменения мы, к сожалению, проследить не можем, так как каменноугольные и девонские породы на огромных пространствах скрыты от непосредственного наблюдения мощной толщей более молодых образований. Тем не менее целый ряд фактов показывает, что интересующие нас изменения существуют и подчинены известным закономерностям.

Прежде всего выясняется, что палеозойские отложения восточной, приуральской части впадины почти всегда отличаются от палеозоя западной ее половины. Особенности приуральской полосы заключаются, во-первых, в большей полноте серии палеозойских пород, так как только здесь развиты нижнедевонские и верхнепермские отложения. Далее, мощность палеозоя в Приуралье больше, нежели в более западных местностях, как это видно на схематическом разрезе от Брест-Литовска до Бирска (см. табл. II), пересекающем Восточно-Русскую впадину. Наконец, приуральские палеозойские образования в целом ряде случаев существенно отличаются от среднерусских и фаунистически; в этом последнем отношении приуральский палеозой имеет иногда более общих черт с палеозоем Тянь-Шаня, нежели со среднерусским.

Переходя к северной части впадины, которая, по предыдущему, составляла некогда восточную часть Балтийско-Беломорской кристаллической массы, мы замечаем отсутствие здесь нижнекаменноугольных и, отчасти, силурийских отложений, а также иное, по сравнению с более южными частями, развитие девона.

Палеозойские образования Восточно-Русской мульды покрываются отложениями мезозойской эры, которые залегают на них трансгрессивно и несогласно. Сравнивая состав мезозойских отложений в различных частях впадины, мы видим, что крайние южные части ее, прилегающие к Каспийскому морю, отличаются присутствием морских триасовых отложений, неизвестных совершенно в других местностях равнины Европейской России. Другим отличием южных частей впадины является присутствие в них третичных отложений. Что касается до морских послетретичных образований, то они развиты как в южных, так и в северных, прилегающих к Ледовитому океану частях области, но здесь они далеко не достигают того мощного развития, какое характеризует прикаспийскую область. Это развитие новейших геологических образований резко отличается южную часть Восточно-Русской мульды от средних и северных ее частей, сближая прикаспийский район с впадинами Южной России (Южно-Русской и Причерноморской).

Сказанное позволяет видеть, что Восточно-Русская впадина по своему геологическому строению является образованием далеко не однородным. Взгляд на тектоническую карту (см. табл. I) показывает, что различия

между северной, средней и южной частями впадины не ограничиваются уже указанными нами признаками, но ясно сказываются также и в характере залегания пород.

Северная часть впадины, расположенная приблизительно к северу от параллели Новгорода или Вологды, характеризуется, поскольку мы это сейчас знаем, очень покоем залеганием слоев, и нарушения первоначального залегания последних имеются здесь лишь по окраине Балтийского кристаллического щита. Средняя часть мульды отличается присутствием весьма пологих валов и прогибов, которые располагаются приблизительно параллельно Уралу. Что касается юго-восточной части впадины, заключающей в себе Прикаспийскую низину и примыкающие к последней местности, то эта область отличается особенным обилием и интенсивностью нарушений напластования не только древних, палеозойских и мезозойских, но и новейших третичных образований. Нарушения эти имеют в большинстве случаев характер куполов, располагающихся рядами.

Сама Прикаспийская низина представляет, как мы увидим в дальнейшем, область очень недавнего опускания, и ее можно рассматривать как особую Прикаспийскую впадину.

Вторая из крупных впадин докембрийского фундамента Русской плиты, так называемая Южно-Русская, располагается к югу от Воронежской гранитной глыбы и имеет западо-северо-западное направление. С юга эта впадина ограничивается Донецким краем и Подольско-Азовской горстовой глыбой, причем мы имеем все основания думать, что эта южная граница обязана своим происхождением сбросам триасового периода, которые замаскированы теперь более молодыми породами. С запада Южно-Русская мульда замыкается Полесским подземным валом девонских пород, который тянется от северо-западной оконечности Подольского горста в северо-северо-восточном направлении к Игуменскому горсту и, вероятно, еще далее на север. Вал этот отделяет нашу впадину от Польско-Германской мульды, части которой захвачены разрезами № 1, 2 и 3 табл. II. На северо-востоке, между Доном и меридианом Фатежа, мульда ограничивается древними сбросами по юго-западному краю Воронежской гранитной глыбы¹; дальше к северо-западу граница ее становится несколько менее ясной. На пространстве между Брянском и Рославлем Южно-Русская мульда, быть может, сообщается довольно узким каналом с подмосковной котловиной. Восточная граница котловины неясна: вероятно, узким, но неглубоким каналом она сообщается здесь с Прикаспийской впадиной.

Общие условия залегания пород в пределах Южно-Русской впадины в настоящее время уже хорошо выяснены, и в литературе имеется целый ряд разрезов, иллюстрирующих ее строение (Дитмар, 1908; В. Соколов, 1898; Сучков, 1895). Мы приводим здесь три разреза, составленных при содействии Денисовой, Крестовникова и Лукшина и рисующих не только

¹ Относительно характера северной границы впадины мнения геологов расходятся: одни из них (Архангельский, 1922; Ласкарев, 1905) полагают, что впадина и с севера ограничена сбросами, другие же (Кариинский, 1920 и др.) допускают, что породы Средне-Русского девонского массива, отделяющего Подмосковную котловину от Южно-Русской, антиклинально перегибаются и, склоняясь к югу, согласно покрываются здесь мезозойскими образованиями. Нам уже было указано (Архангельский, 1922), что последний взгляд основан на совершенно неправильном толковании фактов: предполагаемого перегиба девонских отложений к югу в действительности не имеется, и наклоненные на юг мезозойские породы несогласно налегают по северной окраине впадины на косо срезанные головы девонских слоев, падающих на север.

строение самой мульды, но и ее отношение к соседним тектоническим элементам (разрезы на табл. II).

Из всех этих разрезов видно, что Южно-Русская впадина выполнена полого падающими к ее центру юрскими, меловыми и палеогеновыми породами (Архангельский, 1922а; Опшюков, 1901; Чирвинский, 1913). Палеогеновые и меловые образования по краям мульды имеют незначительную мощность, но в средних ее частях сильно утолщаются, и мощность одного белого мела в Харькове доходит до 275 м. Нижняя поверхность мела, залегающая в северных частях Курской губернии на абсолютной высоте свыше 200 м, к Харькову опускается до 490 м ниже уровня моря, а по окраине Донецкого бассейна вновь поднимается до прежней высоты. Угол падения мезозойских образований к оси мульды по северному крылу последней весьма мал; в северных и средних частях Курской губ. падение не превышает 2,5 м на километр, но южнее Белгорода увеличивается более, чем вдвое (до 6 м на километр). Южное крыло впадины гораздо круче северного, но за отсутствием достаточного бурового материала определить падение точно мы не можем.

Из нижнемеловых образований в пределах Южно-Русской впадины имеются, повидимому, только альбские. Юрские отложения здесь развиты иначе, нежели в остальных частях Европейской России: в южных частях впадины имеются осадки нижнего отдела системы, которые вне этого района развиты у нас лишь в Крыму и на Кавказе; с другой стороны, самые верхние горизонты юрских пород (волжские ярусы) здесь отсутствуют.

Какие породы подстилают в большей части Южно-Русской мульды юрские образования, остается невыясненным. По северной окраине впадины и в области Полесского подземного вала ниже мезозоя залегают девон (Карпинский, 1907; Опшюков, 1906а; Тутковский, 1916). В Киеве и в Каневском уезде (Опшюков, 1906а; Чирвинский, 1911) бурением под юрой обнаружены глины и аркозовые песчаники, которые относят обычно к девону; действительный возраст этих несомненно палеозойских пород является невыясненным. В северо-западном углу Донецкого бассейна юра налегает на континентальные образования триасового периода; в области Воронежского горста юрские породы отсутствуют, и верхнемеловые отложения покоятся непосредственно на гранитах.

Мы предполагаем, что в большей части впадины юрские образования могут подстилаться непосредственно докембрийскими породами, а также континентальными палеозойскими отложениями.

Местность между Подмосковной и Южно-Русской мульдами, получившая от Мурчисона название «девуонской оси России», рассматривалась, повидимому, большинством русских геологов как весьма пологое антиклинальное поднятие. К этому сводились воззрения Никитина (1900) и В. Соколова (1898), предполагавших, что девонские породы падают не только на север, к Москве, но и на юг, к оси Южно-Русской мульды; совершенно определено эта мысль выражена в последней работе Карпинского (1920). Мы уже указали выше, что такой взгляд не соответствует действительности и по южной окраине «девуонской оси» наклоненные полого к северу девонские слои несогласно перекрыты юрскими породами. Наиболее естественным кажется нам предполагать, что в области девонской оси палеозойские породы не были нарушены и сохранили свое первоначальное, слабо наклонное к северу положение. Под девонскими и частью, быть может, под силурийскими отложениями здесь на сравнительно небольшой глубине должны залежать докембрийские породы, поверхность которых в силу абразии имеет также слабое падение на север. Таким образом, в области «девуонской оси» палеозойские породы находятся в таком

же отношении к докембрийским, как и по южной окраине Балтийского щита, в пределах Эстонии и Латвии; только наклон поверхности гранито-гнейсовой массы здесь обратный.

К югу от Азовско-Подольского горста и Донецкого кряжа, почти параллельно Южно-Русской, протягивается еще одна длинная впадина, которую мы будем называть в дальнейшем Причерноморской. Впадина эта на западе соединяется с Прикарпатской; из Бессарабии она идет на восток через Азовское море в Ставропольскую губернию, где и сливается с Прикаспийской; в Азии продолжением Причерноморской мульды является, по видимому, низина южных Кара-кумов, получившая от Мушкетова (1891) название Туркменской впадины.

Причерноморская впадина с севера ограничена сбросами по южной окраине Подольско-Азовского горста и Донецкого кряжа — а с юга — Крымскими и Кавказскими горами. Образована она в общем синклиinallyно изогнутыми слоями верхне- и нижнетретичных пород и верхнего мела. Ниже последнего в южных частях впадины должна залегать, вероятно, еще огромная толща мезозойских и палеозойских образований; в северной части, как показывают результаты бурения в Таганроге (Погребов, 1911), ниже меловых мергелей залегает незначительная, сравнительно (98 м), толща разноцветных мергелей неизвестного возраста, в основании которой располагается «конгломерат с ракушками»; далее следуют уже метаморфические породы. Таким образом, серия осадочных пород по северному краю впадины является очень неполной.

Туркменская впадина ограничена на севере чинками Устурта и высоких Кара-кумов, с юга же — Копет-дагом и М. Балханом. Геологическое строение ее почти неизвестно. Под покровом послетретичных пород должны следовать третичные и меловые, но о более древних образованиях никаких фактических данных не имеется.

ДЕФОРМАЦИЯ СЛОЕВ ВНУТРИ ВПАДИН

Переходя теперь к изучению деформаций осадочных пород, замещающих впадины, мы прежде всего должны остановиться на тех нарушениях слоев, которые имеют место по периферии горстовых массивов и генетически связаны с движениями последних.

Явления эти вообще еще очень плохо изучены.

Данные, касающиеся нарушений по восточной окраине Балтийского щита, уже сведены были в свое время Чернышевым (1915, стр. 124), и мы можем здесь воспользоваться его словами: «Мы вправе ожидать, — говорит Чернышев, — что... вблизи этого горста должны наблюдаться дислоцированные отложения, следующие в их простираии очертаниям горста. И действительно, уже на юго-восточном берегу Онежского озера, в Андомской горе, мы имеем ясно дислоцированные девонские песчаники и мергели с общим простираием на NE и падением к SE¹. На пространстве между Онежским озером и р. Онегой не имеется сколько-нибудь определенных сведений о дислоцированных верхнепалеозойских породах, и лишь в одном пункте на р. Колове (на картах Колода) А. А. Иностранцев (1872) встретил кремнистые известняки, образующие слабо волнистые складки. На р. Онеге, которая была пройдена тем же исследователем шаг за шагом, ниже д. Бирючевой прорезана полоса складчатых и сильно дислоцированных малиновых и красных песчаников, брекчий и мергелей,

¹ Слой на Андомской горе образуют несколько складок с падением крыльев от 20 до 65° и даже до 85°.

простирающихся на NNE. К северу по их простиранию обнажается у водопадов на р. Ике темнозеленая порода, залегающая мощными, но ясными слоями, падающими на WNW под $\angle 77^\circ$. К западу от Онеги, по р. Сывтуге, и далее по Коже выступают хлоритовые сланцы; падение их на р. Сывтуге отчетливо на W под $\angle 52^\circ$.

«Едва ли не самый любопытный пункт находится на р. Северной Двине, ниже Усть-Пинеги, где девонские песчаники, трансгрессивно покрытые каменноугольными известняками со *Sp. mosquensis*, выступают на берегу, простираясь, по словам К. А. Волосовича на NE и падая в сторону от реки, т. е. к SE».

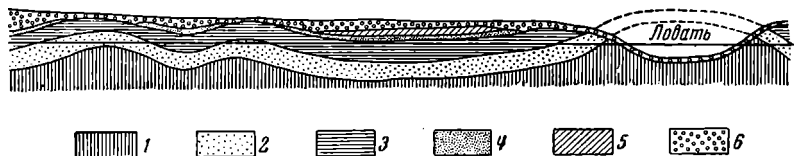


Рис. 3. Складчатость кембрийских и силурийских отложений на Ловати, по Карпинскому:

1 — синяя кембрийская глина, 2 — унгулитовый песчаник, 3 — сланец, 4 — глауковитовый песчаник, 5 — известняк, 6 — послетретичные отложения.

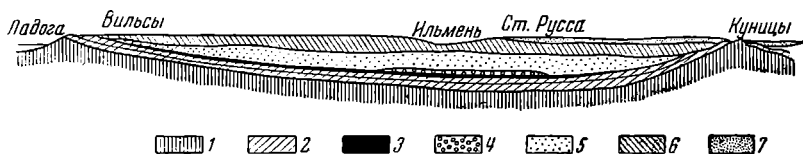


Рис. 4. Разрез по меридиану р. Ловати и Волхова, по Карпинскому:

1 — кембрийские отложения; 2 и 3 — нижний силур; 4 — верхний силур; 5 — среднедевонские песчаники; 6 — среднедевонские известняки; 7 — верхнедевонские песчаники.

Учитывая редкость выходов коренных пород по восточной окраине Балтийского горста, мы из приведенных фактов можем сделать заключение, что дислокации представляют здесь весьма распространенное явление. Они обычно, повидимому, имеют характер складок небольшой амплитуды, с простиранием, параллельным краю горста, т. е. северо-северо-восточным.

В непосредственной близости к южной окраине Балтийского горста нарушений напластования, которым можно было бы приписывать несомненно тектоническое происхождение, неизвестно. Параллельные этому краю дислокации открыты были, однако, Карпинским по р. Ловати, южнее г. Холма у деревень Максимовой и Куницы (Васильевский, 1912; Карпинский, 1887), где на поверхности среди верхнедевонских отложений внезапно появляются кембрийские и нижнесилурийские породы. Породы эти образуют ряд пологих складок, изображенных на рис. 3; простирание слоев в одних пунктах северо-восточное, в других же — северо-западное. Небольшой размер выходов не позволяет сделать определенных заключений о действительном направлении складок и их форме. Силурийские слои несогласно и трансгрессивно покрыты верхнедевонскими породами. Нарушения на Ловати не ограничиваются, повидимому, выходами кембрия и силура, так как здесь среди верхнего девона местами имеются такие же островки и среднедевонских отложений. Карпинский

полагает, что направление холмских дислокаций почти широтное или, точнее, востоко-северо-восточное, параллельное южному краю Балтийского щита, и считает, что их продолжением являются выходы силура у Вышнего Волочка, в Тверской губернии, о которых мы скажем несколько слов в дальнейшем.

«Рассматриваемые здесь соотношения силурийских осадков на Ловати и главной площади их распространения наглядно поясняются прилагаемым идеальным геологическим разрезом по меридиану упомянутой реки и р. Волхова (рис. 4). Самые нижние слои этих осадков, выступая на поверхность около параллели Петербурга, южнее скрываются под нею на глубину, которой не достигают буровые скважины в Старой Руссе (около 200 м) и затем снова выходят на поверхность на большой абсолютной высоте в Псковской губ. и около Вышнего Волочка в Тверской губ., где нижнесилурийский известняк был открыт Воком и где окрестности сложены из отложений каменноугольной системы. Обе эти местности находятся на линии, параллельной выходам нижнесилурийских и кембрийских слоев в губ. Петербургской».

«Таким образом, можно думать, что кембрийские и силурийские слои, до отложения среднедевонских осадков, приняли положение в виде широкой и пологой котловины или синклинальной складки, причем выходы упомянутых слоев в южном, юго-восточном крыле замечены покуда только в двух пунктах. Слои эти неравномерно размыты и переметно покрыты средне- и верхнедевонскими осадками (Ловать) и отложениями каменноугольными, включительно до верхнего отдела этой системы (Тверская губ.)».

Ряд тектонических нарушений, в большинстве случаев весьма неясной природы, имеется также по окраинам юго-западного, Подольско-Азовского горста.

Исследования галицийских геологов и Ласкарева (1905, 1914) показывают, что массив кристаллических пород, прикрытых в юго-западной своей части палеозойскими образованиями, ограничен со всех, повидимому, сторон опусканиями сбросово-флексурного типа. В большинстве случаев эти сбросы, происшедшие частью в палеозойское, частью же в мезозойское время, скрыты от наблюдения верхнемеловыми и третичными образованиями. Единственным пунктом, где нарушения палеозоя по краям горста видны вполне отчетливо, являются окрестности с. Пельчи в Дубенском уезде, по западному краю горста. Здесь Ласкарев под толщью туронского и сеноманского мела наблюдал сильно наклоненные девонские породы, образующие опущенное крыло флексуры. По его предположению, крыло это на глубине разбито рядом сбросов (рис. 5).

Кроме этих ограничивающих горст сбросовых и флексурных дислокаций, по краю его имеются и нарушения иного типа. Наиболее замечательны из них дислокации по побережью Днепра в Каневском уезде (Гарицкий, 1890; Луцицкий, 1913).

Здесь, среди сплошного поля третичных пород, выведены на поверхность верхнемеловые и юрские отложения, обнаруживающие вместе с покрывающими их эоценовыми образованиями, весьма энергичную дислокацию. Слои их разбиты сбросами, круто наклонены, иногда поставлены на голову. Местами можно видеть крутые антиклинали и даже опрокинутое залегание слоев, в котором юрские породы налегают на третичные и меловые. Преобладающее направление Каневских дислокаций северо-северо-западное; нередко встречаются северо-северо-восточные и меридиональные простирания и изредка почти широтные. Ласкарев считает, что Каневские дислокации возникли благодаря некоторому смещению

всей массы Азовско-Подольского горста во время образования Карпат. При этом некоторые из оторвавшихся ранее от горста глыб могли несколько изменить свое положение и нарушить покрывающие их слои.

Кроме этих резких и несомненно тектонических нарушений, по соседству с Азовско-Подольским горстом наблюдаются еще некоторые отклонения от нормального залегания пород, природа которых остается невыясненной. К такого рода явлениям принадлежат отмечаемые Карпинским (1919) выходы юры в Беловежской пуще, высокое залегание девонских

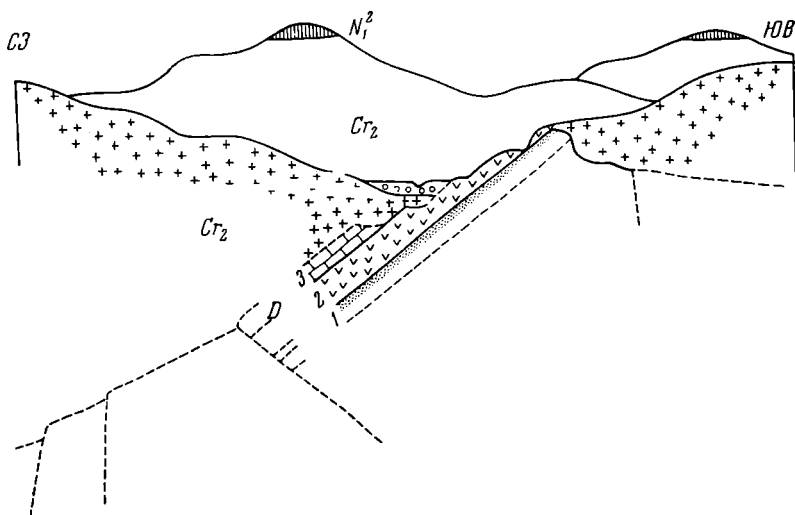


Рис. 5. Схема дислокации у с. Пельчи, по Ласкареву:

D — девонские отложения; *Cr₂* — верхнемеловые отложения;
N₁² — верхнетриетичные отложения.

отложений, обнаруженных буровой скважиной в Луинце Пинского уезда (Карпинский, 1907; Оплоков, 1906₁; Тутковский, 1916)¹, выходы диабазов у с. Исачки Лубенского уезда Полтавской губ. (Армашевский, 1903), выходы гипсоносных пород и гипсов в окрестностях с. Аксютинца Ромненского уезда, которые, по Армашевскому (1903), могут быть продуктами выветривания изверженных пород, и, наконец, ненормально высокое положение палеогеновых мергелей в горе Пивиха на левом берегу Днепра, верстах в 20—25 к северо-западу от Кременчуга. Здесь Н. Соколов (1893) наблюдал наклон слоев в 15° на северо-восток.

Из приведенной выше тектонической карты Карпинского видно, каким образом связывает названный ученый все эти явления между собою и с другими тектоническими элементами Русской плиты, которые частью уже были рассмотрены нами ранее, частью же будут описаны ниже. Согласиться с такой группировкой морфологически и генетически совершенно различных элементов нельзя.

Среди деформаций слоев, которые имеются внутри впадин, на первом месте следует поставить те пологие изгибы пластов, которые названы были нами в предыдущем валами и прогибами.

При описании Южно-Русской впадины было указано, что последняя

¹ Последнее находится в связи с общим поднятием пород в области Полесского подземного вала.

отделяется от Польско-Германской мульды высоким и широким подземным валом палеозойских пород, который направляется от северо-западного конца Азовско-Подольской кристаллической массы на северо-северо-восток к Игуменскому подземному горсту. Поскольку можно судить по материалу буровых скважин, породы, слагающие вал, принадлежат к среднему девону, именно к его песчано-глинистой фации. Составить определенное представление о характере залегания этих образований по имеющемуся материалу невозможно, но мы не имеем никаких оснований думать, чтобы они были сколько-нибудь сильно нарушены. Характерно, что в выходах кембро-силурийских отложений в области Игуменского горста, который расположен в северной части Полесского вала, слои не обнаруживают заметных уклонов (Карпожицкий, 1895). Судить о природе Полесского вала, при невозможности его непосредственного изучения, очень трудно. Не исключена возможность, что он по своей структуре и происхождению имеет мало общего с остальными тектоническими сооружениями, которые мы называем валами¹.

Доступные для ближайшего изучения валы расположены в пределах Подмосковной котловины и Восточно-Русской впадины в тесном смысле этого слова; один из них, Окско-Цнинский, и служит границей между той и другой.

Западный из известных нам валов, Вышневолоцко-Новоторжский, расположен в северо-западной части Подмосковной котловины, в Тверской губ., между городами Вышним Волочком и Старицей. Здесь среди сплошного поля известняков среднего отдела каменноугольной системы протягивается с северо-северо-запада на юго-юго-восток узкая (не более 7 км), но весьма длинная (до 100 км) полоса песчано-глинистых пород, относящихся к самым нижним горизонтам каменноугольных отложений (угленосная свита). Точно определить разницу в абсолютной высоте залегания угленосных пород в осевой полосе вала и прилежащих к нему местностях не представляется возможным, но едва ли величина смещения может превышать 200—250 м. Соответственно со столь малой амплитудой поднятия угол наклона слоев на всем почти протяжении вала очень мал, и его нельзя уловить в небольших разрезах глазом; лишь смена одних горизонтов другими убеждает геолога в существовании падения. Из расположения пород на склонах вала делается очевидным, что падение его крыльев неодинаково и восточное наклонено круче западного. Соколов и Миссуна (1915) сравнивают Вышневолоцко-Новоторжский вал с флексурой (рис. 6), Хименков же (1913) уподобляет его слегка несимметричной антиклинали (рис. 7). У северного конца вала на поверхности появляются внезапно нижнесилурийские известняки, пласты которых обнаруживают уже ясно заметные наклоны в 15—17° на запад-северо-запад в одних пунктах и на северо-северо-восток в других (Бок, 1871). Карпинский, как указано выше, полагает, что выходы силура у Вышнего Волочка связаны с широтной дислокацией, выведшей на поверхность

¹ Во время печатания книги была получена статья Кужняра (С. К у з н я р. Les Ouralides de l'Europe Septentrionale et Centrale. Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego, I. Livr. 4—6. 1922). Автор ее уделяет много места Полесскому валу, который он называет Скифской антиклиналью. По мнению Кужняра, антиклиналь эта продолжается на север до выходов силура на р. Ловати, о которых мы говорили выше, затем поворачивает на восток, к выходам силура у Вышнего Волочка, и наконец, после временного погружения, ось ее вновь появляется между Онежским и Ладожским озерами. Азовско-Подольский горст Кужняр считает ядром южной ветви Скифской антиклинали. Антиклиналь эта, по мнению названного автора, является постумным поднятием на месте древней, докембрийской, в настоящее время разрушенной горной цепи.

кембро-силурийские породы на Ловати в Псковской губернии (Карпинский, 1887)¹.

Где оканчивается вал на севере, мы не знаем, так как у Вышнего Волочка коренные породы скрываются надолго под послетретичными. На юге нижнекаменноугольные породы исчезают, и вал затухает, не доходя до Волги, но в пределах Московской губ. на продолжении его направления мы встречаем еще два выхода угленосной свиты среди пород более молодого возраста; возможно, что выходы эти намечают собою подземное продолжение вала, являясь местными вспучиваниями на его погрузившейся в глубину оси².

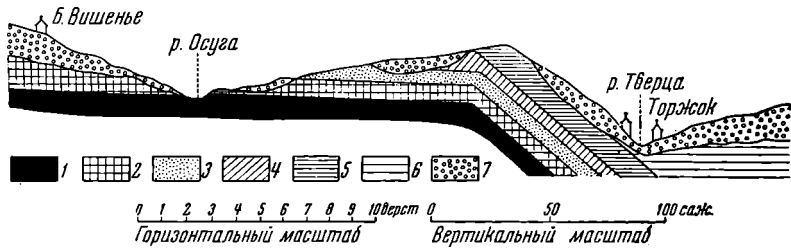


Рис. 6. Разрез через Вышневолоцко-Новоторжский вал, по Соколову и Миссуле:

1—2 — угленосная свита (1 — черная глина и кварцевые пески; 2 — серые и синие горшечные глины; 3 — нестроцветная толща); 4—5 — продуктусовая свита нижнего отдела каменноугольных отложений (4 — рудяки, переслаивающиеся с красными глинами; 5 — известковые плитняки); 6 — среднекаменноугольные известняки; 7 — послетретичные отложения.

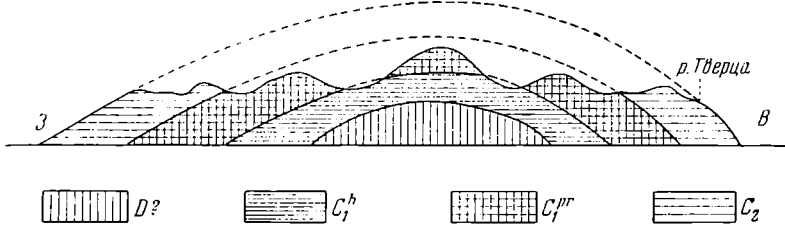


Рис. 7. Разрез через Вышневолоцко-Новоторжский вал, по Хименкову:

$D?$ — девонские отложения; C_1^h — угленосная свита; C_1^{pr} — продуктусовые слои нижнего отдела каменноугольной системы; C_2 — среднекаменноугольные отложения.

Окско-Цинский вал (Архангельский, 1922₂; Богословский, 1906; Сибирцев, 1896) на пространстве от Клязьмы, во Владимирской губ. — до Цны, в Тамбовской губ., в осевой полосе своей, состоит из широкой безотносительно (25—40 км), но узкой по сравнению с длиной (250 км) полосы каменноугольных пород, образующих весьма пологую антиклинальную складку (рис. 8 и 9). Наклона слоев почти нигде нельзя подметить непосредственным наблюдением, и антиклинальное залегание их

¹ Выходы силурийских отложений у Вышнего Волочка и на Ловати представляют еще много загадочного и с трудом укладываются в ту схему тектоники Русской платформы, которую мы здесь принимаем. Не нужно, между прочим, забывать, что некоторые из «выходов» среднедевонских известняков, расположенных среди сплошного поля верхнедевонских отложений в Псковской губ. и среди верхнемеловых — в Могилевской, оказались при ближайшем их изучении только огромными валунами.

² Кузьяр считает Вышневолоцко-Новоторжский вал красной флексурой Подмосковной котловины, что едва ли верно.

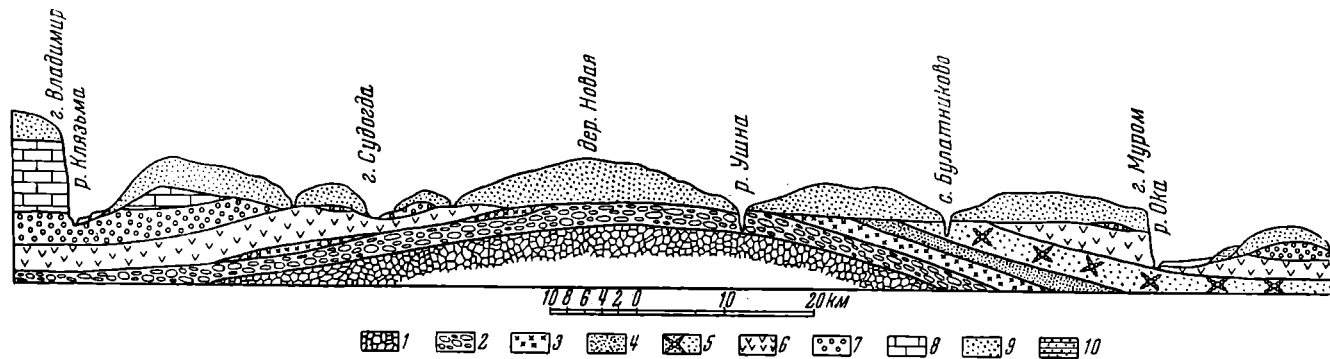


Рис. 8. Разрез через северную часть Океко-Цнинского вала, по Сибирцеву:

1-3 — каменноугольные отложения (1 — московский ярус; 2 — гинельский ярус; 3 — швагериповые слои); 4 — нижнепермские (пермокарбоновые) отложения; 5 — казанский ярус верхней перми; 6 — татарская свита; 7 — юра; 8 — нижний мел; 9 — ледниковые отложения и лессовидные суглинки; 10 — древнеаллювиальные отложения.

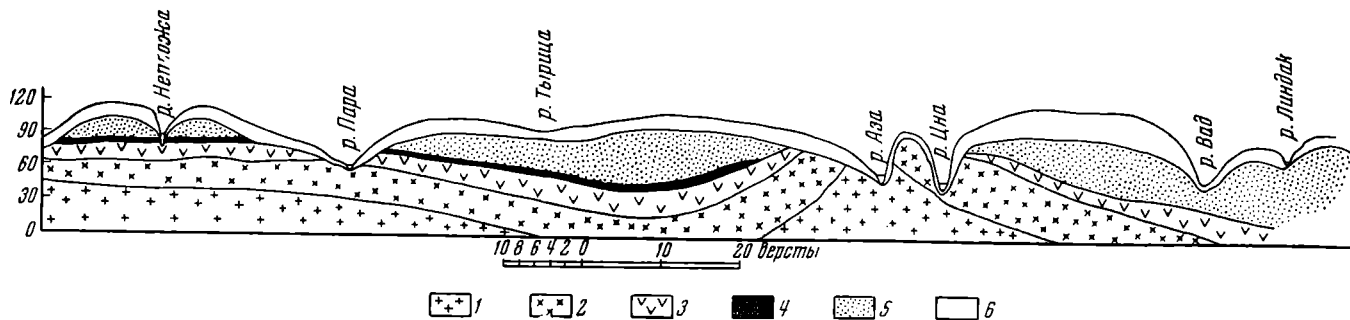


Рис. 9. Разрез через южную часть Океко-Цнинского вала и Рязанско-Костромской прогиб, по Богословскому:

1 — нижнекаменноугольные отложения; 2 — среднекаменноугольные; 3 — юрские; 4 — нижнемеловые (рязанский горизонт); 5 — нижнемеловые; 6 — послетретичные.

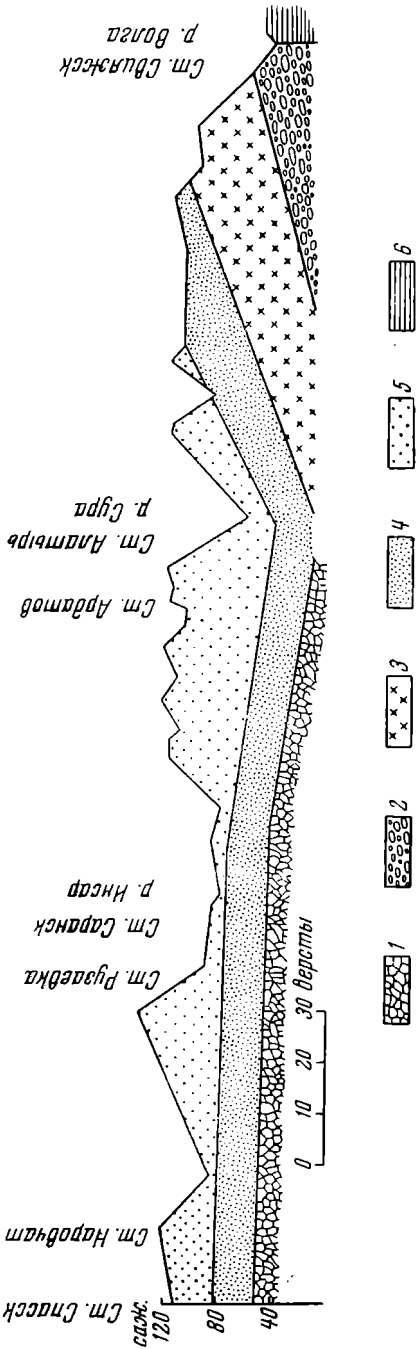


Рис. 10. Разрез через Симбирско-Саратовский прогиб, по Дитмару:

1 — камленугольные отложения; 2 — казанский ярус пермской системы; 3 — татарская свита; 4 — юрские отложения; 5 — меловые; 6 — послетриасные.

делается ясным из расположения пород различного возраста. По осевой линии вала, которая в северной части имеет почти строго меридиональное направление, а на юге поворачивает на юго-восток, выходят средне-и частью (на Оке и Цне) нижнекаменноугольные отложения; по мере движения на восток и на запад, породы эти сменяются все более и более молодыми: верхнекаменноугольными, ниже-и верхнепермскими (казанский ярус). К востоку от вала располагается сплошное поле пород татарской свиты (пермь + триас), а на западе палеозойские слои исчезают под юрскими. Амплитуду изгиба, образованного в области Окско-Цнинского вала нижнекаменноугольными отложениями, определить чрезвычайно трудно, но едва ли она и в этом случае превышает 200—300 м. На севере у Клязьмы, каменноугольные отложения исчезают, но полоса пермских пород, по обе стороны сменяющихся юрскими, продолжается до Волги, вследствие чего общая длина вала доходит до 350 км.

Несколько южнее Муром, где Окско-Цнинский вал отличается особенной шириной, от него отходит на восток полоса каменноугольных пород, которые обнажаются по течению Мокши и Алатыря; полоса эта известна под именем Алатырской ветви вала. В промежутке, разделяющем Цнинскую и Алатырскую ветви, палеозойские породы залегают ниже дневной поверхности, под толщей юрских и нижнемеловых образований.

К западу от Окско-Цнинского вала палеозойские породы на короткое время совершенно исчезают из разрезов, но затем по берегам Прони, Оки, Москвы, Клязьмы и Волги мы вновь встречаем их выходы. Таким образом, здесь параллельно валу проходит весьма пологий и довольно узкий прогиб, который мы будем называть Рязанско-Костромским.

Аналогичный прогиб, только гораздо более широкий и глубокий, сопровождает Окско-Цнинский вал с восточной его стороны. Продвигаясь

от Мурома через Арзамас к устью Камы, мы видим, что слои весьма медленно склоняются к востоку; близ Суры породы татарской свиты вытесняются юрскими, которые затем уступают место меловым. Восточнее Суры наклон слоев изменяется, и перед Свягой на водоразделы вновь поднимаются пестрые татарские мергели. Такую же смену более древних пород более новыми и наоборот можно наблюдать, изучая берег Волги между Ковровом и Казанью. Эти явления с достаточной убедительностью доказывают, что нижнее течение Суры проходит приблизительно по оси весьма широкого прогиба, который известен под именем Симбирско-Саратовского (рис. 10). Изучение геологической карты приводит к заключению, что ось прогиба идет сначала в юго-восточном направлении вдоль течения Суры до параллели Симбирска. Здесь она изгибается и направляется на юго-юго-запад, проходя приблизительно через Городище, Петровск и Аткарск.

Выходы каменноугольных отложений в южной ветви Окско-Цнинского вала кончаются на Цне, у устья Выши, но поднятия здесь не затухают и по выходам юрских и нижнемеловых отложений прослеживаются еще довольно далеко на юго-восток по течению Выши. Продолжая это направление, мы между истоками Вороны и Хопра находим (Архангельский, 1911, 1913; Архангельский и Добров, 1913) ненормально высокое залегание сеноманских отложений, которые и к югу, и к северу сменяются более молодыми породами (Керенско-Чембарская полоса поднятий); в верховьях Вороны на этом валу находится резкое, куполообразное вздутие, в котором на поверхности неожиданно появляются нижнемеловые слои с наклонами до 35° . Характерно, что в приподнятой полосе туронские отложения отсутствуют, повидимому в силу позднейшего размыва, и на сеномане непосредственно залегает сантон. Еще далее, уже на окраине Симбирско-Саратовского прогиба, располагается слабое антиклинальное поднятие верхнемеловых (сенонских) отложений на р. Сердобе (Архангельский, 1911, 1922₂; Архангельский и Добров, 1913). Аналогичные явления наблюдаются и на продолжении северной, Алатырской ветви Окско-Цнинского вала. В пределах Саранского, Мокшанского и Городищенского уездов Пензенской губ. в ряде пунктов ненормально высоко, без всякой связи с рельефом местности появляются каменноугольные, юрские и меловые слои (Сурско-Мокшинская полоса поднятий); в каменноугольных известняках, в верховьях реки Иссы, наблюдаются наклоны до 20° ; в Мокшанском уезде самые верхние слои верхнемеловых отложений залегают непосредственно на апте. Поднятия эти не прекращаются даже в области Симбирско-Саратовского прогиба, и последний на водоразделе Узы и Кадады пересекается валом высоко сравнительно приподнятых палеоценовых отложений (Архангельский, 1911, 1922₂).

Вся совокупность фактов заставляет думать, что первоначально обе ветви Окско-Цнинского вала продолжались далеко на юго-восток, причем южная, вероятно, доходила до Волги в Саратовском уезде. Впоследствии эти участки вала погрузились на значительную глубину. Отлагавшиеся на этих погрузившихся валах юрские образования уже с самого начала получили изгиб, соответственно рельефу дна. В течение мелового и палеогенового времени погрузившиеся части испытывали неоднократно поднятия и опускания, которыми и вызваны были нарушения меловых и третичных отложений и несогласия в напластовании, наблюдающиеся как в Сурско-Мокшинской, так и в Керенско-Чембарской полосах поднятий.

Третий вал, направление которого близко к двум предыдущим, расположен в бассейне нижней Камы. По наблюдениям Кротова (1892, 1912), в юго-восточной части Орловского уезда Вятской губ., по водоразделу

между притоками Илети и Немдой — Ляжем, тянется на протяжении более 200 верст (213 км) меридиональная полоса пород казанского яруса пермской системы; и к востоку, и к западу от нее на значительно более низком уровне залегают пестрые мергели татарской свиты. Кротов предполагает, что Вятский вал продолжается также и в пределы Казанской губ., где по юго-восточной части Мамадышского уезда проходит с северо-северо-запада на юго-юго-восток полоса высот, служащих продолжением возвышенной области Орловского уезда или Вятского увала. В этой полосе среди сплошного поля пестрых мергелей татарской свиты, действительно, выходят местами породы казанского яруса. Следуя за этими выходами, мы приходим в бассейн Шешмы, где отложения казанского и уфимского ярусов пермской системы залегают выше, нежели в соседних местностях (Кротов и Нечаев, 1890). Если бы это оправдалось, то мы имели бы в бассейне Вятки, ниже Камы и Шешмы весьма длинный и пологий вал, изогнутый совершенно таким же образом, как Окско-Цнинский.

Все три рассмотренные вала располагаются параллельно один другому, в одной широтной полосе, проходящей через Среднюю Россию. К юго-востоку от этой полосы имеются еще два вала, направление которых перпендикулярно к южным ветвям Окско-Цнинского и Вятского.

Первый из этих валов, известный под именем пермской оси Заволжья (Архангельский, 1911; Замятин и Нечаев, 1913), ничем существенным не отличается от ранее описанных. Почти на всем своем протяжении пермская ось состоит из известняков, мергелей и песчаников казанского яруса, к которым лишь на крайнем севере присоединяются песчаники уфимского яруса пермской системы и верхнекаменноугольные известняки. Направление вала почти прямолинейное с юго-запада на северо-восток, общее протяжение его около 400 км. Крайние южные выходы казанских известняков находятся у Пугачевска (Николаевска) и Столыпинки; те же породы неоднократно еще выходят островами среди послетретичных и верхнетретичных отложений на пространстве между Б. Иргизом и низовьями Сока, так что здесь, повидимому, на весьма небольшой глубине проходит сплошная известковая гряда. Залегание казанских пород весьма покойное, но наклоны в $10-12^\circ$ здесь все же встречаются нередко.

К юго-востоку от оси вала казанские известняки сменяются пестрыми татарскими мергелями и юрскими породами; последние с востока на запад трансгрессивно переходят с татарских слоев на казанские. В какой последовательности совершается смена пород в западном направлении, видеть не удастся; на значительном уже расстоянии от пермских выходов, на более низком уровне появляются юрские и нижнемеловые породы, которые еще дальше, по берегу Волги, сменяются верхнемеловыми и палеогеновыми. Принимая во внимание те соотношения слоев, которые имеют место на Самарской луке и севернее, на Шешме, можно составить следующую схему строения южных частей пермской оси Заволжья (рис. 11).

В низовьях Сока казанские породы внезапно, повидимому, по сбросовой линии, исчезают и появляются вновь лишь в верховьях Сока, Черемшана и Шешмы, где пермская ось Заволжья смыкается с южным концом Вятского вала. С юга у Сергиевска, и с востока этот северный, Сококо-Шешминский участок пермской оси обрезан, повидимому, сбросами. Исследования Нечаева и Замятина (1913) выяснили, что слагающие его казанские и татарские породы образуют очень пологий и широкий антиклинальный изгиб, в котором падение слоев нигде не превышает 10° , чаще же всего в отдельных выходах вовсе не заметно на глаз (рис. 12).

Второй из рассматриваемых сейчас валов, так называемая Доно-Медведицкая антиклиналь, во многих отношениях разнится от ранее описан-

ных. Прежде всего, амплитуда смещения здесь гораздо больше, нежели в остальных случаях, и нарушения затрагивают свиту пород от каменноугольных до палеогеновых включительно. Во-вторых, углы падения дислоцированных слоев доходят местами до 50—60 и более градусов, так что мы здесь имеем переходную форму от вала к настоящей антиклинали с крутым падением крыльев. Под именем Дону-Медведицкой антиклинали (Архангельский, 1911, 1922₂; Архангельский и Добров, 1913; Мазарович, 1918—1921; Шатский, 1922) мы понимаем длинную, изогнутую полосу дислоцированных каменноугольных, юрских и меловых пород, которая начинается на севере, на Медведице, у селений Кресты и Песковатка и

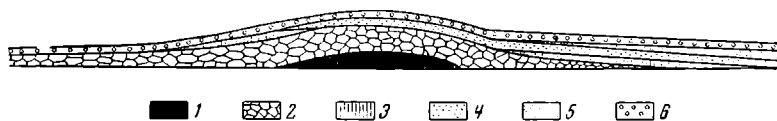


Рис. 11. Схема расположения пород в средней части пермской оси Заволжья:

1 и 2 — каменноугольные отложения; 3 — нижнепермские (пермокарбонные); 4 — верхнепермские; 5 — татарская свита; 6 — юрские отложения.

оканчивается на юге, на Дону, между станицами Перекопской и Ново-Григорьевской (рис. 13). В северной части складки простирание ее северо-северо-западное в средней — северо-восточное и в южной — северо-северо-восточное. В северной части антиклинали слои каменноугольных отложений, составляющих здесь ядро складки, имеют наклон до 10°, тогда как в меловых и юрских слоях, образующих крылья, угол падения достигает местами 50—60° и более. В средней части вала последний становится резко несимметричным, и в то время как на восточном крыле падение нижнемеловых песчаников доходит до 30°, на западном крыле наклон еле заметен. На Дону падение каменноугольных пород в обе стороны доходит до 10°. Палеогеновые отложения, развитые по восточному крылу складки, имеют, поскольку это сейчас известно, лишь очень небольшой угол падения, но местами разбиты продольными сбросами (Шатский, 1922).

Как особый тип нарушений осадочных пород, выполняющих впадины докембрийского основания Русской плиты, мы выделили в предыдущем резкие куполообразные вздутия слоев или брахиантиклинали, которые особенно распространены в Прикаспийском районе. Многочисленные нарушения этого типа имеются в так называемом Эмбенском нефтеносном районе, обнимающем бассейн рек Уила, Сагиза и Эмбы (Замятин, 1914_{1,2}; Миронов, 1915; Тихонович, 1915; Тихонович и Замятин, 1912; Тихонович и Миронов, 1914). Согласно новейшим данным Тихоновича интенсивность нарушений возрастает здесь по мере движения с северо-востока от Мугуджар, на юго-запад, к Прикаспийской низменности, и максимальной напряженности они достигают, повидимому, уже в пределах последней, на Индерском озере и в устьях Урала. «Типичной элементарной формой складчатости Уральской области являются, по Тихоновичу, укороченные складки с периклинальным залеганием пластов». Эти брахиантиклинали, нередко чрезвычайно сильно раздробленные сбросами, располагаются меридиональными, часто изгибающимися линиями, которые имеют до 150—200 км длины. Тихонович считает возможным рассматривать эти цепи куполов как антиклинальные поднятия с ритмически погружающимися осями. Промежутки, разделяющие антиклинальные зоны, имеют

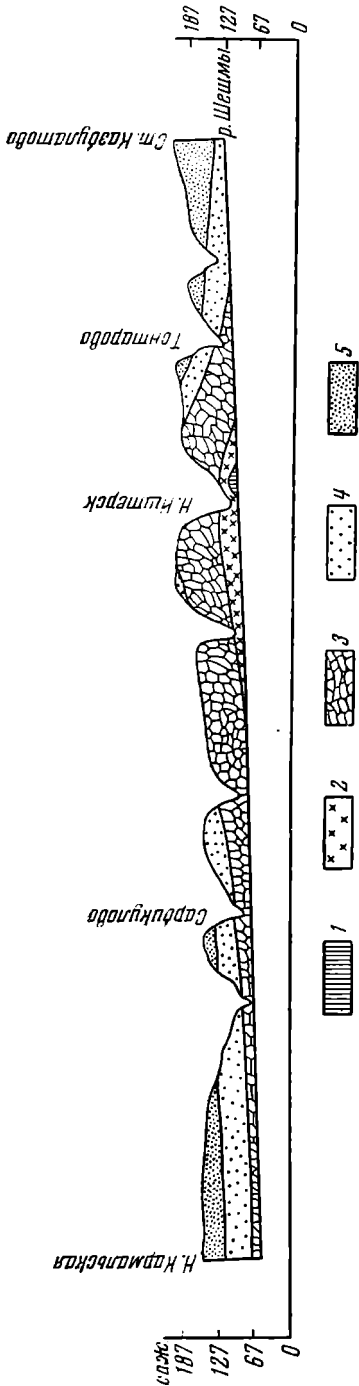


Рис. 12. Разрез через северную часть пермской оси Заволжья, по Нечасу:

1 — верхнекаменноугольные отложения; 2 — 4 — пермские (2 — уфимский ярус; 3 — брахилоловый горизонт казанского яруса); 4 — палеоценовый горизонт казанского яруса); 5 — татарская свита.

характер синклиналей, которые осложнены многочисленными сбросами самых разнообразных направлений; наиболее крупные из них имеют меридиональное простирание. Описанные дислокации затрагивают вне пределов распространения древнекаспийских отложений мезозойские и палеогеновые породы. Резко несогласное налегание акчагыльских отложений на более древние в урочище Иманкара показывает, что главные нарушения произошли в доплиценовое время. По Замятину, на Индерском озере триасовые и пермские породы, образующие ядро брахиантиклинали, претерпели дислокацию еще до отложения юрских осадков; вторая фаза нарушений имела здесь место до отложения сенонского мела, третья — до акчагыла и последняя — в конце плицена.

Нетрудно видеть, что антиклинальные зоны Уральской области имеют очень много общего с валами Средней и Восточной России и едва ли по существу от них отличаются. На валах, как мы видели выше, встречаются также резкие, короткие, куполообразные вздутия, интенсивность которых, повидимому, возрастает с северо-запада на юго-восток. Такими вздутиями объясняются, вероятно, выходы угленосных пород в Московской губ. на продолжении Вышневолоцко-Новоторжского вала. Местным вздутием объясняется, повидимому, поднятие нижнекаменноугольных пород на Цне, у устья Выши, в области Окско-Цнинского вала. Керенско-Чембарская и Сурско-Мокшинская полосы поднятий представляют уже не что иное, как антиклинальные зоны Тихоновича с характерными для них вздутиями; только интенсивность этих вздутий меньше, нежели в Приуралье.

В Поволжье Доно-Медведицкая антиклиналь, сильно вздутая у своего южного и северного концов, представляет, вероятно, несколько сближенных куполообразных поднятий одной антиклинальной зоны, которая протягивается на север значительно дальше северного конца антиклинали, в узком смысле этого слова. В самом деле, севернее окопечности Доно-Медведицкой антиклинали располагается оригинальное и сложное, в об-

щем куполообразное поднятие Саратовского уезда (Архангельский, 1911, 1922₂; Ржонсницкий, 1913—1914; Семихатов и Семихатов, 1914) и еще далее на северо-восток — поднятие в районе Карабулака (Архангельский, 1911, 1922₂; Архангельский и Добров, 1913). Через это последнее, а также через складку на р. Гусихе рассматриваемая Приволжская антиклинальная зона соединяется, повидимому, с Сурско-Мокшинской.

Таким образом, все рассмотренные до сих пор дислокации пород, слагающих Восточно-Русскую впадину, можно свести к ряду валов или «антиклинальных зон». Северные из этих валов в большей северной своей части параллельны Уралу, но в южных частях они загибаются на юго-восток, принимая направление, параллельное Воронежскому горсту.

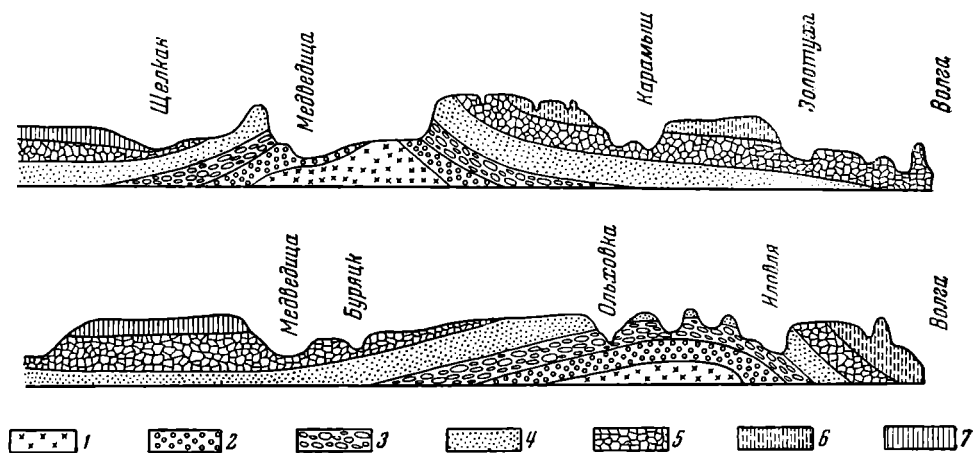


Рис. 13. Разрезы через северную и среднюю часть Доно-Медведицкой антиклиналь:

1 — каменноугольные отложения; 2 — среднеюрские; 3 — верхнеюрские; 4 — меловые; 5 — верхнемеловые; 6 — палеогеновые; 7 — послетретичные.

Между Окско-Цнинским и Вятским валами известен еще целый ряд не связанных пока еще между собою, коротких дислокаций, которые также принадлежат, вероятно, к типу раздробленных сбросами вздутий. Сюда относятся дислокации по левобережью Суры, на р. Мене и Медянке, в Сергачском уезде, по левобережью Свяги, в Буинском (р. Карлы, Лаца), а также по побережью Волги между Юрьевцем и Балахной (Архангельский, 1922₂; Нечаев, 1913; Розанов, 1915, 1918; Сибирцев, 1896 и др.).

Антиклинальные зоны бассейна Эмбы имеют в общем, если не принимать во внимание их вторичных изгибов и разветвлений, определенно выраженное уральское, меридиональное направление.

Существенно отклоняются от меридиана нарушения Приволжской антиклинальной зоны и Пермский вал Заволжья, которые подходят с северо-запада к Прикаспийской впадине. Еще более резкие отклонения от уральского направления обнаруживают нарушения, имеющиеся по северной и северо-восточной окраине Прикаспийской впадины, в области Общего Сырта и в бассейне Илека. К сожалению, степной характер этой местности до крайности затрудняет изучение ее геологического строения, и отчетливого представления о нем составить мы не можем. В западной части Общего Сырта, в пределах Новоузенского уезда Самарской губернии, редкие выходы палеоценовых и меловых пород у ж.-д. станции Озинки, у хутора Коровина и на Меловом море дают возможность

наблюдать местами одностороннее падение слоев, местами же антиклинальное их расположение с общим направлением простирания с запада-юго-запада на восток-северо-восток (Архангельский, 1911, 1922₂). В восточной части Общего Сырта и в бассейне Илека, по Соколову (литературу см. у Архангельского, 1922₂), существуют две системы пологих складок. Первая из них, являющаяся продолжением упомянутых сейчас нарушений западной части Общего Сырта, имеет в западной части почти широтное простирание, в восточной же — отклоняется на юго-восток. Эти пологие антиклинали и синклинали затрагивают юрские и меловые породы и вместе с нарушениями западной части Сырта образуют длинную, выпуклую к северу дугу, распадающуюся на востоке, повидимому, на несколько параллельных дуг. Плиоценовые породы в складчатости участия не принимают. Более древняя складчатость, в которой наклон крыльев бывает несколько более крутым и достигает 20°, нарушает пермские и татарские породы, не затрагивая юрских и меловых. Простирание этих складок близко к меридиональному, и они принадлежат, несомненно, к уральской системе дислокаций.

Область самой Прикаспийской низины, как мы упоминали уже раньше, покрыта мощным плащом новейших каспийских отложений, которые сохранили свое первоначальное горизонтальное положение. Местами среди этих пород встречаются, однако, и выходы гораздо более древних, более или менее нарушенных отложений. Такие выходы известны на Эльтонском озере (Архангельский, 1911, 1922₂; Православлев, 1902), на возвышенности Малое Богдо (Архангельский, 1911), на Баскунчакском озере (Архангельский, 1911; Православлев, 1903), на возвышенностях Чапчачи (Барбот де Марни, 1874) и Бишчохо и в устьях Урала. Точно выявить характер всех этих нарушений можно будет только после производства детальных исследований. Дислокации окрестностей Баскунчакского озера, в которых принимают участие пермские, триасовые, меловые, палеогеновые и плиоценовые породы, весьма напоминают нарушения Индерского района, и их, быть может, также удастся свести в будущем к брахиантиклиналу, формирование которого началось в послетриасовое время и происходило в несколько приемов или фаз. Аналогичное строение имеют, повидимому, и окрестности Эльтонского озера, где древние породы в значительной степени замаскированы покровом каспийских отложений. Палеозойские гипсы и песчаники Бишчохо образуют антиклиналь северо-восточного простирания; такое же направление имеют, повидимому, складки пермских гипсов в устьях Урала.

Баскунчак, Чапчачи, Бишчохо и дислокации в устье Урала располагаются на одной прямой линии, которая параллельна Кавказу, с одной стороны, Донецкому кряжу и Мангышлакским дислокациям — с другой. Это обстоятельство давно уже подмечено было Карпинским, который считал указанные нарушения связанными с определенной тектонической линией. Ниже мы будем иметь еще случай вернуться к этому интересному вопросу.

Выше мы указывали, что Волго-Уральская или Прикаспийская низина представляет область недавнего опускания, своего рода грабен, и теперь должны перейти к обзору тех дислокаций, которые связаны с этим опусканием.

По высокому побережью Нижней Волги, кроме некоторых слабых изгибов слоев, связанных с удаленными от реки поднятиями Доно-Медведицкой антиклинали и пермской оси Заволжья, встречаются еще дислокации сбросового типа. Сюда относится прежде всего целая серия сбросов в бассейне р. Балыкляя, где Шатским (1922) обнаружено существование

длинного и узкого (2—3 км) грабена; продолжением этих нарушений является давно известный грабен на правом берегу Волги в Царицынском уезде, между Александровкой и Пролеткой, где между толщами палеоценовых пород заката олигоценовые и верхнеплиоценовые образования. Наконец, все правобережье Волги между Саратовом и Царицыном вместе с возвышенностями Ергеней обычно рассматривают как оставшееся несмещенным крыло длинного меридионального сброса, опустившееся крыло которого занято современной Прикаспийской низменностью (Андрусов, 1902; Архангельский, 1911, 1922₂). Предположение это весьма правдоподобно, но фактически пока не доказано.

К той же «прикаспийской» системе сбросов принадлежит, повидимому, и известная Жигулевская дислокация со связанными с нею поперечными сбросами в области Пермского вала Заволжья. Жигулевская дислокация (Архангельский, 1911, 1922₂; Ноинский, 1913; Павлов, 1887; Розанов, 1910) начинается далеко от Волги, в Кузнецком уезде Саратовской губ., в виде несимметричной антиклинали с крутым северным крылом; восточнее антиклиналь эта переходит в типичную флексуру, а на Самарской луке последняя, повидимому, претерпевает разрыв и превращается в мощный сброс, в котором на один уровень приведены палеоценовые и верхнекаменноугольные породы (рис 14). В Заволжье продолжением Жигулевских нарушений, вероятно, являются широтные сбросы средней части Пермского вала Заволжья, подразделившие последний на северный и южный участки.

Кроме описанных сбросовых дислокаций, с опусканием Прикаспийской низины связаны и другие нарушения напластования, происхождение которых, повидимому, приходится объяснять некоторым уменьшением размеров, сжатием опускавшегося участка земной коры. Дело в том, что почти всюду, где на нижней Волге (Православцев, 1908) или на нижнем Урале (Православцев, 1913) обнажаются подстилающие каспийские отложения верхнетретичные (бакинские) породы, они образуют пологие синклинали и антиклинали. Простираение последних на Волге меридиональное или

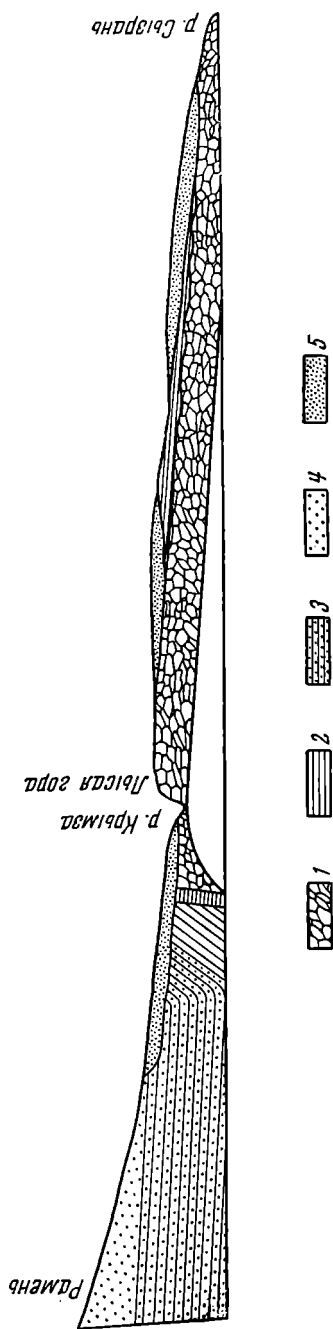


Рис. 14. Разрез через Самарскую луку, по Ноинскому.

1 — каменноугольные отложения; 2 — юрские; 3 — меловые; 4 — нижнетретичные; 5 — послетретичные.

близкое к меридиану (восток-северо-восток и северо-северо-запад); на Урале преобладают, повидимому, складки востоко-северо-восточного направления, но встречаются и дислокации северо-западного простирания. Оригинальной особенностью этой складчатости плиоценовых пород является то, что на палеогеновые образования правого берега Волги она не распространяется.

Нам осталось теперь познакомиться с теми нарушениями напластования, которые возникли в осадочных породах, скрывающих под собою, как мы увидим во второй части, древние опустившиеся в настоящее время горные хребты. К таким поступным дислокациям можно отнести, с одной стороны, деформации слоев на Сало-Маньчском водоразделе и на южном конце Ергенинской возвышенности, а с другой — дислокации меловых и третичных пород к югу от Мугоджар и по восточной окраине гипотетического подземного горста Устюрта.

Дислокации Сало-Маньчского водораздела еще очень мало изучены. Богачевым обнаружено, что по притокам Маньча — Шандасте и Чикалды, олигоценовые глины имеют наклон на юго-запад $220-245^\circ$, причем углы падения их колеблются в пределах от 7 до 20° . Никаких значительных изменений в однообразии геологического строения местности эти нарушения не вносят, и природа их остается весьма неясной. Весьма возможно, что продолжением сало-маньчских нарушений является пологая антиклиналь сарматских известняков северо-западного простирания, с падением крыльев в 20° (на юго-запад) и 15° (на северо-восток), которую Мушкетов (1895) наблюдал на южной оконечности Ергеней (Чолон-хамур). Ниже мы еще будем иметь случай вернуться к этой серии северо-западных нарушений, которые, вероятно, обязаны своим происхождением движениям в опустившихся частях Донецко-Мангышлакского кряжа.

К югу от Мугоджар, по правобережью р. Чегана, недавно обнаружены (Пригоровский, 1916) следы меридиональной дислокации в виде пологой антиклинальной складки северо-северо-восточного простирания, сложенной меловыми, палеогеновыми и миоценовыми породами; антиклиналь осложнена продольными и поперечными сбросами и позднейшей складчатостью, преимущественно широтного направления (Чушкакульский кряж).

Близкие к меридиональным дислокации существуют и значительно восточнее Чегана, по восточной окраине песков Большие Барсуки, где наблюдались выходы палеогеновых пород, поставленных на голову, с простиранием северо-северо-западным $330-340^\circ$ (Богачев, 1909).

Весьма интересная полоса поднятий пересекает в меридиональном направлении Аральское море, продолжаясь на юг от него в Кызыл-Кумы. Начинается она на севере на полуострове Куланды, в южной части которого имеется синклиналь и, может быть, параллельная ей антиклиналь меловых пород востоко-северо-восточного простирания с падением крыльев до 30° . Дислоцированные меловые слои с падением на восток-юго-восток выходят также южнее, на о. Николая; из меловых же пород стоит и о. Такмак-ата, близ юго-западного берега моря (Берг, 1908).

Как к западу, так и к востоку от этой полосы выходов верхнего мела, на островах и берегах Арала развиты спокойно залегающие третичные породы. Исходя из этих данных, можно предполагать, что выходы мела представляют остатки размытого и, быть может, разорванного сбросами вала, который на севере осложнен энергичными дислокациями. Между линией этого вала и западным берегом моря располагается полоса наибольших глубин, что дало повод Бергу предполагать здесь существование сброса.

Продолжение вала к югу ясно чувствуется в низовьях Аму-дарьи и в северных частях Кызыл-кумов. Слабо наклоненные на восток меловые

слои выходят в дельте Аму-дарьи на возвышенностях Кубе-тау (у Кунграда), Кран-тау, Бурлы-тау, расположенных одна за другою в меридиональном направлении. К западу от линии, соединяющей эти возвышенности, на Устурте, развиты миоценовые породы, а к востоку от нее, на возвышенностях Кушкана-тау и Бель-тау,— палеогеновые. У г. Ходжейли полоса меловых пород поворачивает на юго-восток и уходит в этом направлении во внутренние части Кызыл-кумов, опоясывая, между прочим, с обеих сторон древний хребет Султан-Уиз-даг. Изучение северных Кызыл-кумов, произведенное автором, показывает, что меловые породы не имеют простого антиклинального расположения, как это может казаться с первого взгляда, но образуют целый ряд параллельных несимметричных антиклиналей-флексур, подразделенных полосами опускания.

Изменение меловым валом направления из меридионального на юго-восточное, как мы увидим ниже, находится в тесной связи со строением Султан-Уиз-дага. Самый вал, по нашим предположениям, возник благодаря поступным движениям в опустившихся частях Урало-Нура-тауского горного хребта.

ГОРНЫЕ ХРЕБТЫ

Горные хребты, окаймляющие Русскую плиту с восточной и южной стороны, могут интересовать нас лишь постольку, поскольку их строение проливает свет на тектонику и историю самой плиты. Поэтому мы на них почти и не будем останавливаться. Большого внимания заслуживают с нашей стороны те из горных хребтов, которые расположены внутри самой плиты, а именно: Тиман, Донецкий хребт и Мангышлакский Кара-тау.

Тиман, на первый взгляд, представляется лишь одной из ветвей Урала, но ближайшее рассмотрение вопроса показывает, что и по составу, и по характеру дислокаций, и, наконец, по времени горообразовательных движений, этот древний хребт существенно разнится от Уральского. Общая геологическая структура Тимана и основные черты его тектоники выяснены, главным образом, работами Чернышева (1890, 1891, 1915). Некоторые существенные дополнения к полученным им результатам сделаны в последнее время Яковлевым (1910), Замятиним (1911) и другими (Калицкий, 1921 и др.).

Указанными учеными установлено, что древнейшими породами Тимана являются досилурийские серицитовые сланцы, о которых мы уже имели случай говорить выше. На них несогласно залегают верхнесилурийские известняки, развитые в крайней северной части хребта. Нижний отдел девонской системы, столь мощно развитый на Урале в области Тимана, как и в остальных частях Русской плиты, совершенно отсутствует, так что среднедевонские породы налегают здесь непосредственно на верхний силур и серицитовые сланцы. В толще каменноугольных отложений Тимана не достает нижнего отдела системы, и в этом отношении Тиман опять обнаруживает большее родство с северными частями Русской плиты, нежели с Уралом. Наиболее молодые породы, принимающие участие в строении Тимана, относятся к пермской системе. Как к востоку, так и к западу от хребта встречаются юрские и нижнемеловые осадки.

На рис. 15 изображено несколько разрезов через Тиманский хребт, заимствованных из последней работы Чернышева (1915); разрезы эти дают вполне отчетливое представление о структуре хребта.

«Сопоставляя все рассмотренные разрезы Тимана,— говорит Чернышев (1915, стр. 114),— нетрудно видеть в них несколько общих черт.

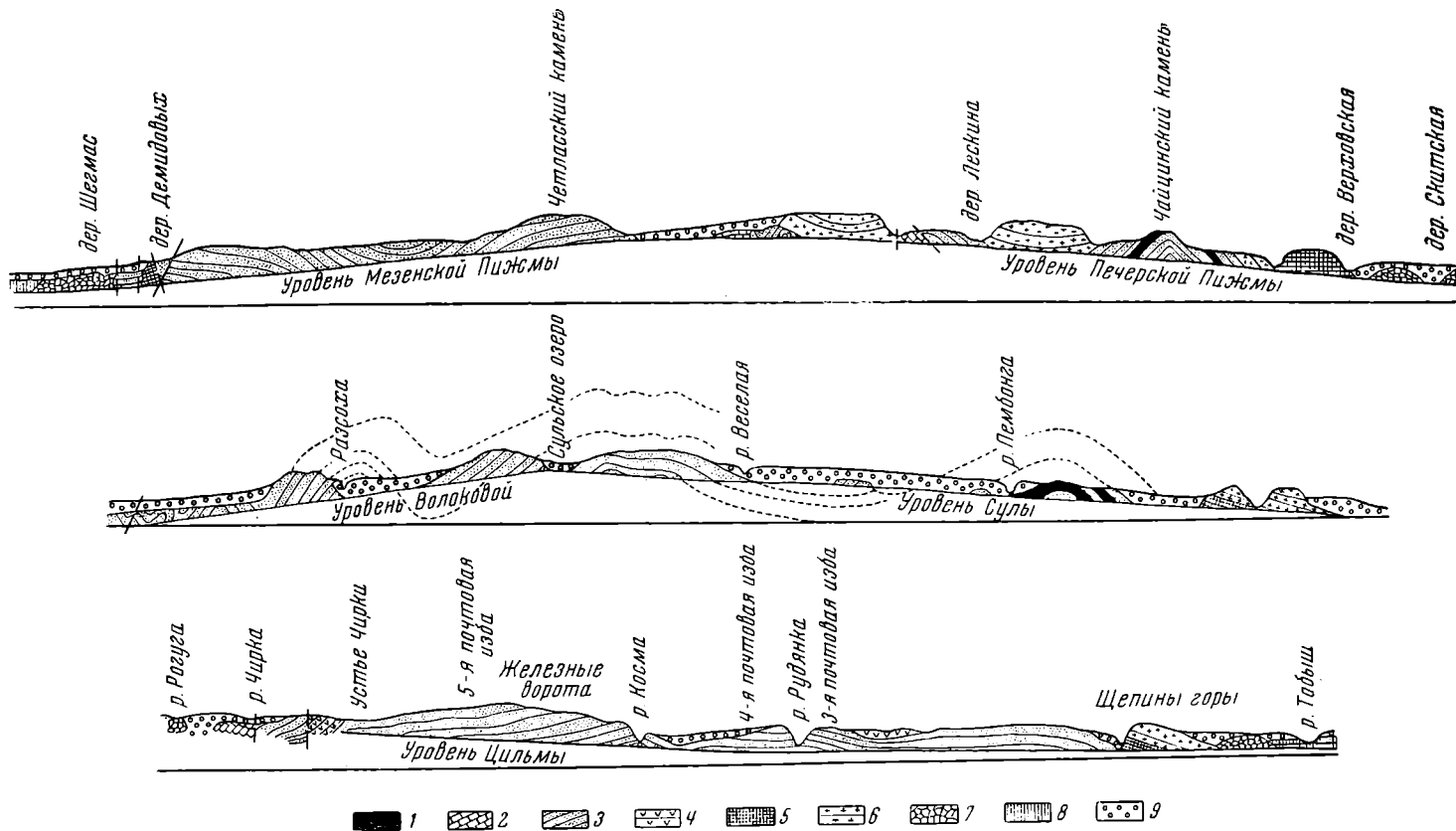


Рис. 15. Разрезы через Тиманский кряж, по Чернышеву:

1 — диабазы и порфириды; 2 — серицитовые сланцы; 3 — глинистые сланцы и песчаники верхнего девона; 4 — известняки, глины и мергели верхнего девона; 5 — среднекаменноугольные отложения; 6 — верхнекаменноугольные; 7 — пермские; 8 — юрские; 9 — послетретичные.

Двигаясь от востока к западу, мы всюду проходим вначале горизонтально залегающие слои верхней юры и нижнего мела, сменяемые далее полого приподнятыми пермскими и каменноугольными отложениями. Эти последние залегают несогласно или трансгрессивно на девонских осадках, изогнутых в пологие складки; в области Чайцына камня от берега Чешской губы до Печорской Пижмы, а частью в области Косминского камня (южнее Цыльмы и в истоках Мезени) выступают среди девонских отложений диабазы и порфириды, частью прорывающие эти отложения, частью распространяющиеся среди них мощными обширными покровами, сопровождаемыми соответствующими туфами. По у западной границы Тимана отчетливо выражена полоса интенсивно дислоцированных пород, выражающаяся в крутых, даже опрокинутых складках и резких флексурах, сопровождаемых рядом крупных сбросов. К этой полосе интенсивной дислокации... и приурочены выступы древнейших по возрасту на Тимане сланцев М. На запад от упомянутой полосы, в ближайшем от нее расстоянии, все отложения залегают в общем горизонтально. В упомянутой интенсивной дислокации у западной границы Тимана принимают участие все породы, начиная со сланцев М до верхней перми P_2 , и лишь верхнеюрские слои лежат горизонтально. К востоку складчатость становится все более и более пологой, и у восточного края Тимана каменноугольные и пермские отложения весьма полого склоняются к востоку».

Дислокация серицитовых сланцев, выражающаяся в крутых и мелких складках, гораздо более интенсивна, нежели нарушения покрывающих их верхнесилурийских и девонских пород. Это доказывает, что первая фаза дислокаций имела на Тимане место еще в досилурийское время. Несогласие в напластовании между девонскими и каменноугольными отложениями и более интенсивная складчатость первых намечают вторую фазу горообразования, падающую на нижнекаменноугольное время; наконец, наклонное положение пермских и горизонтальность юрских отложений говорит, по Чернышеву, о том, что окончательное формирование Тимана падает, как и формирование Урала, на конец палеозоя и начало мезозоя.

Большинство новейших исследователей Тимана присоединяются к этому последнему заключению Чернышева, и особняком стоят только взгляды Павлова (1909), который наблюдал резкие складки и сбросы не только среди верхнеюрских, но даже и среди нижнемеловых отложений притиманской части Печорского края. Возможно предположить, что эти нарушения вызваны древними, совершенно нивелированными оползнями, в пользу чего говорит слишком мелкая и интенсивная складчатость слоев; но не исключена возможность, что мы имеем здесь дело и с типом дислокаций по окраинам горстов, наподобие Каневских. Вопрос этот требует дальнейшего изучения.

Весьма интенсивная дислокация пород на западном склоне Тимана и существование здесь горстовых выступов древнейших серицитовых сланцев приводят Чернышева к заключению, что давление при образовании края было направлено с запада.

Тиманские дислокации не оканчиваются у Чешской губы, но переходят на полуостров Канин (Гревингк, 1891). От мыса Микулкина и о-ва Пернячего и до Канина поса через полуостров в северо-западном направлении, как показала экспедиция Гревингка, протягивается полоса древних, преимущественно серицитовых сланцев, дислоцированных в том же северо-западном направлении, что и породы, слагающие север Тимана. На крыльях этого хребта сланцы прикрываются каменноугольными и пермскими образованиями; на северной оконечности полуострова, как и на северном Тимане, развиты верхнесилурийские известняки. Приводимый

разрез (рис. 16) резюмирует то немногое, что известно в настоящее время о тектонике Канина полуострова; в подробности здесь мы входить не будем. Наконец, продолжением тиманско-канинской системы нарушений считаются дислокации Варангер-фиорда в северной Норвегии. Общее направление системы нарушений Варангер-фиорд — Канин — Тиман в общем параллельно северо-восточной окраине Балтийского щита и простирацию архейских пород на Кольском полуострове.

Два горных кряжа, находящихся в южной части изучаемой нами площади — Донецкий кряж и мангышлакский Кара-тау — расположены приблизительно на одной линии западо-северо-западного простирания.

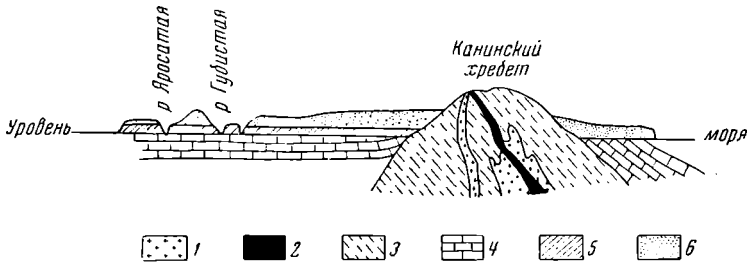


Рис. 16. Разрез через полуостров Канин, по Чернышеву:

1 — граниты; 2 — диабаз и порфирит; 3 — кристаллические сланцы; 4 — каменноугольные отложения; 5 — пермские отложения; 6 — морские послетретичные отложения.

Образование их относится к гораздо более позднему времени, нежели образование Тимана, и, соответственно с этим, в состав этих кряжей входят гораздо более молодые осадки.

Главную массу Донецкого кряжа составляют каменноугольные породы, которые здесь отличаются большою полнотой и исключительно мощным развитием, так что общая мощность их превышает 10 000 м. Нижние горизонты каменноугольных образований состоят из известняков, но уже в верхних частях нижнего отдела системы появляются сланцы и песчаники, которые, чередуясь с небольшими, сравнительно, прослоями известняка и угля, слагают затем всю мощную свиту среднего и верхнего отделов. Такого явления не наблюдается ни в какой другой местности Европейской России.

Между архейскими породами Азовско-Подольского горста, к которому кряж прилегает на юго-западе, и каменноугольными отложениями залегает свита конгломератов, аркозов, кварцитов, сланцев и порфиритовых туфов, заканчивающаяся наверху известняками, которые отделяются от упомянутых обломочных пород мощным покровом порфира. В верхних известняках были найдены морские ископаемые верхнего девона, а в песчаниково-сланцевой свите — остатки девонских растений.

Над каменноугольными отложениями в северо-западном углу бассейна залегают пермокарбоновые и пермские породы, из которых последние содержат мощные пласты гипса и каменной соли. За этими породами следует глинисто-песчаниковая свита, представляющая, повидимому, континентальные отложения триасового периода, далее, ниже-, средне- и верхнеюрские породы и, наконец, верхнемеловые и палеогеновые отложения. В средних и восточных частях Донецкого бассейна меловые и палеогеновые породы залегают непосредственно на каменноугольных образованиях.

Тектоника Донецкого кряжа (Борисяк, 1905; Лутугин и Степанов, 1914; Мефферт, 1918; Чернышев и Лутугин, 1897; Яковлев, 1908, 1914) сложна и очень своеобразна; известна она нам для большей части бассейна лишь в основных чертах.

Наиболее крупным и основным тектоническим элементом кряжа является огромная антиклинальная складка с крутым падением крыльев, известная под именем Главного антиклинала. Этот антиклинал прослеживается с востока-юго-востока на западо-северо-запад через весь Донецкий бассейн, причем направление его совпадает с линией, идущей от ст. Краматорская Южных ж. д., к ст. Горной Юго-Восточных ж. д. Поднятие слоев на протяжении главного антиклинала неодинаково и максимальной величины достигает около 9° в. д.; в обе стороны отсюда ось складки понижается. Такой же перегиб осей наблюдается в длинных синклиналиальных и антиклинальных изгибах пластов, располагающихся к северу и к югу от главного антиклинала, почему синклиналиальные складки подразделяются поперечным перегибом, каждая на две мульды. К северу от Главного антиклинала располагается большой синклиналиальный прогиб, нередко называемый Главной синклиналиью бассейна. Синклиналиль эта, вследствие упомянутого поднятия и перегиба оси, подразделяется на западную — «Боково-Хрустальскую» и восточную — «Должанско-Садковскую». Боково-Хрустальская мульда вместе с расположенными севернее ее более мелкими, сливаясь, образуют Бахмутскую котловину, выполненную пермскими осадками. Севернее этих мульд проходит второе антиклинальное поднятие, осложненное вторичными складками, флексурами и проч., а за ним «как в западной, так и в восточной частях бассейна начинается сложная складчатость, состоящая из массы складок, вытянутых в направлении общего простиранья кряжа и дающая сложную комбинацию отдельных котловин». У северной границы бассейна, кроме плеккативных дислокаций, крупную роль играют также продольные сбросы и сдвиги, прослеживающиеся иногда на десятки верст.

К югу от Главного антиклинала также протягивается синклиналиальный изгиб слоев, распадающийся, подобно главной синклинали, на две мульды, из которых западная известна под именем Чистяковской, а восточная — под именем Грушевско-Несветаевской. Южнее следует антиклинальное повышение, за которым в юго-западной части располагается еще одна синклиналиль. Эта последняя мульда, вследствие неравномерности изгиба пластов, распадается на ряд мелких замкнутых котловин, в которых слои образуют мелкие складки и сильно перебиты сдвигами и сбросами (рис. 17). По трещинам сбросов, амплитуда которых достигает 600 — 1000 м, во многих пунктах произошли внедрения ультраосновных изверженных пород (мончикитов и камптонитов).

Как правило, южные крылья донецких складок имеют гораздо более крутой наклон, нежели северные, так что складки эти являются как бы наклоненными к югу. Многочисленные вертикальные перемещения по южной окраине кряжа имеют, как видно из рис. 18, характер взбросов и, очевидно, обусловлены надвиганием частей складок с севера на юг; в том же направлении нередко происходят и крупные горизонтальные перемещения разорванных сдвигами частей складок. Все эти факты говорят, как будто, о том, что давление, обусловившее возникновение Донецкого кряжа, шло главным образом с севера.

Начало тектонических движений в Донцком кряже Яковлев относит к концу каменноугольного периода, но в полной мере они развились, по Мефферту, лишь по окончании пермского периода, т. е., вероятно, в триасовое время. Несогласия в напластовании внутри серии мезозойских

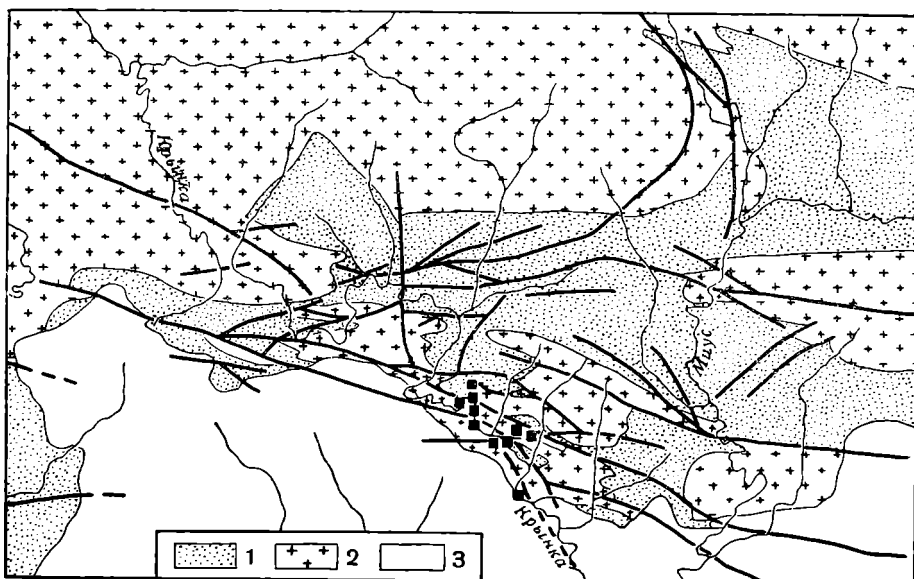


Рис. 17. Схематическая геологическая карта южной окраины Донецкого каменноугольного бассейна, по Мефферту:

1 — нижнекаменноугольные отложения; 2 — среднекаменноугольные, 3 — верхнемеловые и третичные.

отложений показывают, что горообразовательные движения возобновлялись еще неоднократно в юрскую и меловую эпохи, проявляясь, повидимому,

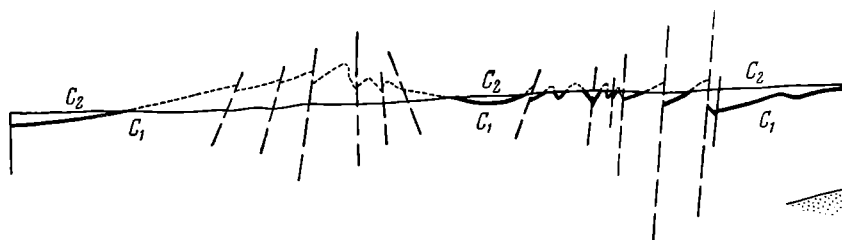


Рис. 18. Разрез через Чистяковскую и Успенскую мульды и разделяющий их Амросиевский купол в южной части Донецкого края, по Мефферту:

C_1 — нижнекаменноугольные отложения; C_2 — среднекаменноугольные.

с все меньшей и меньшей напряженностью. Борисяк (1905) устанавливает, что с начала юрского периода дислокационные явления повторялись:

- 1) между отложением нижнелейасовых и верхнелейасовых осадков;
- 2) в конце байосского века;
- 3) в течение нижнемеловой эпохи;
- 4) в самом начале третичного периода и
- 5) после отложения нижнетретичных осадков.

Два последние движения были уже очень слабы, так как и верхнемеловые и палеогеновые отложения весьма мало нарушены.

Строение мангышлакских краев нам известно гораздо меньше, нежели Донецкого, но все же, благодаря работам Андрусова (1902, 1911)

и его учеников, мы можем составить общее представление о тектонике этой области.

Дислокации Мангышлака представляют, в общем, громадную, сложную антиклиналь, до 200 км длиною и до 30 шириною, обозначаемую Андрусовым термином мегантиклинали.

«Самая мегантиклиналь, — говорит он (Андрусов, 1902, стр. 594), — состоит из значительной толщи мезозойских пластов от нижних горизонтов юры до самого верхнего мела включительно; в ядре же ее под юрой, покрываясь последней несогласно, залегают более древние каратауские отложения¹, выступающие там, где мезозойская оболочка их размыта, в виде горных возвышенностей — Каратаучика, Западного Кара-тау и Восточного Кара-тау.

Вся серия каратауских пород весьма сильно дислоцирована. На северном склоне Западного и Восточного Кара-тау можно наблюдать явные антиклинальные складки небольшой амплитуды; на южных же склонах наблюдается преимущественно моноклинальное падение, представляющее, вероятно, результат целого ряда опрокинутых друг на друга изоклинальных складок.

Простираение каратауской складчатости не вполне совпадает с топографическим простираем. В то время как простираение кражей приблизительно с ЗСЗ на ВЮВ, простираение пластов и складок отклоняется более к северу».

Как к северу, так и югу от Кара-тау располагаются параллельные ему пониженные полосы или долины, сложенные юрскими и нижнемеловыми породами, за которыми следуют возвышенные гряды, состоящие из верхнемеловых отложений, известные под именем Северного и Южного Ак-тау.

«Мезозойские отложения, окружающие центральные массивы Каратаучика и обоих Кара-тау, — говорит Андрусов (1902, стр. 608), — в общем падают во все стороны от них. Особенно хорошо это квакверзальное падение наблюдается вокруг Каратаучика, от которого мезозой наклонен к С, З, Ю и В. Промежуток между восточным концом Каратаучика и западным концом Западного Кара-тау выполнен меловыми осадками, которые здесь, таким образом, представляют седловинный изгиб, так как в направлении линий, соединяющих концы Каратаучика и Западного Кара-тау, изогнуты синклинально, а в направлении перпендикулярном — антиклинально. Строение так называемой «долины» между Кара-тау и Южным Ак-тау проще. Пласты моноклинально падают к ЮЗ, сначала довольно полого, затем, под южным Ак-тау, более круто; далее к югу мел снова выпрямляется. Таким образом, здесь мы имеем перед собою флексуру. Существуют указания у Васильевского, что у восточного конца Западного Кара-тау и вдоль южного края Восточного пласты тоже круто приподнимаются и даже становятся на голову. Таким образом, получается намек на существование второй флексуры у края Кара-тау.

Точно так же две подобные флексуры можно наблюдать и в северной «долине», между Восточным Кара-тау и Северным Ак-тау. Так, на горе Кокала пестроцветные юрские породы лежат довольно полого, в гребне же, идущем от кладбища Дошан к Чашбулаку и далее на ЗСЗ, лежащие выше юрские и нижнемеловые пласты становятся очень круто и даже вертикально. К северу отсюда пласты среднего мела (гольца) принимают весьма пологое падение, тогда как снова в меловых обрывах Северного Ак-тау белый мел приобретает весьма крутой наклон для того, чтобы к северу от обрыва скоро принять весьма пологое залегание. Этот

¹ Триасовые и, быть может, пермские.

флексурообразный характер Северный Ак-тау сохраняет, вероятно, на всем своем протяжении, так как мы наблюдаем его и у ущелья Кумакапы, у западного конца Северного Ак-тау.

Южный Ак-тау сопровождается с юга широкой и плоской синклиналию палеогеновых пластов, отделяющих Южный Ак-тау от другой мезозойской мегантиклинали, тянущейся от колодца Бурлю через Беке в окрестностях Баш-кудука¹. На дне этой мегантиклинали не выходят нигде каратауские пласты, а главным образом нижний мел и лишь изредка юра».

Горообразовательные движения в области мангышлакских кряжей происходили неоднократно. Резкое несогласие, с которым налегают континентальные нижнеюрские породы на энергично дислоцированные нижнетриасовые сланцы Кара-тау, показывает, что главные тектонические движения имели здесь место в конце триасового или начале юрского периода, т. е. приблизительно в то же время, что и в Донецком кряже. Далее, трансгрессивное залегание нижнего мела на юрских отложениях, а также следы перерыва в толще пород аптского яруса указывают на слабые движения в конце юры и в эпоху нижнего мела, но характер этих движений остается пока неясным. Можно отметить только, что к этому же промежутку времени относится и часть горообразовательных движений в Донецком кряже. Легкие угловые несогласия наблюдались на Мангышлаке в толще палеогена, именно между палеоценом и эоценом, что отвечает предпоследней эпохе нарушений в Донецком бассейне. Наконец, явно несогласно и трансгрессивно залегают на палеогеновых и меловых осадках верхнетретичные породы. Это последнее поднятие Кара-тау может отвечать последней фазе нарушений Донецкого бассейна.

Мы уже отмечали выше, что мангышлакские дислокации лежат на линии, продолжающей направление Донецкого кряжа, и что направление простирания складок в обоих кряжах одинаково. Не исключена возможность, что первоначально Донецкий кряж соединялся с Кара-тау и что они были изолированы друг от друга только последующими опусканиями.

Горные хребты, ограничивающие Русскую плиту с востока и юга, представляют для нас весьма большой интерес, и изучение их дает возможность выяснить многие события из истории непосредственно занимающей нас области, которые без этого остаются непонятными. С этой точки зрения нам прежде всего необходимо знать возраст пород, слагающих хребты, их состав и фаунистические особенности; далее чрезвычайно важно иметь ясное представление об истории развития крайних хребтов и в особенности знать те моменты, в которые происходили в них горообразовательные движения; наконец, необходимо выделить те особенности тектоники горных цепей, которые тем или иным образом отражают строение и тектонику плиты. Вопросов первого и второго порядка мы коснемся ниже; при изучении истории развития плиты; в настоящий же момент остановимся только на третьей категории явлений.

Предположение о существовании подземного выступа докембрийских пород в области современного Уфимского плато основывается целиком на тех тектонических особенностях, которые представляют соседние части Урала (Карпинский, 1919).

Первый же взгляд на геологическую карту последнего (рис. 19) показывает нам, что участок хребта, лежащий против Уфимского плато, резко отличается от остального Урала. И к северу, и к югу от этого участка направление хребта, равно как и простирание полос слагающих его пород, очень близко к меридиональному, причем полосы эти тянутся на весьма

¹ Бекебашкудукская антиклиналь.

далекое расстояние в одном направлении, не изгибаясь и не прерываясь. Совершенно иное наблюдается против Уфимского плато. Урал здесь отсутствует к востоку, образуя дугу, которая как бы обходит какое-то препятствие. Сплошность лент, образуемых породами различного возраста, нарушается, они изгибаются, подвергаются разрывам и раздроблению, что особенно хорошо видно по полосе гранитов и гнейсов. У южного конца плато простирающиеся краевые хребты Урала, сложенных девонскими и каменноугольными породами, резко изменяются, и они принимают почти широтное направление, явно обходя край подземной глыбы и стремясь занять то положение, которое свойственно девонским и каменноугольным породам севернее Уфимского плато. Дойдя до соответствующей точки, хребты резко поворачивают на юг, сплошность полос восстанавливается, и они принимают обычное меридиональное направление.

В предыдущем мы считали Урал восточной границей Русской плиты; хребет кончается в настоящее время в Мугоджарах, южнее которых Русская равнина как будто сливается с Западно-Сибирской низменностью. Такой незаметный переход, по нашему мнению, представляет явление вторичное и обусловлен опусканием тех хребтов, которые соединяли в конце палеозой и в течение большей части мезозойской эры Урал с западным Тянь-Шанем; направление этих хребтов намечается Арало-Кзылкумским валом меловых пород, который, таким образом, представляет вполне естественную, а не условную только границу Русской равнины. Чтобы сделать это положение более ясным, мы должны несколько подробнее остановиться на вопросе о южном окончании Урала.

Карниевским (1873) уже много лет тому назад было установлено, что на западном склоне Урала интенсивность дислокации, высота складок, уменьшается по мере движения к югу, так что в этом направлении, по простиранию кряжа, древние породы мало-помалу исчезают с земной поверхности, заменяясь все более и более новыми. То же наблюдалось и Тихоновичем (1905, 1907) в бассейне Ори и Тобола. Таким образом, не может, по видимому, быть сомнения в том, что к югу дислокационные процессы значительно ослабляются. Тем не менее современное окончание Урала в Мугоджарах, где на поверхность выходят еще древнейшие породы, отнюдь нельзя считать естественным окончанием хребта, тем пунктом, в котором окончательно затухают его складки; окончание это обусловлено, несомненно, последующими эрозионными и абразионными процессами и последующими тектоническими опусканиями.

Что поднятия Арало-Кзылкумского вала действительно связаны с более древними дислокациями меридионального направления, можно

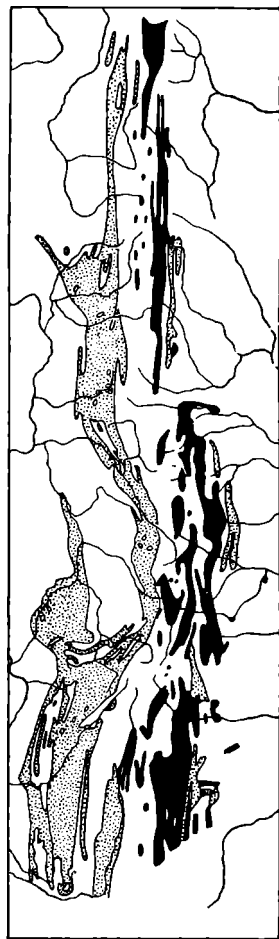


Рис. 19. Схема строения Среднего и Южного Урала.

Черное — граниты и гнейсы; точки — каменноугольные и девонские отложения.

заклЮчить из тех отношений, которые существуют между этим валом и древними хребтами Кызыл-кумов. В дельте Аму-дарьи, как мы знаем из предыдущего, в осевой полосе вала появляются древние, сильно дислоцированные породы, которые образуют хребет Султан-Уиз-даг. Изучение последнего не оставляет сомнений в том, что направление вала во всех деталях определяется направлением древней складчатости.

Небольшой хребет Султан-Уиз-даг состоит из мраморов, кварцитов и кристаллических сланцев, прорванных гранитами и другими изверженными породами. Простираение пород в северной части хребта близко к меридиану и, таким образом, является как бы прямым продолжением уральских простираций. У озера Истемес направление складок резко меняется и переходит в почти широтное, которое и удерживается до восточного конца гор.

Совершенно такой же изгиб испытывает полоса пород, слагающих вал. За концом Султан-Уиз-дага меловые слои имеют резко выраженное восточно-юго-восточное простираение; через несколько километров среди них вновь на короткое время появляются выходы Султан-Уиздагских мраморов (Аяз-кала). Восточнее Аяз-кала поверхность Кызыл-кумов на далекое расстояние сложена исключительно меловыми породами, обнаруживающими местами нарушения того же восточно-юго-восточного простираения. Затем вновь среди них появляется значительная горная цепь — Букан-тау, в строении которой участвуют те же граниты, кварциты, мраморы и кристаллические сланцы, которые слагают и Султан-Уиз-даг. Простираение этих пород вполне отвечает простираению восточной части Султан-Уиз-дага, и не может быть сомнения в том, что мы встречаем здесь еще одно звено некогда сплошной горной цепи. За Букан-тау, в юго-восточном направлении, следует (Барбот де Марни, 1889) целая серия небольших хребтов, которые то непосредственно связываются одни с другими, то подразделены, повидимому, небольшими промежутками, сложенными меловыми породами. Хребты эти известны под именем Алтын-тау, Басс-тау, Джетым-тау, Тамды-тау, Мурун-тау, Казак-бай-бек-тау, Дженис-тау, Каратау и Ак-тау; два последних входят в состав хребта Нура-тау в западном Тянь-Шане.

Вся совокупность приведенных фактов делает, на наш взгляд, вполне правдоподобным предположение, что севернее Султан-Уиз-дага Арало-Кызылкумский вал так же следует направлению погрузившегося или размытого хребта, как это имеет место и к юго-востоку от упомянутых гор.

Глава вторая

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Ознакомившись в предыдущем со строением Русской платформы, мы должны теперь перейти к изучению истории ее развития, так как, выясняя последовательность событий, легче всего можно расчленить пеструю мозаику описанных явлений на генетически однородные группы и уяснить самый механизм деформаций, создавших наблюдаемые нами структурные элементы.

Первая и единственная попытка такого исследования принадлежит Карпинскому. Исходя из распределения суши и моря на поверхности Европейской России в минувшие геологические эпохи, этот ученый установил общие законы, управляющие колебаниями земной коры в изучаемой нами

области, и выяснил зависимость происходивших здесь дислокаций от горообразовательных процессов в Уральском и Кавказском хребтах и от наличия в пределах Русской плиты устойчивых выступов древних пород.

Карпинский пришел к заключению, что вообще сокращение земного шара отражается на «спокойных» участках земной коры, подобных Русской плите, «главнейше образованием пологих синклиналей и антиклиналей, которые при размерах области, соответствующей значительной части земной поверхности, проявляются, по крайней мере, по двум пересекающимся направлениям» (Карпинский, 1919, стр. 77).

«В пределах части земной поверхности, занятой в настоящее время Европейской Россией, происходили последовательные колебания земной коры через смену понижений в широтном направлении с опусканиями меридиональными. Такие медленные, так сказать, волнообразные колебания не касались лишь северо-западной части России, где массив, состоящий из древнейших кристаллических образований и представляющий так называемый горст, являлся настоящим оплотом или буфером, около которого, как около неподвижной оси, совершались перемещения упомянутых понижений и повышений. Конечно, упомянутый массив не избежал при этом заметных механических влияний, но последние выразились главнейше расколами, трещинами, по которым по окраинам этого массива возник целый ряд сбросов и опусканий, в свою очередь нередко нарушавших напластование соседних отложений» (Карпинский, 1919, стр. 99).

«Понижения земной коры, вызывающие такое распределение бассейнов в широтном направлении, обнимают среднюю и южную части Европейской России; меридиональные понижения располагаются в ее восточной части» (Карпинский, 1919).

«Направление колебаний почти всегда оказывалось параллельным кряжам Кавказскому и Уральскому. В период наиболее интенсивного образования последнего преобладают, по их продолжительности, меридиональные понижения, во время же интенсивного образования Кавказа наибольшей продолжительностью отличаются понижения, параллельные этому кряжу».

Что касается тектонических нарушений, имеющих место в области Русской плиты, то Карпинским подмечена весьма тесная связь их с направлением границ горстовых массивов.

«Чем ближе к Балтийскому горсту, — говорит он, — находятся дислокационные нарушения, тем более они отражают направление его границ. Далее от этих границ наблюдается соответствие дислокаций с направлением Кавказского и Уральского хребтов с теми уклонениями, которые вызываются сопротивлением древнего массива Подольско-Азовского горста. Чем южнее положение складчатых дислокаций, тем более они отражают кавказское направление, чем восточнее — направление уральское. Сходясь на юго-востоке Европейской России в остром (около 65—70°) угле в относительно тесном районе Прикаспийской низменности, они испытывали особенно частое влияние дислокационных нарушений кавказского и уральского типов. Многократно, то перемежаясь, то возникая одновременно, дислокации неизбежно являются сложными, с различным простираем складок, брахиантиклиналей и сбросов, с образованием впадин (грабен) и горстов, часто относительно небольших» (Карпинский, 1919, стр. 120; 1920).

Относительно времени и механизма образования отдельных нарушений в пределах Европейской России Карпинский приходит к следующим заключениям.

С движениями около архейского Балтийского щита связаны дислокации кембрийских и силурийских пород в Псковской и Тверской губерниях, совершившиеся перед верхнедевонской эпохой, а также дислокации северо-восточного простирания в Андомской горе, у Бирючевских порогов на р. Онеге, у устья Пинеги, на Сев. Двине, происшедшие ко времени окончания нижнекаменноугольной эпохи.

С иными границами северо-западного горста связана еще более древняя, доверхнесилурийская фаза дислокаций Тимана.

С началом девонского периода обнаруживаются орогенические движения меридионального, уральского направления. Под влиянием начавшегося с востока напора на Русскую плиту в каменноугольный период в восточных частях последней образуется широкая, в общем меридиональная котловина, вдающаяся глубокими заливами на запад в Подмосковном и Донецком районах. Положение границ этой котловины определяется сопротивлением, которое оказывали идущему с востока давлению Балтийский, Воронежский и, быть может, Холмский и Игуменский горсты. Воронежский горст имел отношение и к образованию «девонской оси» Средней России с ее антиклинальным, по Карпинскому, расположением слоев.

На пермский период падает наиболее интенсивная дислокация Урала, который благодаря сопротивлению со стороны подземного Уфимского горста как бы распадается на две дуги. На севере Урал дает две постумные ветви, тиманскую и пайхойскую, которые примыкают к имевшимся уже здесь ранее более древним тектоническим сооружениям.

Ципская и другие антиклинали, возникшие между пермским периодом и верхнеюрской эпохой, а также выступы пермских пород в Вятском увале в пермской осн Заволжья ясно отражают очертания береговых линий упомянутой выше каменноугольной впадины Восточной России. Другие дислокационные явления в центральной части и восточной половине России, обнаруживающие резкое отклонение от направления современных им берегов, имеют, повидимому, сбросовое происхождение, кроме складчатых дислокаций кавказского направления в Южной России.

После наиболее интенсивной пермской фазы дислокаций более слабые движения совершались на Урале еще в юрский период и в конце триас-меловой эпохи или, быть может, в первые века верхнемеловой.

Аналогичная уральской последовательность горообразовательных движений имела место также и в Донецком крыже, возможно, с некоторым запозданием.

Кроме описанной, уральской, если так можно выразиться, системы дислокаций, Карпинский, хотя и с гораздо меньшей определенностью и ясностью, устанавливает в пределах Европейской России систему нарушений кавказского, западо-северо-западного направления. Система эта получила от Зюсса название линий Карпинского и была прослежена им далеко в пределы Западной Европы. На новейшей тектонической карте Карпинского (см. рис. 1) намечены две таких линии.

Первая из них, южная, состоит из: 1) Каневских дислокаций, 2) горы Пивихи, 3) Донецкого крыжа, 4) нарушений Сало-Маньчского водораздела и Чолон-хамура в Ергенях, 5) дислокаций Мангышлака и служит продолжением в пределы Европы дислокаций Нура-тау и восточной ветви Султан-Уиз-дага. Более длинная северная линия, являющаяся, судя по карте Карпинского, как бы продолжением Кара-тау (сырдарьинского), начинается на востоке: 1) дислокациями полуострова Куланды на Аральском море, 2) далее к западу следуют нарушения пермских гипсов по северному побережью Каспия, 3) Биш-чохо, Чапчачи, Баскунчак, 4) южная окапленность Дово-Медведицкой антиклинали, 5) Воронежская границная глыба,

6) ровенские гипсы в Полтавской губ., 7) предполагаемые нарушения у ст. Лунинец, 8) выходы юры в Беловежской пуще и 9) поднятие Ивоврацлав — Цехоцинск в пределах Польской мульды.

Взгляды Карпинского на историю и тектонику Русской плиты в очень многих отношениях отличаются от наших. В дальнейшем нам придется неоднократно еще возвращаться к этому вопросу, пока же мы ограничимся указанием на те сомнения, которые вызывают только что описанные «линии Карпинского».

Северная линия, как это уже видно из предыдущего и как станет еще яснее в дальнейшем, состоит отчасти из совершенно различных по своему генезису и значению, а отчасти из недостаточно прочно установленных тектонических элементов. Никаких пояснений относительно ее происхождения Карпинским не дается, и мы полагаем, что такой линии, как определенного генетического целого, вовсе не существует. Третье, четвертое и пятое звенья южной линии, несомненно, тесно связаны между собою, но остальные члены ее имеют совершенно иное происхождение и ни в каком отношении к донецким или маптышлякским дислокациям не стоят.

В конце доисторического периода жизни земли, т. е. в конце альгонкского периода, Русская плита, повидимому, была сушей и представляла, по всем вероятностям, холмистую страну, по которой кое-где разбросаны были остатки полуразрушенных складчатых горных хребтов. Восстановить направление этих древнейших горных кряжей, состоявших, подобно всей плите, из измененных осадочных и изверженных горных пород, мы можем только частично.

В пределах северной и восточной Финляндии, в Олонецком крае и на Кольском полуострове горные цепи имели преимущественно северо-западное и западо-северо-западное простирание, но по юго-западному побережью Белого моря преобладающим направлением было северо-восточное, на севере же, в районе оз. Энаре, хребты располагались меридионально. Таким образом в северо-восточной части теперешнего Балтийского щита горные цепи изгибались совершенно так же, повидимому, как изгибаются складки современной уральской горной системы на протяжении от 65° с. ш. до северной оконечности Новой Земли.

В области Азовско-Подольского горста направление горных цепей приближалось к меридиональному.

В каком отношении находились горные цепи Балтийского щита к горам Азовско-Подольского и каково было их направление на остальном пространстве Русской плиты, мы не знаем¹.

Совершенно неясным представляется в настоящее время вопрос о границах Русской плиты в докембрийское время. Мы знаем, что в северо-западном направлении континентальная масса, к которой принадлежит

¹ По первоначальным представлениям Карпинского, горные цепи Балтийского щита, расходясь постепенно в виде веера, продолжались некогда до южной границы Русской платформы; простирание их на юге из северо-северо-западного переходило в северо-северо-восточное, так что в общем цепи имели форму пологих дуг, обращенных выпуклостью к востоку. Кужняр (см. сноску на стр. 30) предполагает, что в докембрийское время существовала «Скифская» горная цепь, которая, начинаясь на севере у Ботнического залива, в пределах Балтийского щита тянулась на юго-юго-восток к промежутку между Ладожским и Онежским озерами; южнее цепь эта следовала, изгибаясь, подобно Уралу, через Вышний Волочек, Холмский уезд, Полесский вал к Азовско-Подольскому горсту; от восточного конца последнего Скифиды продолжались еще далеко на восток в Азию, к Зеравшанскому хребту.

плита, распространялась до северо-западной части Норвегии, и здесь ограничивалась глубоким прогибом, занятым морем. Остальные границы нашего докембрийского материка остаются совершенно неизвестными. В частности, мы еще не знаем, распространялся ли он к востоку от Урала и к югу от полосы Крымско-Кавказских гор, так как в этих местностях ни альгонские, ни кембрийские породы нам не известны.

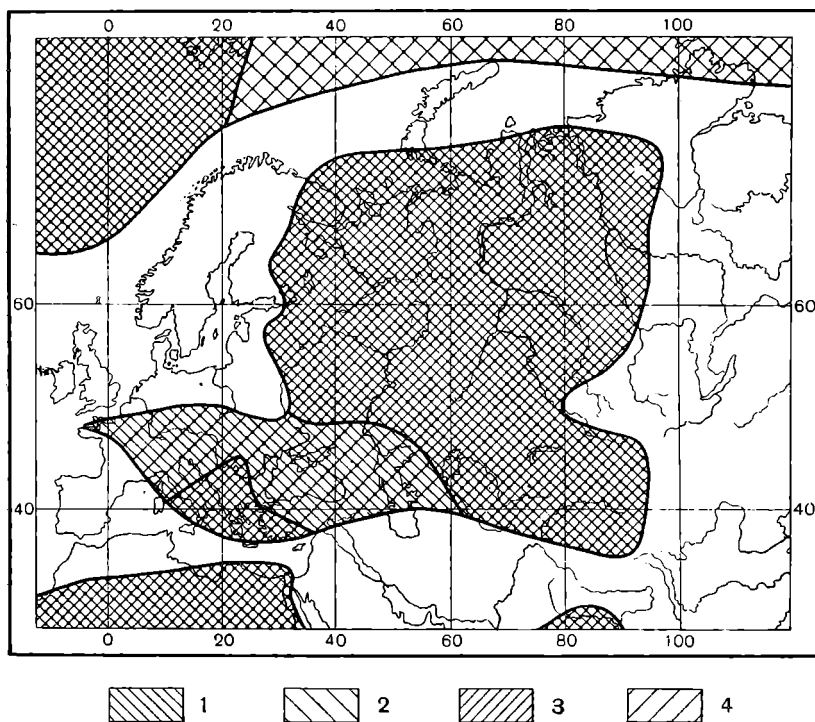


Рис. 20. Распределение моря и суши в кембрийский период, по Арльдту:

1 и 2 — для нижнего кембрия; 3 и 4 — для верхнего кембрия; 1 и 3 — суша по воззрениям всех палеогеографов; 2 и 4 — суша, по воззрениям отдельных палеогеографов.

Значительно большую определенность получает интересующий нас вопрос для кембрийского периода. На рис. 20, составленном нами с некоторыми изменениями по Арльдту (Arlidt, 1919—1922), изображено распространение моря в кембрийский период для части Евразии. Рисунок этот показывает, что, «по мнению всех палеогеографов», Русская плита в рассматриваемый период входила в состав обширной континентальной массы, которая в нижне-, а может быть, и в верхнекембрийское время протягивалась на запад в виде полуострова через Среднюю и Южную Европу до Бретани, а на востоке распространялась до Енисея.

Эту реконструкцию можно признать весьма вероятной, но в то же время приходится подчеркнуть, что материал, послуживший для нее основой, требует к себе весьма осторожного и критического отношения как раз в части, касающейся России. Не может быть сомнения в том, что море покрывало в пределах Балтийского щита и Русской плиты значительную часть Финляндии, области, прилежащие с юга к Финскому заливу, Псковскую и Минскую губернии, но как далеко оно вдавалось отсюда на восток

по средней полосе Европейской России, остается неизвестным, так как древнейшие палеозойские осадки здесь скрыты глубоко под более новыми породами. Судя по тому, что так называемая синяя глина, представляющая наиболее важный член наших кембрийских отложений, носит характер сравнительно глубоководного осадка, не может быть сомнения, что море распространялось на восток, по крайней мере, до верховьев Волги. С другой стороны, приходится и для кембрийского периода отметить произвольность допущения суши на месте Урала и Кавказа, так как здесь морские кембрийские слои могут заключаться в толще пород, измененных метаморфическими процессами.

Более или менее достоверная история Русской плиты начинается с силурийского периода.

По Карпинскому (1919), «в нижнесилурийскую эпоху морской бассейн (рис. 21) в области теперешней России протягивался в виде широтной полосы, достигавшей района, занятого теперь Уралом, двумя ветвями, разъединенными сушей или антиклиналом с осью, наклоненной на запад. Разрастание этого антиклинала и последовательное распространение его в западном направлении вызвало не только отступление бассейна, но и распадение его в верхнесилурийскую эпоху на две части, заливаобразно вдававшиеся в пределы России, причем южная часть обнаружила даже некоторое понижение, вызвавшее распространение здесь верхнесилурийского бассейна далее на восток». Кроме того, нижнесилурийское море вдавалось небольшими заливами со стороны Полярного океана в область Большеземельской тундры.

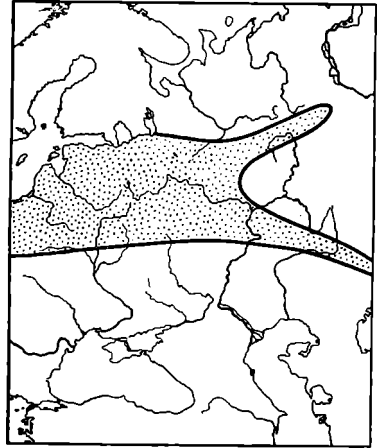


Рис. 21. Бассейн нижнесилурийского времени, по Карпинскому.

Такое понимание хода событий в течение силурийского периода не является единственно возможным. Прежде всего нам вместе с Михайловским (1913) представляется более естественным думать, что выходы морских нижнесилурийских осадков на берегу Югорского шара, в Большеземельской тундре и предгорьях Пай-хоя намечают собою путь, по которому воды Полярного океана проникали в область Северного Урала и, во всяком случае, доходили до бассейна Илыча и Уньи, где существование нижнесилурийских отложений уже давно прочно установлено (Федоров, 1889, 1890, 1896, 1897; Кейзерлинг, 1846). Если это справедливо, то мы можем также иначе, нежели это сделано Карпинским, отнестись и к присутствию нижнесилурийских отложений на Южном Урале (Меглицкий и Антипов, 1858; Тихонович, 1918). Встречая нижнесилурийские отложения и на Северном и на Южном Урале, можно сделать вывод, что и вся полоса современного Урала была покрыта в течение нижнего силура морем. Правильность такого заключения подтверждается, между прочим, и тем, что в последующем, начиная, во всяком случае, с нижнего девона и почти без сомнения, с верхнего силура, участок земной коры, лежащий в пределах современного Урала, представлял меридиональную геосинклиналь, т. е. меридиональный прогиб с постепенно опускавшимся все глубже и глубже дном. Представить себе, что в начале силура этого прогиба не только не существовало, но перпендикулярно ему в широтном направлении располагалась антиклиналь, чрезвычайно трудно. Исходя из представления

о подземном Уфимском горсте, мы можем предполагать на месте последнего остров или мель, но не больше.

После всего сказанного мы в полном согласии с фактами можем принять, что море нижнесилурийской эпохи весьма широкой полосой распространялось через Среднюю и частью Северную Россию к Уралу, покрывало занятую им область и сообщалось с нижнесилурийским бассейном Сибири и Туркестана. Прилагаемая карта (табл. III, рис. 1) дает общее представление о распространении нижнесилурийского бассейна в пределах Русской плиты. Не нужно, конечно, думать, чтобы море в течение всего рассматриваемого промежутка времени сохраняло одно и то же очертание. Исследования Ламанского (1905) показывают, что здесь имели место многочисленные перемещения береговой линии; принимать во внимание все эти изменения мы не можем, и наша карта должна, как и все последующие, давать лишь общую идею о некотором среднем положении бассейна, без всяких подробностей.

Мы видим на этой карте, что кембрийская палеарктическая суша в рассматриваемую нами эпоху разделилась широким широтным прогибом на два участка, из которых северный обнимал собою пространство от восточных частей Балтийского щита до Тимана, а южный охватывал область современного Устюрта, всю Южную Россию до Кавказа и продолжался далее на запад в пределах Средней Европы. До каких пор распространялся южный участок суши по направлению к югу, мы не знаем, так как на Кавказе породы древнее верхнего силура не известны; однако нам представляется в высшей степени вероятным, что Крымско-Кавказская область в это время, подобно уральской, была покрыта морем.

Во вторую половину силурийского периода, по представлениям Карпинского, как мы уже знаем, поднятие области Уфимского горста мало-помалу отеснило море из пределов Европейской России на запад, и из первоначально захваченного им района уцелели лишь небольшие заливы в Прибалтийской области и в Польше. Таким образом нарушившаяся на короткое время целостность Русской суши была восстановлена. Одновременно с поднятием в области Средней России, вызвавшим описанную регрессию, произошли опускания по окраинам Русской равнины, вследствие чего море затопило небольшую площадь на северном Тимане, а также юго-западную окраину Подольского горста; наконец, на юге, впервые в эту эпоху вырисовывалась морская депрессия в области Кавказа. Против такого понимания истории верхнесилурийского времени можно выставить некоторые серьезные возражения.

Прежде всего совершенно недоказанным является предположение об отсутствии верхнесилурийского моря на Урале. Как хорошо известно, здесь чрезвычайно широким распространением пользуется мощная свита песчаников, сланцев и кварцитов с подчиненными пластами известняков, которая местами налегает на нижнесилурийские породы, в большинстве же случаев переходит книзу, а также и в горизонтальном направлении, к востоку, в свиту кристаллических сланцев, слагающих осевую полосу хребта. В пластах известняка, заключающихся в верхних частях свиты, Чернышевым была обнаружена фауна самых нижних горизонтов девона (герцив); что же касается до остальной части свиты, то названный ученый имел все основания приписывать ей верхнесилурийский возраст (Чернышев, 1885, 1893). Никаких возражений против этого взгляда выставлено не было, да их, повидимому, и трудно выставить, и потому мы полагаем, что Урал в верхнесилурийское время был покрыт морем. Предположение это во всяком случае заключает в себе меньше гипотетического, нежели взгляды Карпинского. Что касается Русской равнины, то представление

о непрерывном еще с нижнесилурийского времени отступании моря в этой области к западу основано на том, что каждый последующий горизонт силурийских образований имеет меньшее распространение в Прибалтийской области, нежели предыдущий. Предполагают, что это прогрессивное уменьшение площади распространения верхнесилурийских отложений есть явление первичное и зависит от прогрессивного уменьшения площади верхнесилурийского бассейна. Легко, однако, видеть, что такое заключение можно оспаривать. Сокращению площади распространения осадков не отвечает параллельное изменение их состава, и мы не видим, чтобы известковые породы, из которых преимущественно слагаются прибалтийские силурийские отложения, в верхних горизонтах заменялись чисто прибрежными и береговыми образованиями. Так как со времени отложения силурийских пород до момента покрытия их среднедевонскими слоями Прибалтийская область, несомненно, пережила, с одной стороны, более или менее крупные движения земной коры, которые могли изменить первоначальное залегание слоев, а с другой — длинный континентальный период со связанными с ним процессами размыwania, то естественнее всего предположить, что современные особенности распространения силура представляют вторичное явление. Исчезновение более молодых горизонтов силура по направлению с запада на восток является результатом смыва их по бокам котловины, образовавшейся в конце верхнего силура и начале нижнего девона в связи с эпохой каледонских дислокаций, о которой мы сейчас будем говорить.

Если Прибалтийская область не дает прочного обоснования гипотезе непрерывного сокращения моря в пределах Русской равнины, то появление морских верхнесилурийских пород в районах, которые не были заняты морем нижнего силура, именно в Приднестровье и на северном Тимане, доказывает как раз обратное, свидетельствуя о том, что в начале, по крайней мере, верхнесилурийского времени море несколько расширило свои пределы.

Вероятное распространение суши и моря в пределах интересующей нас области в первую половину верхнего силура изображено на табл. III, рис. 1. Мы видим на нем, между прочим, что в верхнесилурийскую эпоху южный участок суши, Южно-Русская кристаллическая полоса ограничивается с юга морем, покрывавшим Кавказ. Если, таким образом, наши предположения о существовании прогиба на месте Крымско-Кавказского края в нижнесилурийское время окажутся и неправильными, то с конца силура существование геосинклинали у южной границы Русской плиты можно считать прочно установленным.

Мы остановимся несколько подробнее на этой Кавказской геосинклинали. Верхнесилурийские отложения, открытые в недавнее время на Кавказе (Герасимов и Янишевский, 1916), принадлежат по своей фауне к южно-европейской, богемской зоогеографической провинции, которая резко отличалась от североевропейской, прибалтийской; нет сомнения поэтому, что силурийское море Кавказа через Крым сообщалось непосредственно с морем Богемии. Этот пролив должен был стоять в некоторой связи с бассейном, покрывавшим юго-западную окраину Подольского горста, так как в нем также имеются представители богемской фауны; с другой стороны, судя по фауне, Подольский бассейн соединялся и с морем, покрывавшим Прибалтийскую область, в которой развивалась фауна северного типа. Фаунистическая обособленность Крымско-Кавказской области для рассматриваемого момента легко объясняется тем, что она отделялась от моря Средней и Северной России почти непрерывной полосой суши. В последующем мы, однако, увидим, что морская фауна Крымско-Кавказской

области сохраняет свою самостоятельность в течение решительно всей геологической истории и заметно отличается от среднерусской даже в те моменты, когда между бассейнами той и другой области существовало совершенно свободное сообщение. Исходя из этого, мы должны принять, что основной причиной дифференцировки фауны являются различия в климате, и что, таким образом, климатические пояса наметились уже начиная с силурийского периода. Особенно резкими климатические различия для этого периода быть, однако, не могли. В самом деле, мы видим, что фауна, населявшая Туркестанский верхнесилурийский бассейн, который расположен на той же широте, что и Кавказский, сильно отличается от богемской и наибольшее сходство имеет с западноевропейской. Это явление, очевидно, объясняется тем, что северные течения свободно проникали в Туркестан вдоль Уральской геосинклинали и через Сибирь.

На границе силура и девона в геосинклиналях, опоясывавших область Балтийского щита с запада и юго-запада, произошли, как известно, мощные горообразовательные движения, давшие начало древней каледонской горной системе. Вместе с этим Скандинавия и Англия, бывшие до этого дном моря, поднялись выше уровня последнего.

Эти движения, конечно, не могли не отразиться на области Русской плиты, и, действительно, мы видим, что она, подобно только что упомянутым местностям, приподнимается всей своей массой над уровнем океана и превращается в сушу. Море остается только в области меридиональной Уральской геосинклинали, в Польше, а также, быть может, в Подолии и на Кавказе (табл. III, рис. 2). Как видно из предыдущего, механизм поднятия Русской платформы, в результате которого произошло ее осушение, мы представляем себе иначе, нежели это делает Карпинский. Ставя этот процесс в связь с образованием каледонской горной системы, мы полагаем, что при этом явлении произошло поднятие Балтийского кристаллического щита, которое, медленно распространяясь на область Средней России, вытесняло море, с одной стороны, на восток, к Уралу, а с другой — на запад или юго-запад, в Польшу.

Пород нижнедевонского возраста на Кавказе не обнаружено, но вероятность пребывания здесь моря, по крайней мере в самом начале девонского периода, явствует из того, что и в Туркестане, и на Урале фауна самых нижних горизонтов нижнего девона (герцин) имеет весьма большое сходство с богемской. Появление ее в столь отдаленных областях на смену ранее бывшей верхнесилурийской фауны северного типа было бы очень трудно объяснить, если бы в начале нижнедевонского времени не было сообщения со Средней Европой через область Кавказской геосинклинали.

Общим поднятием всей области Русской плиты влияния сил, вызвавших каледонскую складчатость, не ограничились. Соотношения между среднедевонскими и силурийскими породами в Прибалтийской области и особенности распространения отдельных горизонтов верхнесилурийских пород, на которых мы останавливались выше, заставляют думать, что здесь образовалась обширная бассейноподобная впадина, в общем параллельная южной окраине Балтийского щита. Далее, история среднедевонской трансгрессии, о которой мы будем говорить ниже, доказывает, что по восточной окраине этой впадины, на месте так называемого подземного Полесского вала, возникло длинное, пологое валоподобное поднятие, природа которого для нас остается неясной. Быть может, в основе его лежит горстовый выступ архейских и кембро-силурийских пород, или вал возник в силу постумных движений в каких-либо докембрийских складчатых сооружениях. Вал этот или горст подразделил то понижение, которое в кембрийский и силурийский периоды протягивалось из Северной Гер-

мании в Среднюю Россию и служило проводником трансгрессий, на две части: Польско-Германскую мульду и Подмосковную котловину.

Забегая несколько вперед, мы можем отметить, что указанными незначительными деформациями земной коры проявление каледонских горообразовательных движений в Европейской России не ограничивается. Следы их можно обнаружить, с одной стороны, в пределах Кавказской и Уральской геосинклиналей, а с другой — в некоторых местностях по окраинам Балтийского щита. Так как эти дислокации произошли, повидимому, несколько позже начала девона, то мы коснемся их, говоря о физико-географических изменениях, имевших место в середине девонского периода.

С началом среднедевонского времени в пределах Русской плиты вновь происходят опускания, вследствие чего море возвращается в оставленные им местности.

Карпинский различает в истории среднедевонского времени два момента. В первый из них, относящийся к веку развития *Pentamerus baschkiricus*, меридиональная депрессия, существовавшая в области Урала в нижнедевонское время, исчезла и заменилась широтным прогибом в Средней России, совершенно так, как это было, по мнению названного ученого, в нижнем силуре. Во вторую половину среднего девона, характеризующуюся развитием *Spirifer anossofi*, Урал вновь погружается, и море в пределах Европейской России получает вид, изображенный на рис. 22.

Столь резкое изменение в направлении прогиба земной коры, какое принимается Карпинским на границе нижнего и среднего девона, невольно возбуждает сомнение, и мы должны внимательно остановиться на оценке фактов, лежащих в основе такого допущения.

Предположение об отсутствии моря в северном Приуралье основано, повидимому, на том, что, по Чернышеву (1915), в большей, северной части Тимана средний девон вовсе отсутствует, а в южной развиты только верхние его горизонты (со *Spirifer anossofi*). Заключение Чернышева, однако, основано частью на заведомо неверных представлениях о последовательности горизонтов девона в пределах Средней России, а частью — на неверном толковании тектоники южного Тимана, именно на допущении грабена в Ухтинском нефтеносном районе. Мы имеем в настоящее время серьезные основания думать, что породы, подстилающие так называемый доманиковый горизонт на Южном Урале, параллельны среднедевонским образованиям Средней России, и что девонские отложения средних и северных частей кряжа соответствуют как раз этим «поддоманиковым» слоям Ухтинского района. При таких условиях пришлось бы весьма существенно изменить очертания среднедевонского моря на северо-восток. Возможно, конечно, что наши предположения и не соответствуют действительности, но для доказательства их неправильности и для признания точки зрения Чернышева во всяком случае требуется переработка девонской фауны Тимана и детальное сравнение ее с фауной Средней и особенно, Северо-Западной России. Если бы после такой переработки оказалось, что на Тимане действительно имеются только слои со *Spirifer anossofi* и что слои эти развиты только в южной части кряжа, то эти факты отнюдь еще

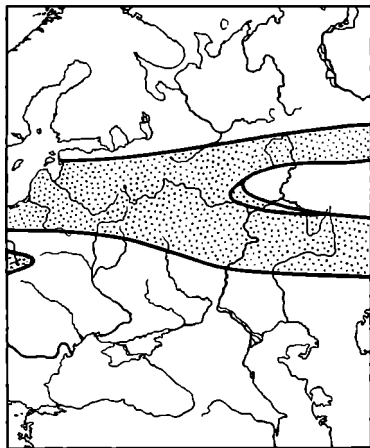


Рис. 22. Бассейн начала среднедевонской эпохи, по Карпинскому.

не будут указывать на отсутствие горизонта с *Pentamerus baschkiricus* на Северном Урале. На Тимане не имеется, ведь, и нижнего девона, столь мощно развитого в пределах последнего.

Что касается самого Северного Урала, то эта область еще очень мало изучена, и делать определенные заключения об отсутствии здесь того или иного горизонта едва ли возможно. Тем не менее мы имеем вполне определенные доказательства, что горизонт с *Pentamerus baschkiricus* существует на р. Ильиче, значительно севернее того пункта, до которого доходило море этого времени, по Карпинскому, и указания Чернышева (1887), что «в горизонте D₂a мы видим повсеместное от южных до самых северных пределов распространение *Pentamerus baschkiricus* не только в виде типичных представителей, но и во всех мелких видоизменениях». Факты эти заставляют нас признать, что в первой половине среднего девона море на Северном Урале существовало, а исходя из этого, приходится отрицать возможность замены меридиональной Уральской депрессии широтной Средне-Русской.

Иначе, на первый взгляд, обстоит дело для крайнего юга Урала, так как относительно Мугоджар имеются уже определенные указания на отсутствие горизонта с *Pentamerus baschkiricus*, и из описаний Вениокова (1895), Пригоровского (1914) и др. следует, что здесь на толще кремнистых сланцев и песчаников, относимых предположительно к нижнему девону, а быть может, и к силуру, непосредственно залегают верхние горизонты среднедевонских пород со *Spirifer anossofi*. Факты эти отнюдь нельзя толковать как доказательство правильности гипотезы Карпинского, и они получают естественное объяснение в тех горообразовательных движениях, которые, как мы увидим несколько ниже, имели место в нижне- или среднедевонское время в южных частях Урала.

К цепи фактов, говорящих в пользу существования Уральской меридиональной депрессии в начале среднего девона, следует присоединить еще и то обстоятельство, что фауна горизонта с *Pentamerus baschkiricus* прекрасно развита в Фергане (Наливкин, 1915). Это делает очевидным, что Уральский бассейн распространялся еще весьма далеко на юг от Мугоджар.

После этого необходимого отступления мы можем перейти к изложению истории Русской плиты в среднедевонское время в том виде, как она представляется нам.

На границе нижне- и среднедевонского времени произошло опускание того самого участка платформы, опускание которого вызвало силурийскую трансгрессию. Море, сосредоточивавшееся до этого момента в Приуралье и Западной Европе, стало, следуя за опусканием, с обеих сторон надвигаться на плиту и захватило приблизительно то же самое пространство, которое оно занимало здесь в нижнесилурийское время (табл. III, рис. 3). Несмотря, однако, на сходство движений земной коры, обусловивших среднедевонскую и силурийскую трансгрессию, результаты их, по причине каледонских горообразовательных движений, получились несколько различные. Прежде всего нарастание складок по окраинам Балтийского щита и общее поднятие его в связи с существовавшими горообразовательными движениями сделали эту область более массивной и менее способной к колебаниям, а потому она осталась выше уровня моря. Весьма возможно, что по границе этой устойчивой континентальной глыбы образовались трещины и расколы, которые еще больше изолировали ее и потому в течение последующей истории Русская плита, в тесном смысле этого слова, оказывается в своих движениях гораздо менее связанной с Балтийским щитом, нежели раньше. Что Балтийский щит в значительной своей части

действительно не был покрыт морем, и берег среднедевонского бассейна проходил недалеко от края теперешнего кристаллического массива, можно убедиться из того, что по окраинам последнего развиты только песчаные породы, в значительной своей части представляющие лагунные и, быть может, даже береговые отложения¹. Та же песчаниковая толща обнаружена буровыми скважинами в Ганцевичах, Лунище, Пинске и Сарнах (Карпинский, 1907; Оппоков, 1906₁), в области Полесского палеозойского вала, где девон высоко приподнят по сравнению с местностями, примыкающими к палу с востока и запада. Это явление, указывающее на особое мелководье рассматриваемой полосы, мы, как видно из предыдущего, также связываем с деформациями земной коры в эпоху каледонской складчатости. Так как песчаниковая толща не только замещает нормальные морские известняковые породы по окраинам Балтийского щита, но и подстилает их в более удаленных от последнего частях северо-западной России, то присутствие ее в области Полесского вала можно было бы объяснить просто смытием известняков с вершины пологой антиклинали, которая образовалась уже после их отложения. Против такого толкования фактов говорит, однако, то обстоятельство, что фауна, населявшая Русский бассейн, чрезвычайно резко отличается от фауны польского среднедевонского моря, а это может быть объяснено только существованием барьера именно в области Полесского вала, который разделял эти бассейны.

Южный берег среднедевонского бассейна совпадал, по видимому, приблизительно, с линией, проведенной с северо-запада на юго-восток через средние части Черниговской, Курской и Воронежской губерний.

Кроме уже указанных изменений в структуре северо-западных частей Русской плиты, которые связаны с каледонскими горообразовательными движениями, в среднем девоне намечается начало важнейших изменений в южных частях интересующей нас площади. В кембро-силурийское и нижнедевонское время область современного Донецкого кряжа составляла часть Южно-Русской кристаллической глыбы; в среднем девоне здесь появляется впадина, заполненная в настоящее время песчанистыми сланцами красноватого и зеленоватого цвета, еростковидными известняками и вулканическими туфами, в которых были встречены остатки девонских растений и панцирных рыб. Породы эти, очевидно, аналогичны красным девонским песчаникам Прибалтийской области и, подобно им, представляют, вероятно, осадки лагуны, сообщавшейся с морем, но совершенно опресненной. Образование этой Донецкой котловины, несомненно, было обусловлено образованием расколов и вертикальными смещениями глыб или сбросами; возникшие при этом трещины дали возможность подняться на поверхность магме, на излияния которой указывают туфы и массивные изверженные породы, встречающиеся среди рассматриваемой толщи Донецкого бассейна.

Образование Донецкой впадины мы считаем началом образования Донецко-Мангышлакской геосинклинали, в пределах которой впоследствии возникли Донецкий кряж и Мангышлакский Кара-тау; в Кара-тау, к сожалению, разрезы до палеозойских отложений не доходят, и потому остается неизвестным, возникла ли восточная, кара-тауская часть геосинклинали одновременно с западной или же значительно позднее.

Карта на табл. III, рис. 3 иллюстрирует сказанное о распределении суши и моря в пределах Русской плиты в среднедевонское время. Мы видим, что Русский бассейн довольно широким проливом сообщался

¹ На рис. 3 табл. III показаны два варианта границы распространения этих отложений в связи с неясностью вопроса о Тимане.

с бассейном Западной Европы. Тем не менее фауна его в очень многом отличается от фауны последней, и это явление, как уже упоминалось выше, находит себе естественное объяснение в существовании полосы мелководья и даже островов в области современного Полесья, а быть может и к северо-западу от последнего. С другой стороны, фауна Приуралья также существенно отличалась от фауны современной Русской равнины. Явление это приходится объяснять частью направлением меридиональных морских течений, которые проходили в области Урала, не проникая в Среднюю Россию, частью существованием участков суши у западной границы Урала, прежде всего в районе современного Уфимского плато, частью же, наконец, различной глубиной и различной соленостью уральской и среднерусской частей бассейна. Здесь можно указать, между прочим, что в северо-западных частях среднерусского девонского моря соленость иногда настолько увеличивалась, что отлагался гипс, а на Южном Урале глубина возрастала по временам настолько, что могли отлагаться кремнистые осадки, во многих отношениях напоминающие, по мнению некоторых геологов, современный глубоководный радиоляриевый ил (сургучные яшмы Южного Урала).

Что уральская часть бассейна коренным образом отличалась от среднерусской, видно, наконец, и из того, что здесь действовали многочисленные вулканы, следами которых являются и изверженные массивные горные породы, и вулканические туфы, образовавшиеся из рыхлых продуктов извержений. Наконец, мы имеем очень много оснований полагать, что в среднем, а быть может еще и в нижнем девоне на Южном Урале, по крайней мере, происходили и настоящие горообразовательные движения. Тихонович (1905) отмечает, что метаморфические породы, принадлежащие нижнему девону и силуру, дислоцированы гораздо сильнее, нежели породы более молодого возраста; кроме того, даже направление складчатости кристаллических сланцев, идущее преимущественно на северо-восток, отличается от направления складчатости каменноугольных и пермских осадков, имеющих преимущественно северо-западное простирание. Таким образом, делается чрезвычайно вероятным, что некоторые участки Южного Урала были приподняты над уровнем моря в виде цепей островов. Существованием этих поднятий мы и объясняем отсутствие здесь нижних горизонтов среднего девона, которые или вовсе не отлагались в пунктах поднятия, или впоследствии были смыты с приподнятых до уровня моря гребней складок. На временное поднятие участков суши указывает, между прочим, появление толщ песчанистых пород, подразделяющих местами известняки с *Pentamerus baschkiricus* от известковых пород со *Spirifer anossofi*.

Уралом горообразовательные движения, которые вероятнее всего приурочивать к концу нижнего или к среднему девону, в краевых геосинклиналях Русской плиты не ограничились. Известно (Криштофович и Стопневич, 1916; Робинсон и Никшич, 1916), что на Северном Кавказе угленосные нижнекаменноугольные отложения налегают несогласно на сильно дислоцированную свиту метаморфических зеленых сланцев и кристаллических известняков. Так как в толще метаморфических пород Кавказа присутствие морских верхнесилурийских отложений доказано, то, очевидно, образование докаменноугольных складок падает на девонский период. Мы думаем, что в эту эпоху в Крымско-Кавказской области образовались настоящие горные хребты, надолго превратившие эту геосинклиналь в сушу.

История верхнего отдела девонского периода сводится к постепенному уменьшению размеров и все большей и большей изоляции покрывавшего Русскую плиту бассейна. Поскольку возможно судить по существующим

в настоящее время данным, явления эти обусловлены были в значительной мере поднятием Балтийского кристаллического щита. В силу этого во второй половине верхнего девона выпуклость Полесского вала сливается с приподнятой южной окраиной Балтийской глыбы и Средне-Русский бассейн оказывается совершенно изолированным от Западно-Европейского. Одновременно с этим, море все дальше и дальше отесняется от края Балтийского щита, вследствие чего поверх среднедевонских известняков здесь начинают отлагаться полосатые глинисто-мергельные и песчаные лагунные осадки. Изоляция Средне-Русской области от Уральской геосинклинали, вероятно, вследствие некоторого поднятия Уфимской суши и связанных с нею островов, все более и более возрастает: в то время как на Урале и Тимане местами развивается разнообразная фауна таких типично морских животных, какими являются аммоны, в Средне-Русском бассейне население становится все беднее и однообразнее.

К концу девона, в эпоху отложения так называемых малевко-муравьинских слоев берег и с востока доходит, повидимому, до восточного склона Урала, где начинают отлагаться слои с растениями; русское девонское море превращается, таким образом, в полузамкнутый бассейн, который, быть может, весьма узким проливом сообщался с арктическим морем и, несомненно, имел связь с Туркестаном, откуда, вероятно, в него и проникали некоторые характерные для малевко-муравьинских слоев группы животного населения (Наливкин, 1915). Лишенный свободного сообщения с океаном, Малевко-Муравьинский бассейн не мог уже сохранить нормальную концентрацию солей, и его фауна имеет все черты угнетения вследствие неблагоприятных условий существования. Здесь мы впервые встречаемся с фактом образования в результате геократических движений на Русской платформе внутреннего, замкнутого моря, что, как увидим впоследствии, повторялось в истории палеозойской эры неоднократно.

Рис. 4 на табл. III показывает вероятное распределение суши и моря на Русской плите в самом конце девона.

В некоторых местностях на Урале, а также в Донецком бассейне в течение верхнедевонской эпохи происходили, быть может, слабые горообразовательные движения. На это как будто указывает недостаточно, правда, еще проверенный факт несогласного напластования среднего и верхнего девона на Южном Урале (Тихонович, 1918), а также несогласное наложение самых верхних горизонтов девона на описанные выше более древние породы в Донецком бассейне.

Начало каменноугольного периода принесло с собой какие-то изменения физико-географических условий, характер которых для нас остается не совсем ясным, но которые существенным образом повлияли на население Малевко-Муравьинского бассейна. Ненормально развитая, несомненно угнетенная фауна последнего постепенно замещается типично-морской фауной чернышнских известняков, что указывает на расширение проливов, соединявших Средне-Русский бассейн с океаном, на уничтожение барьеров, отделявших его от последнего.

Очертание бассейна нижнетурнейского времени мы восстановить можем только в самых общих и грубых чертах. На северо-западе бассейн этот, несомненно, имел меньшее распространение, нежели верхнедевонский. Принимая во внимание распространение каменноугольных отложений, можно прийти к заключению, что в это время из-под уровня моря выступила вся та масса суши, которая составляла северный кристаллический массив Русской плиты в нижнесилурийское время, и этот выступ почти изолировал Русский бассейн со стороны полярного моря. На востоке граница бассейна мало изменилась, так как турнейские осадки восточного

склона Среднего и Южного Урала носят резко выраженный прибрежный характер. По всей вероятности, бассейн принял очертания, близкие к тем, которые указаны на рис. 5 табл. III.

Во вторую половину турнейского века процесс поднятия северо-западной суши продолжался, и море было оттеснено еще далее на юго-восток. Для определения пространства, занятого им, мы должны пользоваться только фактом присутствия морских отложений этого времени в Донецком бассейне и вероятным, но фактически пока не доказанным, нахождением их на западном склоне Южного Урала. Северо-западная, восточная и, вероятно, северная окраины этого бассейна представляли бесконечные, топкие болота, в которых развивалась пышная растительность, давшая начало углям Подмосковного бассейна и Урала. На Урале эти болотистые пространства по временам затоплялись морем. В высшей степени интересным является то обстоятельство, что такие же болота появились и в области Кавказского хребта. Очевидно, что продолжительная денудация сгладила древние каледонские Кавказские горы, превратив их в почти равнину.

В конце турнейской эпохи восходящее движение Балтийско-Беломорской кристаллической массы, пачавшееся в верхнем девоне, несомненно сменяется нисходящим, и море вновь надвигается на оставленные им пространства: начало этих опусканий, по всей вероятности, относится еще к эпохе отложения угленосной свиты, так как только повышение базиса эрозии могло вызвать столь обширное заболачивание страны, какое мы наблюдаем в это время. Эти колебательные движения не могли не отразиться на залегании осадочных пород, прилегающих к окраинам как самого Балтийского щита, так и к окраинам Балтийско-Беломорской массы в ее целом. Мы полагаем, как это делает, по видимому, и Карпинский, что движениями этими вызваны были, с одной стороны, смятия девонских пород на побережье Онежского озера, на Онеге, Северной Двине и пр., а с другой — низнекаменноугольная фаза дислокаций Тимана.

С началом визейской эпохи впадина, занятая на Русской щите морем, вновь расширяется, и очертания ее во многих отношениях приближаются к очертаниям морского бассейна в среднедевонское или нижнесилурийское время (табл. IV, рис. 1). Нетрудно видеть, что как в том, так и в другом случае бассейн подразделяется на приуральскую часть, являющуюся по существу лишь окраинной бассейна, покрывающего Сибирь, и на широкое ответвление этого бассейна, проходящее через Среднюю Россию. В девонское время это ответвление играло роль пролива, соединявшего Сибирский бассейн с Западно-Европейским, в каменноугольное же оно, вследствие поднятия Полесского вала, служит только заливом Сибирского бассейна. Приуральская часть в оба периода отличается от среднерусской мощностью отлагавшихся в ней осадков.

На границе нижне- и среднекаменноугольного времени в сибирской части бассейна произошли движения, являющиеся, по видимому, началом герцинских горообразовательных движений. По Карпинскому (1915), «смена нижнекаменноугольных отложений верхними (по нашей терминологии, средними) в области современного восточного склона Урала во многих местах отмечена образованием грубых известняковых конгломератов, происшедших главным образом за счет разрушения нижнекаменноугольных известняков. Такая внезапная смена морских отложений грубыми прибрежными или, быть может, ледниковыми образованиями связана со сбросом или сбросами, превратившими область современного восточного склона в мелководную, а затем в континентальную окраину верхнекаменноугольного бассейна». Нам представляется, что поднятие За-

уралья было следствием настоящих горообразовательных движений, в результате которых в этой области, равно как и в Киргизских степях, возникли первые настоящие горные цепи Уральской системы. В результате этих движений от обширного Уральско-Сибирского бассейна остался лишь узкий, сравнительно, но длинный геосинклинальный прогиб, тянувшийся сначала в меридиональном направлении вдоль современного Урала и затем к югу от Аральского моря поворачивавший на восток-юго-восток по полосе пустынных Кызыл-кумских гор, а в области Нура-тау сливавшийся с Тянь-шаньской геосинклиналию. С поднятием зауральских гор становится возможным говорить о морском бассейне Европейской России, выделяя в нем приуральскую часть от части среднерусской.

Столь важные движения, не могли, конечно, не отразиться на области среднерусского нижнекаменноугольного залива. И действительно, всюду, где можно в пределах Средней России наблюдать границу ниже- и среднекаменноугольных образований, между ними располагается горизонт своеобразных красных глин и песков, иногда косвеннослоистых и местами переходящих в конгломераты. Резкое отличие этих пород от подстилающих и покрывающих их, преимущественно известковых, образований и крупность зерна свидетельствуют о временном поднятии всей западной окраины бассейна и, быть может, значительной части дна его средних участков. Часть, по крайней мере, красных песчано-глинистых пород, по всей вероятности, представляют континентальные образования, подобно аналогичным породам средне- и верхнедевонского времени. Чрезвычайно интересно, что эти красные породы появляются в палеозое периодически, всякий раз в связи с поднятием окраинных частей Русской плиты, где развиты кристаллические породы, продуктом выветривания которых в условиях жаркого климата рассматриваемые осадки, повидимому, и являются.

Со среднего карбона мы получаем возможность проследить историю Русской плиты с гораздо большими подробностями, нежели раньше. Русский морской бассейн этого времени отличается от нижнекаменноугольного тем, что восточная часть Балтийско-Беломорской массы, соответствующая северному участку суши силурийского периода, вновь, как и в верхнем девоне, опускается, и благодаря этому устанавливается гораздо более широкое сообщение с полярной областью (табл. IV, рис. 2). С другой стороны, в Средней России западная граница распространения среднекаменноугольных отложений отступает на восток по сравнению с границей нижнекаменноугольных, как это имело место и в верхнем девоне по сравнению с средним. Придавать этому решающее значение нельзя, так как современная граница распространения каменноугольных отложений может, вследствие позднейших процессов размыва, не соответствовать границе моря, тем более, что чисто прибрежных песчаных осадков этого времени нам неизвестно. Принимая, однако, во внимание, что среднекаменноугольные известняки представляют, несомненно, образования мелководные и что море, несомненно, не переходило в это время за Полесский вал, мы должны признать, что крупного расширения бассейна в западном направлении не происходило.

По всей области распространения среднекаменноугольных отложений они выражены известняками. Малая изученность фауны среднего карбона Урала не дает нам возможности выяснить, отличались ли фаунистически восточные части бассейна от западных, как это имело место в девоне. Можно, однако, с уверенностью сказать, что если такие отличия и существовали, то они были значительно менее резко выражены, нежели в девоне, с одной стороны, и в верхнем карбоне и нижней перми, с другой. Рассматриваемая теперь эпоха была периодом наибольшей однородности

бассейна для палеозойской эры, поскольку она нам в настоящее время известна.

Существенное различие от подмосковного и уральского типа осадков обнаруживают среднекаменноугольные отложения Донецкого бассейна. Здесь, начиная с последних веков нижнекаменноугольного времени, устанавливается особый ход осадочного процесса, который сохраняется неизменным до конца периода. Вместо сравнительно маломощных органогенных известняковых образований здесь накаплиются весьма мощные толщи обломочных пород,⁴ состоящих из песчаников и глинистых сланцев с прослоями известняков и каменного угля. Совершенно исключительная мощность этих пород, достигающая нескольких тысяч метров, в связи с мелководным характером осадков, часть которых, именно угли, может представлять даже лагунные или береговые образования, свидетельствует о том, что Донецкий палеозойский залив приобрел в конце нижнекаменноугольного времени характер геосинклинальной ванны, дно которой медленно опускалось. Процесс опускания совершался неравномерно и шел то быстрее, то медленнее; иногда, повидимому, опускание приостанавливалось, и тогда залив почти доверху заволакивался осадками, происходившими от разрушения докембрийских гор Азовско-Подольско-Воронежской кристаллической площади. Не может быть сомнения в том, что фаунистически среднекаменноугольные отложения Донецкого залива отличались от уральских и среднерусских, но малая изученность их фауны не позволяет оценить вполне эти отличия.

Что касается Крымско-Кавказской области, то состояние крымского ее участка остается нам совершенно неизвестным. Кавказ в среднекаменноугольное время, как и в нижнем карбоне, представляет болотистые прибрежные равнины.

В верхнем карбоне, осадки которого на Русской плите занимают меньшую площадь, нежели породы среднего отдела системы, Русский морской бассейн начинает сокращаться; одновременно с этим начинается дифференцировка его на восточную, приуральскую, и западную, среднерусскую части, аналогичные соответственным частям средне- и верхнедевонского бассейнов.

В начале верхнекаменноугольного времени различия Приуральской и Средне-Русской области еще мало заметны, и самые нижние горы юга юго-восточного карбона, именно так называемые коралловые слои, и к западу от Волги, и на Урале состоят из известняков, содержащих богатую фауну сложных кораллов. По мере перехода к более высоким горизонтам мы замечаем все более и более резко выраженную разницу в фауне и частью в составе самих пород между западной и восточной частями бассейна, причем в Приуралье продолжают доминировать известняки, на Волге же и западнее мы встречаем, главным образом, доломиты. Интересно отметить, что в верхнекаменноугольных отложениях Подмосковного района весьма значительную роль начинают играть красные глины; в районе Кудинова и Гжели появляются сильно песчаные глины и даже пески; в одном пункте в Кудинове на границе известняков и глин встречен был гумозный слой, по всем признакам весьма напоминающий почву. Исходя из этого, можно думать, что отдельные участки дна бассейна в рассматриваемой области на непродолжительное время приподнимались выше уровня моря. Фауна приуральской части бассейна продолжает сохранять нормальный морской характер и представляет большое разнообразие, фауна же Поволжья и Средней России делается все беднее и беднее; с другой стороны, в ней происходит своеобразный отбор организмов, при котором кораллы, мшанки, брахиоподы постепенно уменьшаются в числе, выми-

рают, и на первый план выступают моллюски. В общем, население средне-русского моря получает характер фауны полузамкнутого, лишенного свободного сообщения с открытым морем бассейна. Это явление возможно объяснить тем, что в области, лежащей между Волгой и Уралом, в верхнекаменноугольное время началось поднятие участков дна бассейна, которые частью достигли самой поверхности и образовали барьеры, отделившие западную часть бассейна от восточной. Указать с точностью места этих поднятий мы не можем, но наиболее вероятным представляется искать их в области Пермского вала Заволжья и Вятского увала, так как в пределах первого поднятия несомненно имели место в следующую нижнепермскую эпоху, когда разразились главные горообразовательные движения на Урале.

В области Донецкого залива в течение верхнекаменноугольной эпохи продолжалось углубление геосинклинали.

Кавказ в верхнем карбоне продолжает, повидимому, быть сушей; существовавшие здесь ранее болота исчезают, и вместо угленосных пород образуются красные сланцы и песчаники.

Начало пермского периода было для Русской плиты одной из наиболее беспокойных, революционных эпох, которая определила в значительной мере весь ход дальнейшей истории этой области. Русское море в эту эпоху еще несколько уменьшило свои размеры как с восточной, так и с западной стороны (табл. IV, рис. 3). Уже очень беглый взгляд на оставленные им осадки показывает, что по восточному побережью бассейна совершались крупнейшие физико-географические изменения. Вдоль западного склона современного Урала вместо известняков, характеризующих собою осадки каменноугольного периода, начинается образование мощных толщ сланцев, песчаников и конгломератов, состоящих из пород, которые слагают современный Уральский хребет (артинский ярус); местами эти породы содержат прослойки угля, указывающие на непосредственную близость берега. Факты эти уже сами по себе заставляют признать, что поднятие Урала происходило в эпоху отложения артинских осадков. Предположение это приобретает характер вполне достоверного, если обратиться к условиям залегания артинских пород, которые в одних случаях согласно покрывают верхнекаменноугольные, в других же — несогласно налегают на гораздо более древние породы, до нижнего девона включительно.

Вся совокупность геологических фактов, действительно, указывает, что с артинским веком совпадает эпоха наиболее энергичного формирования Уральского хребта, и после нее в пределах последнего совершались лишь относительно слабые движения. Движения эти не ограничились Уралом, но охватили всю Урало-Нура-таускую геосинклинали, распространились на Тянь-шань, и в результате их по западной окраине Сибирского континента поднялась огромная Урало-Нура-тауская система складчатых хребтов.

Исходя из того, что гораздо более далекие горообразовательные движения нижнедевонского времени более или менее сильно отражались на географии и структуре Русской плиты, мы вправе думать, что образование Урала должно было вызвать в ней также существенные изменения.

Изолирование приуральской полосы нижнепермского моря от остальной его части, о котором мы будем говорить ниже, заставляет предполагать, что одновременно с формированием Урала продолжалось поднятие валов Заволжья (Вятский вал и пермская ось Заволжья); это подтверждается налеганием в области Шешмы и Сока верхнепермских отложений на карбон без посредства нижней перми (Замятин и Печаев, 1913). Северным продолжением барьера, подразделившего Пермский бассейн на две части,

является приподнявшаяся выше уровня моря масса Тиманского кряжа. Далее нам представляется наиболее вероятным, что в рассматриваемую эпоху образовался и Окско-Цнинский вал, который в своих южных частях, по крайней мере, служит западной границей распространения верхнепермских отложений. В Донецкой геосинклинали в нижнепермскую эпоху могло начаться первое заложение основных складок этой области, но главные горообразовательные движения здесь совершались значительно позднее.

Иного характера движения земной коры происходили в течение нижнепермской эпохи в пределах Крымско-Кавказской области. К этому времени древняя Кавказская горная цепь была окончательно срезана денудацией, и область, занятая ею, вновь начала погружаться. Море, проникшее в Крымско-Кавказскую геосинклинали, находилось в непосредственном сообщении с бассейном Средиземноморской области.

В силу образования преграды между восточной, приуральской, и западной, среднерусской, частями нижнепермского бассейна части эти оказались в значительной степени изолированными друг от друга и начали жить каждая своей особенной жизнью. В артинский век приуральская часть бассейна имела еще свободное сообщение с океаном, и фауна ее весьма мало отличалась от нормально развитой фауны верхнекаменноугольного времени. Совершенно иную картину представляло Приуралье по окончании главной фазы поднятия Урала, в следующий за артинским кунгурский век. Поднявшиеся хребты и валы отделили бассейн от открытого моря, а испарение мало-помалу превратило его в ненормально соленый, доведя под конец концентрацию солей до такой степени, что из нее начали кристаллизоваться гипс, ангидрит, а местами, повидимому, и массы хлористого натрия (Чернов, 1908). Население бассейна в кунгурское время резко изменилось, появилось все признаки деградации и, наконец, вымерло.

Западная полоса бассейна, как мы видели выше, еще в верхнекаменноугольное время потеряла характер открытого морского бассейна и приобрела ненормально высокую соленость воды. В нижней перми процесс этот продолжал развиваться в том же направлении, причем последовательно исчезали, вследствие вымирания при ухудшавшихся условиях существования, одна группа организмов за другой. В конце нижнепермского времени и в этой части бассейна концентрация солей достигла такого предела, что местами началось отложение гипсов и даже каменной соли.

Совокупность поднятий нижнепермского времени имела своим следствием то, что вся доступная для точного исследования площадь Европейской России приподнята была над уровнем моря. Мы видим здесь полное повторение тех событий, которые имели место в нашей стране после периода каледонской складчатости. Не исключена возможность, что морской залив оставался на севере, и, быть может, ряд реликтовых бассейнов располагался на юго-востоке, в Прикаспийской области. Следы одного из таких замкнутых бассейнов в виде мощных залежей гипса и каменной соли мы находим в Бахмутском районе Донецкого бассейна.

В восточных, приуральских частях вновь образовавшейся суши началось отложение мощных толщ континентальных осадков, состоящих преимущественно из глин, песчаников и конгломератов с залежами гипса, которые составляют так называемый уфимский ярус верхней перми. По структуре, крайней бедности органическими остатками и по присутствию залежей гипса осадки уфимского яруса следует считать образовавшимися в условиях сухого континентального климата. Материал для их образования заимствовался из только что возникшей, еще молодой и высокой Уральской горной цепи. Мощные временные потоки, подобные силевым потокам современных туркестанских гор, выносили из уральских долин

массы обломочного материала и распределяли его на прилежащей с запада равнине подобно туркестанскому пролювию. В Поволжье и в Средней России, где горных хребтов не существовало, и где подпочва равнины состояла почти исключительно из известняков, соответственные осадки, конечно, не могли образоваться, и аналогов уфимских пород мы здесь не находим.

Поднятие страны над уровнем моря в уфимский век было непродолжительным, и в следующий казанский век мы вновь встречаем уже в Восточной России море, которое протягивалось очень узкой полосой почти в меридиональном направлении от Каспийского моря до Ледовитого океана (табл. IV, рис. 4). Изучение распространения и мощности отдельных горизонтов казанского яруса (Нечаев, 1921) приводит к заключению, что ранее всего в Поволжье погрузилась полоса пермской оси Заволжья, приподнятая в предыдущую эпоху, и из этого узкого прогиба море затем распространилось к западу и востоку.

Уже из самой формы бассейна казанского века очевидно, что он представлял типичное внутреннее море, с своеобразными особенностями фауны, свойственными таким бассейнам. Что касается осадков, отлагавшихся в этом море-проливе, то, естественно, вдоль восточного побережья его, примыкавшего к предгорьям Урала, отлагались преимущественно песчаные породы, вдоль же западного, которое граничило со Средне-Русской равниной, накапливались органогенные, известковые осадки. Кроме Восточно-Русского бассейна в верхнепермское время море проникало в пределы Русской плиты еще в виде очень небольшого залива в районе современной Латвии; залив этот находился в сообщении с морем, покрывавшим Германию. В конце казанского века мы замечаем, как и в конце каменноугольного и девонского периодов, своеобразное изменение, обеднение и измельчение фауны со специфическим отбором форм, способных приспособляться к ненормальной солености воды. Затем в ряде пунктов наблюдается образование гипсов, достигающее грандиозных размеров в Прикаспийской области, где возник, повидимому, огромный замкнутый реликтовый бассейн, в котором, кроме гипсов, осаждались и столь легко растворимые соли, как поваренная.

С окончанием казанского века море вновь и уже надолго покинуло Восточную Россию; в конце пермского периода и начале триасового здесь происходит накопление весьма своеобразных континентальных осадков, известных под названием пород татарского яруса или группы пестрых мергелей. Породы эти, состоящие из бесконечного чередования ярко окрашенных, преимущественно розовых и красных пластов глин, мергелей и песков, представляют осадки обширных, мелких пресноводных бассейнов.

Такова в двух словах верхнепермская история равнины Европейской России. Что происходило в эту эпоху в Крымско-Кавказской области, мы пока не знаем, ибо переход от пермокарбонатовых отложений к нижнетриасовым для этой области остается совершенно неизученным. Исходя из позднего, сравнительно с Уралом и другими местностями, погружения Кавказа в верхнепалеозойское время, мы не считаем невероятным, что Кавказ в течение всего пермского времени представлял геосинклиналь, в которой смена палеозойской эры мезозойской произошла без крупных поднятий и горообразовательных движений. Возможно, однако, и то, что в течение верхнепермского времени Кавказ вновь выступил из-под уровня моря.

Окидывая взглядом историю палеозойской эры, мы видим в ней замечательную повторяемость некоторых событий.

Почти каждая геократическая фаза движений коры ведет к превращению покрывавшего Русскую плиту моря в замкнутый внутренний бассейн

с повышенной концентрацией солей, в котором под конец его существования местами начинают отлагаться гипсы, а иногда и поваренная соль. В конце каждой геократической фазы Европейская Россия превращается в сушу, на которой происходит отложение неоднократно уже упоминавшихся нами красных континентальных пород.

В результате этих явлений в толще осадков палеозойской эры наблюдается своеобразная, правильная повторяемость одних и тех же пород, одних и тех же минеральных тел. В схеме талассократической фазе колебаний отвечает образование известняков; в начале геократической фазы в них появляется примесь углекислого магния, и мало-помалу известняки сменяются доломитами; в средних частях этой фазы появляются залежи сульфатов и иногда хлоридов, а в конце мы видим накопление железистых соединений в континентальных отложениях. Чрезвычайно характерно для палеозойской эры отсутствие фосфатов (исключая кембрий и силур) и глауконита, которыми так богаты мезозойские образования Европейской России.

Не менее замечательную повторяемость явлений можно наблюдать в истории морского органического населения Русской платформы. Талассократическим фазам колебаний отвечает здесь развитие нормальной морской фауны, нередко весьма богатой; в фазе геократической наблюдается обеднение этой фауны со специфическим отбором эвригалинных форм и, наконец, — полное вымирание.

Как повторное отложение солей, так и характер континентальных отложений в связи с общим характером фауны заставляет думать, что в течение всей палеозойской эры климат в Европейской России был жаркий.

Начало мезозойской эры не ознаменовалось какими-либо существенными изменениями в распределении водных масс на Русской плите. На востоке продолжала существовать меридиональная полоса пресноводных бассейнов, в которых, как и в конце пермского периода, отлагались осадки татарской свиты. Самые южные части этой полосы, однако, в начале триаса оказались захваченными морем (табл. IV, рис. 5), которое стояло в тесной связи с нижнетриасовым бассейном, покрывавшим область Мангышлака, Кавказа, горную Бухару и средиземноморские страны. Район Кавказа и Мангышлака представлял собою в рассматриваемую эпоху настоящий геосинклинальный прогиб с медленно опускавшимся дном, в котором накопилось весьма мощные толщи осадков. К концу триасового периода, вероятно под влиянием тех горообразовательных движений, о которых мы сейчас будем говорить, геосинклиналь сузилась, и море осталось только в Крымско-Кавказской области.

За промежуток времени, разделяющий конец казанского века от конца триасового периода, во всех участках нашей области, которые имели характер геосинклиналей, происходили более или менее напряженные горообразовательные движения. О существовании таких движений в системе Урала свидетельствует пологая складчатость, которая наблюдается в уфимских, казанских и татарских породах в западных предгорьях хребта; в южном Приуралье ясно видно, что дислокации эти совершались до отложения верхнеюрских осадков. Далее известно, что основные горообразовательные движения в Донецком бассейне имели место между отложением пермской соленосной толщи и самых нижних горизонтов мезозойских отложений, которые с большой долей вероятности можно считать континентальными образованиями триасового периода. На Мангышлаке нижнеюрские континентальные осадки несогласно пластуется с сильно нарушенными триасовыми морскими породами. Что касается Кавказа, то нам неизвестны

пункты, в которых бы ясно были видны отношения нижнеюрских и триасовых образований; во всяком случае нижнеюрские лейасовые слои налегают несогласно на кристаллические сланцы и на верхнепалеозойские отложения недалеко от тех пунктов, где развит триас, а келловейские образования с резким угловым несогласием местами покрывают породы, которые по всем признакам следует причислять к триасу. Такие отношения заставляют принять, что в пределах Кавказа на границе триасового и юрского периодов имели место весьма энергичные горообразовательные движения. Такие же нарушения, наконец, имели место в Крыму и, повидимому, в восточных Карпатах.

Горообразовательные движения рассматриваемой эпохи не ограничились геосинклиналями в тесном смысле этого слова, но распространились и на прилежащие к ним участки Русской платформы, где дислокации альпийского типа места не имели. Прежде всего следует отметить, что к концу пермского или к триасовому периоду принадлежит последняя фаза дислокаций Тимана. Затем, исходя из отношений юрских пород к пермским, приходится принять, что в триасовый период был приподнят Пермский вал Заволжья, т. е. та самая область, которая в эпоху казанской трансгрессии временно превратилась в прогиб и занимала гипсометрически наиболее низкое положение. Северо-восточное простирание вала можно объяснить как результат одновременных давлений кавказского и уральского направлений складчатости.

Далее мы можем предполагать существование триасовых дислокаций в Прикаспийском районе. Большинство геологов, изучавших тектонику окрестностей Баскунчакского и Индерского озер, приходили к выводу, что дислокации в этих местностях совершались в несколько фаз, и что древнейшая фаза имела место еще в доюрское время. Правда, неоспоримых доказательств этого привести пока нельзя, но все же указанное предположение представляется весьма вероятным. Мы склонны допускать, что одновременно с горообразовательными движениями на Кавказе и Мангышлаке в пределах теперешней Прикаспийской впадины возникли полосы складок или ряды брахиантиклиналей западо-северо-западного простирания, т. е. параллельных крымско-кавказским нарушениям. Весьма возможно, что именно это направление триасовой складчатости и находит себе отражение в линейном расположении (с запада-северо-запада на восток-юго-восток) дислокаций Баскунчака, Чапчачи, Биш-чохо, Гурьева и выходов древних пород далее на восток по побережью Каспийского моря.

Горообразовательные движения триасового периода имели своим следствием полное вытеснение моря не только из пределов собственно Русской плиты, но, повидимому, отчасти даже и из Кавказской геосинклинали. Указанием на последнее служит то, что самые нижние горизонты лейаса на Кавказе состоят из грубообломочного песчаного материала и содержат многочисленные прослои угля, образование которого могло иметь место лишь в том случае, если здесь появились значительные участки суши, отсутствовавшие в триасовый период.

За этим общим поднятием вновь последовала фаза опускания, сначала Крымско-Кавказской и Донецкой геосинклинали, а затем и менее устойчивых участков Русской плиты, которая в своих южных частях претерпела при этом весьма существенные изменения. Вся эта совокупность явлений привела к юрской трансгрессии, к изучению которой мы теперь и перейдем.

Самые нижние горизонты юрских отложений (нижний лейас) в морской фации, быть может, существуют в Крымско-Кавказском районе, но в остальных частях нашей области отсутствуют. Вся плита в начале юрского периода была сушей (табл. IV, рис. 6). В Донецкой геосинклинали

располагался какой-то пресноводный бассейн, в котором отлагались слои с растениями и униоподобными моллюсками; на Мангышлаке мы также находим осадки с наземной флорой. После отложения этих пород в Донецком кряже вновь происходят дислокации, благодаря которым морские верхнелейасовые отложения залегают на слоях с растениями несогласно. Распространялись ли эти движения на соседние местности, нам остается неизвестным. После них в западную часть Донецкого бассейна проникает уже верхнелейасовое море, а в байосскую эпоху здесь происходит следующая фаза дислокаций, вследствие которой верхнебайосские слои с *Ammonites cf. liostraca* налегают несогласно на слои с *Amm. cf. opalinus*.

Эти две фазы дислокаций, повидимому, сопровождалась крупными дизъюнктивными смещениями слоев и крупными опусканиями. По всей вероятности, в течение нижней и средней юры произошли многочисленные сбросовые явления по южной окраине Донецкого кряжа, сопровождавшиеся выходами изверженных пород. К байосской эпохе приходится отнести также и крупные смещения по северной окраине Донецкой геосинклинали, в результате которых опустилась вся северная часть Южно-Русской кристаллической площади, и на ее месте возникли зачатки современной Южно-Русской впадины. Процесс образования последней не был, конечно, внезапным, и она лишь постепенно приняла современные размеры путем оседания все новых и новых глыб кристаллической плиты.

В конце байосской и начале батской эпохи (табл. V, рис. 1) море, следовавшее за опускавшимися участками плиты, проникло в Южно-Русской впадине до побережья Днепра у Канева; как далеко оно распространялось в пределах впадины на север, мы, к сожалению, не знаем. На востоке опускание захватывает Мангышлак, где над нижнеюрскими породами с растительными остатками появляются морские слои с *Ammonites parkinsoni*, а на севере, по приуральской полосе опусканий, море доходит до Симбирской губернии. В Поволжье прежде всего тонет под уровнем наступающего моря не полоса Пермской оси Заволжья, как это было во время казанской трансгрессии (здесь продолжают отлагаться слои с растениями), а полоса правобережья Волги, где в настоящее время мы находим Доно-Медведицкую антиклиналь и другие дислокации приволжской антиклинальной зоны. Одновременно с этим наступанием моря со стороны Кавказа начинается и трансгрессия его со стороны полярного океана, и последний внедряется заливом между Уралом и Тиманом в области Печоры, где образуются слои с *Ammonites ijmae*, относимые Павловым к бату.

На границе батской и келловейской эпох в области Кавказской геосинклинали происходят незначительные, повидимому, поднятия, вследствие которых нижнекелловейские слои начинаются здесь конгломератами и налегают частью трансгрессивно, частью с более или менее резко выраженным угловым несогласием на подстилающие породы. Движения эти дают себя чувствовать далеко за пределами Кавказа; в Донецком бассейне на смену чисто морским осадкам начинают отлагаться слои с растениями, в Поволжье глины сменяются песками, и даже в далекой печорской тундре на границе слоев с *Ammonites ijmae* и нижним келловеем появляются конгломераты. Весьма возможно, что к этой эпохе относятся движения и в области Урала, нарушившие нижнеюрские угленосные слои по восточному склону хребта.

За этим мимолетным колебанием трансгрессия продолжается, и нижнекелловейское море распространяется по двум направлениям, следуя вдоль двух полос опускания. Одна из них, ясно намечившаяся еще в среднеюрское время, представляет уже знакомую нам по казанскому веку остаточную полосу Уральской геосинклинали, которая вновь открывается

полностью, от полярного океана до Кавказа, вторая же отвечает вновь образовавшейся Южно-Русской впадине. В эпоху среднего и верхнего келловея и оксфорда происходит как бы развертывание узких вначале полос опускания, и море распространяется на юго-востоке до Мугоджар, а в Средней России покрывает и Подмосковную область.

Прилагаемые схематические карточки (табл. V, рис. 1, 2) дают общее представление о ходе средне- и верхнеюрской трансгрессии. На схемах этих область Полесского вала показана так же, как и Средняя Россия, покрытой морем. Юрских отложений в области его в настоящее время не сохранилось, и существование пролива, соединявшего Русский бассейн с морем Германии, приходится допускать, исходя из несомненной близости фауны этих двух областей. Необходимо, однако, здесь же отметить, что это сходство не было полным, и русское море во многом отличалось по своему населению от северогерманского и даже латвийского (Пошеляны). Одной из многих причин этого явления может служить то, что погружение вала было только частичным, и обмен фауны через него был сильно затруднен.

Для наших целей представляет большой интерес отметить те соотношения, которые наблюдаются между распространением и фациями юрских отложений в различные эпохи юрского периода, с одной стороны, и тектоническими элементами Русской плиты — с другой. Прежде всего поражает то обстоятельство, что в юго-восточной России трансгрессия средней юры следует по прогибу, который располагается на месте будущей полосы приволжских дислокаций и ограничивается в северной своей части с запада палеозойским Окско-Цнинским валом, а с востока — областью триасовых поднятий Заволжья. Следя за распространением отдельных зон келловея, можно видеть, как море медленно преодолевает указанные препятствия и распространяется все далее и далее на восток и на запад. Большой интерес представляет также то обстоятельство, что в области Поволжья наблюдается максимальная однородность пород, которые имеют здесь почти все время глинистый характер, тогда как в окружающих местностях царит гораздо большее разнообразие осадков, и наблюдается целый ряд перерывов осадочного процесса, отсутствующих в полосе приволжских дислокаций.

Киммериджский век, повидимому, представляет поворотный пункт в истории юрского бассейна на площади Европейской России, с которого прекращается поступательный ход трансгрессии и начинается отступление моря. Изменение условий прежде всего отражается на характере фаун в различных частях бассейна и затем на характере осадков. До оксфордского века включительно полярные роды и виды моллюсков, характеризующие фауну средней и восточной части России, распространялись на юг до Донецкого бассейна, Мангышлака и Кавказа. Полного сродства между населением южных и северных частей русского моря, в силу климатических различий, при этом, конечно, установиться не могло, и такие типичные представители бореальной фауны, как *Cadoceras*, на Кавказе всегда представляли редкость: с другой стороны, здесь существовали южные формы, не заходившие в Среднюю Россию. Наиболее резко эта климатическая разница проявлялась в оксфорде. В киммериджский век и на Кавказе, и в Донецком бассейне мы находим почти исключительно известняковые осадки, чуждые более северным местностям, с фауной, резко отличной от фауны Средней России: здесь массами встречаются неринсы, местами появляются рифовые кораллы и т. д. Характерные для киммериджа средней и восточной части Европейской России аммониты на Кавказ и в Донецкий бассейн, повидимому, вовсе не распространяются, на

север же проникают вплоть до Ледовитого океана. Такое увеличение климатических различий можно было бы объяснить иным распределением полярных течений, которые в рассматриваемую эпоху не достигали Кавказа, и весьма вероятным представляется то, что южные части бассейна начинают изолироваться от северных вследствие местных поднятий дна, создающих барьеры для распространения течений.

Эти предполагаемые нами движения, вне всякого уже сомнения, имели место на границе киммериджа и портланда и обусловили собою существенно иное распределение суши и моря, нежели это наблюдалось в предшествовавшие эпохи. Киммериджские отложения развиты в настоящее время более или менее полно только в Симбирской губ., в Приуралье и Притиманье, в остальных же частях Русской плиты от них сохранились только следы в виде отдельных фосфоритов или целых прослочков фосфоритов в основании нижневолжского яруса. Это обстоятельство с несомненностью говорит о колебаниях, именно поднятиях дна бассейна, обусловивших перемывание ранее отложившихся осадков.

Вследствие этих поднятий к началу нижневолжского (портландского) века юрский бассейн в Средней России, значительно сократился. На Кавказе в эпоху, соответствующую времени образования пород нижневолжского яруса, поднятия имели настолько значительные размеры, что местами обнажились кристаллические породы Главного хребта, куски которых попадают в осадках рассматриваемого времени; последние во многих местах имеют грубообломочный характер, состоя из продуктов разрушения подстилающих пород, содержат мощные залежи гипса, которые свидетельствуют об образовании замкнутых лагун, испарявшихся под лучами солнца; наконец, в отложениях конца юрского периода здесь попадаются иногда даже раковины пресноводных и наземных моллюсков. Далее поднятия на границе юры и мела имели место в Крыму. В Донецкой области палеонтологически охарактеризованные юрские отложения заканчиваются киммериджскими известняками, выше которых залегают пески с грубыми прослоями, не содержащими ископаемых; эти явления также говорят за поднятие района и сильное обмеление, а затем, по всей вероятности, и полное высыхание этой части юрского бассейна. Мы имеем, по видимому, все основания полагать, что к нижневолжскому веку море исчезло не только с окраин Донецкого края, но и изо всей Южно-Русской впадины. Наконец, к этой же беспокойной эпохе приходится отнести и образование зачатков приволжской полосы дислокаций, так как в нижнемеловое время поднятия здесь, как мы сейчас увидим, уже имелись.

Вероятное распространение моря в первую половину нижневолжского века (зона *Perisphinctes panderi*) изображено на табл. V рис. 3. Из этой схемы мы видим, что более устойчивыми при юрской регрессии оказались древние прогибы Приуралья и Средней России, недавно же возникшая Южно-Русская впадина изгладилась.

Мы не станем разбирать подробно историю самого конца юрского периода (конец нижневолжского и верхневолжский век), в которой есть еще много неясного и неизвестного. Эпоха эта характеризуется все большим и большим сокращением площади морского бассейна; в верхневолжский век последний, по видимому, сохраняется только в средних и юго-восточных частях России и на небольшое время утрачивает связь с полярным океаном.

Начало мелового периода ознаменовалось новой трансгрессией, история которой, имея много общего с историей предыдущего, юрского наступания моря, в то же время в очень многом существенно от нее отличается.

Осадки первого века мелового периода (век *Ammonites rjasanensis*) достоверно известны лишь из Центральной России (Московская, Рязан-

ская, Калужская и Тульская губ.) и из Поволжья (Симбирская); кроме того, близкие и, вероятно, тождественные по возрасту к ним породы имеются на Мангышлаке и Кавказе. Факты эти, в связи с южным характером фауны рассматриваемого «рязанского горизонта», говорят о том, что трансгрессия шла с юго-востока, из Крымско-Кавказской области через южную часть Приуральского прогиба в широтный среднерусский залив. В пределах последнего бассейн начала мелового периода распространился довольно далеко за те границы, которые имело море конца юры (век *Ammonites nodiger*). К северу от Московской губ. находок *Ammonites rjasanensis* не сделано, и по всем вероятностям этот аммонит сюда вовсе не проникал. Из отсутствия его, однако, отнюдь нельзя сделать вывода, что море в рассматриваемый момент не распространялось на северные части Приуральского прогиба. В Костромской губ., а также в Печорском крае мы находим слои, которые по своему положению вполне соответствуют рязанскому горизонту более южных местностей, но отличаются от последних полным отсутствием южных элементов фауны (род *Berriasella*, некоторые *Olcostephanus*); так как бореальные элементы фауны рязанского горизонта в рассматриваемых породах имеются, то мы вправе заключить, что они по возрасту вполне соответствуют слоям с *Ammonites rjasanensis*. Отсутствие этого характерного аммонита на севере объясняется климатическими особенностями этой области.

Из этих фактов мы можем сделать заключение, что в начале палеогенового периода, как и в начале верхнеюрской трансгрессии, море проникало в приуральскую зону опусканий, с одной стороны, с севера, от полярного океана, а с другой — с юга, из области Кавказа. Этим и объясняется наблюдающаяся в рязанском горизонте Средней России смесь бореальных и средиземноморских форм.

В валаакинский век в Средней России еще несколько расширилось, и русский нижнемеловой бассейн получил приблизительно те очертания, которые имел бассейн нижневолжского времени (табл. V, рис. 4). Средиземноморские элементы в его фауне совершенно исчезли под влиянием, повидимому, холодного полярного течения, и одновременно бореальная фауна, именно акуллы и некоторые аммониты (*Polyptychites*) распространились на юг до Кавказа и Крыма. Трансгрессия продолжается еще и в следующий, готеривско-барремский век, и опускания в это время распространяются, между прочим, также на область приволжских дислокаций, которая с конца юрского периода оставалась сушей.

Дойдя до своего максимума в барремский век, море под влиянием, повидимому, очередного положительного движения Балтийского щита в аптский век начинает постепенно отступать с только что завоеванного им пространства. По этой причине в Подмосковном районе на смену морских неокомских осадков появляются песчаные слои, или совсем не содержащие ископаемых или же заключающие в себе растительные остатки. Пески эти и песчаники приходится рассматривать как континентальные пресноводные или донные образования; возраст их в различных местах, несомненно, колеблется в пределах от баррема и до нижнего альба включительно. Морские аптские слои не заходят в Средней России, повидимому, западнее восточных частей Тамбовской губернии. Несмотря на такое сокращение размеров, море в первую половину аптской эпохи на севере распространяется еще до Печоры, не доходя, однако, по предположению А. И. Павлова (1904), до Полярного океана (табл. V, рис. 5). В пользу такого предположения говорит то, что в аптской фауне, вообще у нас очень бедной, бореальные элементы совершенно исчезают. Еще менее распространены в России осадки верхнего отдела аптского яруса, которые

известны кроме Кавказа, Копет-дага и Мангышлака еще только на юге Уральской области и по побережью Волги в Саратовской губ. Что касается нижнего альба, то характерные ископаемые этого возраста не найдены и в Поволжье. Здесь место нижнего альба занимают песчано-глинистые породы, частью лишенные совершенно ископаемых, частью же содержащие только нехарактерные двустворки и остатки древесины. Сопоставляя все имеющиеся в нашем распоряжении данные, мы приходим к заключению, что в течение аптской и нижнеальбской эпох происходило поднятие северных частей России, которое мало-помалу оттесняло море к юго-востоку, в область Прикаспийской впадины.

В Центральной России континентальные аптские породы перекрываются морскими среднеальбскими осадками, что служит первым предвестником трансгрессии, достигшей своего максимума уже в верхнемеловое время. По чисто прибрежному характеру рассматриваемых пород можно заключить, что далеко к северу от Москвы альбское море не распространялось. Изучая мезозойские отложения по северной окраине Южно-Русской мульды, в пределах Орловской, Воронежской и Курской губ., мы ввиду под верхнемеловыми породами встречаем толщи кварцевых песков, которые как по положению, так и по характеру своему весьма напоминают средний альб Подмосковского района. Крайне редкие находки характерных аммонитов подтверждают правильность такой параллелизации. Мы можем далее предположить, что к среднему же альбу относятся и нижние горизонты песчаных пород, подстилающих белый мел в средней части Южно-Русской мульды. Реконструируя на основании приведенных фактов очертания среднеальбского бассейна (табл. V, рис. 6), мы видим, что трансгрессия конца нижнемелового времени обусловлена опусканиями области Южно-Русской впадины, которая, начиная с верхнеолжского времени, была приподнята над уровнем моря. На первый взгляд, в этом явлении как будто не заключается ничего нового, но более внимательное изучение вопроса показывает, что альбская трансгрессия существенно отличается от предыдущих. В течение всей предыдущей геологической истории нашей области широтное опускание всегда связывалось с меридиональными уральскими, причем последние начинались, по видимому, несколько раньше, в альбский же век нельзя подметить даже зачатка такого меридионального прогиба земной коры.

В верхнеальбскую и сеноманскую эпохи широтные опускания достигают максимального развития, и море распространяется на области, которые с конца палеозоя и частью еще гораздо раньше сделались сушей (табл. VI, рис. 1)¹. На западе процесс опускания захватывает Полесский вал и окраины Азовско-Подольского горста, на востоке под уровень моря погружаются расположенные между Мугоджарами и Нура-тау части Урало-Тянь-Шаньской горной системы, так что только наиболее возвышенные участки хребтов образуют здесь скалистые острова. В пределах самого Тянь-Шаня море глубокими заливами вдается между горными хребтами в Бухаре и Фергане. По всей вероятности, при этих опусканиях погрузился в значительной своей части и участок Южно-Русской кристаллической площади, располагавшейся на месте современного Устюрта.

¹ На нашей карточке область, расположенная к востоку от Урала, согласно общепринятым представлениям, показана сушей. Необходимо, однако, оговориться, что решение этого вопроса принадлежит еще будущему, так как возраст верхнемеловых отложений восточного склона Урала остается неопределенным, а с другой стороны — верхнемеловые образования бассейна Тобола, как показывает собранный экспедицией покойного Б. В. Соколова палеонтологический материал, заключают в себе не только верхнесепонские, но и более древние слои.

Полного погружения этой массы мы предполагать не вправе ввиду весьма резких различий в фауне сеномана Мангышлака и Приаралья.

В сеноманском море России, несмотря на видимое отсутствие сообщения с полярным океаном, намечается дифференцировка фауны, которая может быть объяснена, по видимому, влиянием климатических факторов. Часть бассейна, находившаяся в пределах плиты, в тесном смысле этого слова, населена была весьма однообразной и бедной фауной, которая представляет собой сильно обедненную фауну Западной Европы. В Крымско-Кавказско-Копет-дагской полосе и на Мангышлаке население становится гораздо разнообразнее, и в нем большое значение приобретают развернутые формы аммонитид, которые крайне редки в более северных местностях; наоборот, представители белемнитид (*Actinocamax*), весьма часто встречающиеся на севере, на юге становятся весьма редкими. Совершенно особую зоогеографическую область представляет собою туркестанская часть бассейна. С одной стороны, здесь мы встречаем многочисленных представителей африканской тропической фауны, которые из Ферганы и Бухары распространяются на север вдоль цепи Кызыл-Кумских островов до Аральского моря, но не проникают на Мангышлак; с другой, в азиатской части бассейна развиваются оригинальные группы аммонитов (*Placenticeras*, *Borissiakoceras*), часть которых позднее распространяется почти по всему земному шару.

Конец сеномана и начало турона ознаменовались резкими изменениями в ходе осадочного процесса, в результате которых песчаные и глинистые породы всюду в пределах Русской равнины и в Крымско-Кавказско-Копет-дагской области сменяются мергельно-меловыми осадками; породы обломочные продолжают в это время формироваться лишь в пределах современного Туркестана. Что послужило причиной таких изменений, решить при современном состоянии наших знаний мы не можем. Несомненно, здесь имело весьма большое влияние уменьшение размеров суши и высоты горных хребтов, которые к этому времени срезаны были процессами денудации; однако мы можем допустить и влияние климатических факторов, которые могли вызвать уменьшение количества атмосферных осадков и тем самым понизить энергию эрозионных процессов, а также способствовать пышному развитию тех мельчайших известковых водорослей (кокколитофорид), из скелетов которых состоит главная масса мергельно-меловых пород.

Несмотря на однообразие осадков, фауна южных частей русского моря продолжает отличаться от населения более северных местностей. Об изменениях очертания бассейна в туронскую и коньякскую эпохи мы сведений не имеем.

Ряд крупных событий происходит в пределах Русской плиты на границе коньякского и сантонского времени. Несогласия напластования совершенно определенно указывают, что в этот момент происходит поднятия в южных частях Окско-Цинского вала, в области дислокаций бассейнов Сагиза и Эмбы и в районе остаточных Кызыл-кумских гор. Можно предполагать, что слабые горообразовательные движения распространяются на всю Уральскую и частью Тянь-шаньскую горные системы¹.

В очевидной связи со всеми этими движениями находятся последние за геологическую историю нашей области опускания европейской части

¹ Работы Н. С. Шатского (1922 г.) показывают, что резкие нарушения напластования, по видимому, типа флексур имели место в рассматриваемую эпоху также и по северной окраине Донецкого кряжа.

меридионального Приуральского прогиба земной коры. Находки сантонских отложений в Большеземельской тундре и в Уфимском крае показывают, что в рассматриваемую эпоху вновь устанавливается сообщение Южно-Русского широтного бассейна с полярным океаном через Восточно-Русскую впадину (табл. VI, рис. 2). Это событие влечет за собой крупные изменения как в осадочном процессе, так и в распределении фауны.

Отложения сантонского яруса вдоль северной окраины Южно-Русского бассейна и в особенности в Поволжье отличаются большим развитием кремнистых пород, которые сменяют здесь лежащие ниже коньякские и туронские мергели и мел. Такую смену известковых пелагических осадков пелагическими кремнистыми приходится приписывать влиянию холодных течений, шедших из области полярного океана, так как известно, что в высоких широтах известковый планктон сменяется планктоном кремнистым. Одновременно с этим в Поволжье проникает новая фауна, состоящая из представителей *Belemnitella*, отсутствующих в более ранних осадках, оригинальных иноцерамов, авикул и массы губок. В дальнейшем Поволжье становится вторичным центром расселения, из которого названные формы проникают, с одной стороны, на запад, в пределы Западной Европы, а с другой — в Туркестан, где бореальные типы моллюсков распространяются до Кызыл-кумов. Южнее в Туркестане продолжает развиваться тропическая африканская фауна.

Способствуя расселению бореальной фауны, холодные полярные течения, с другой стороны, препятствуют проникновению в Восточную Россию западноевропейских, атлантических элементов населения сантонского моря и прежде всего гранулированных *Actinocamax*, которые не распространяются восточнее Дона. Отсутствие бореальных типов в сантонской фауне Крымско-Кавказской области объясняется, вероятно, с одной стороны, климатическими особенностями, а с другой — большой глубиной средних частей бассейна, которая сильно затрудняла миграцию.

Отложения следующего за сантоном века, верхнесенонские, в пределах Европейской России не заходят так далеко на север, как отложения предыдущего, и, в частности, не известны ни в уфимском, ни в северном Приуралье. Это явление можно бы было объяснить последующим уничтожением рассматриваемых более молодых образований, но ряд фактов заставляет признать, что оно обусловлено отчасти действительным сокращением бассейна в конце мелового периода и, в частности, быть может, исчезновением непосредственного сообщения с полярным морем. Мы видим, что в верхнем сеноне кремнистые породы вновь сменяются повсюду белым пишущим мелом, и отсюда принуждены сделать вывод, что доступ в Европейскую Россию северных планктонных организмов, обладающих кремнистыми панцирями, был прекращен совершенно или, во всяком случае, сделался весьма затруднительным. О том же самом говорит и исчезновение особой, несомненно полярного типа фауны, которая в предыдущий век населяла северную окраину бассейна: население всего моря Европейской России в верхнем сеноне делается весьма однородным, и лишь на крайнем юге, в Крыму, на Кавказе и в Туркестане замечается влияние южной фаунистической области. Эта однородность органического населения в связи с характером осадков позволяет думать, что в верхнесенонскую эпоху под уровень моря погрузилась большая часть Азовско-Подольского кристаллического массива и гипотетического Устюртского горста. Палеоокеанографические исследования Архангельского показывают, что глубина бассейна в рассматриваемое время значительно превышала 1000 м.

Сократившись, благодаря поднятиям дна, в западном Приуралье, на крайнем востоке нашей области море сделало, по видимому, значитель-

ные завоевания (табл. VI, рис. 3). В Южном Урале под уровень океана опустилась область так называемых Губерлинских гор, так что Мугоджары, если только и они не были сплошь покрыты водою, могли представлять лишь остров. По восточному склону Уральского хребта море проникло севернее р. Тобола, по которому найдены были слои с верхнесенонскими ископаемыми. Чрезвычайный интерес представляют находки верхнемеловых отложений на восточном склоне Северного Урала, в бассейне р. Сосьвы, которые позволяют предполагать, что в верхнем сеноне установилось сообщение с полярным морем через восточное Приуралье. Решить этот вопрос окончательно, к сожалению, невозможно вследствие неизученности фауны северных выходов верхнего мела: мы не можем быть уверены, что они принадлежат к верхнему сенону, а не к более древним слоям, в частности не к сантону или к сеноману. В начале третичного периода, как мы сейчас увидим, этот зауральский меридиональный пролив существовал несомненно.

Мы не имеем фактов, которые бы доказывали, что в верхнесенонское время происходят горообразовательные движения в пределах современных горных хребтов, но в области Приволжской полосы дислокаций, слабые поднятия происходили несомненно. К этому времени относится образование куполовидных, повидимому, поднятий в средних частях Пензенской губ., а также в районе Доно-Медведицкой антиклинали, которая при этом частью приподнялась над уровнем моря.

Изучая границу меловых и третичных отложений, мы ни в Поволжье, ни в Крыму, ни на Мангышлаке, где развиты древнейшие слои третичных пород (палеоцен), не находим между ними постепенного перехода. Наоборот, всюду имеются более или менее резко выраженные следы перерыва осадочного процесса, сказывающиеся то в некотором угловом несогласии, то в прослойках конгломератов и неровностях поверхности меловых пород, то в крайне резкой петрографической смене осадков, то, наконец, в отсутствии верхних горизонтов меловых отложений. Получается впечатление, что на границе мелового и третичного периодов происходили значительные перемещения водных масс, покрывавших до сих пор поверхность русской равнины, и превращение весьма значительных участков последней в сушу.

Нетрудно видеть, что история Русской плиты в течение мезозойской эры весьма существенно отличается от ее палеозойской истории. Мы видим, между прочим, что колебания плиты ни разу не приводят здесь к образованию замкнутых бассейнов, а потому в мезозойских отложениях не имеется тех своеобразных литологических и биологических циклов, на которых нам пришлось останавливаться выше. Изучение осадков и фауны мезозойских образований показывает, что состав воды морских бассейнов, сменявших друг друга на Русской равнине, до самого момента их исчезновения оставался, приблизительно, нормальным. Если применять сравнения, то Русская плита в палеозое в конце каждого колебания превращалась в сосуд, в котором задерживалась и затем медленно выпаривалась часть покрывавшей ее перед этим морской воды; в мезозое она в аналогичные моменты превращалась в наклонную плоскость, с которой вода скатывалась, не задерживаясь, в соседние бассейны.

В схеме комплексов осадков, соответствующих колебаниям плиты в мезозойскую эру, можно представить следующим образом. Началу талассократической фазы колебания отвечает отложение песчаных пород, весьма часто с фосфоритами, максимум этой фазы отмечается отложением глин, мергелей или пелагических известковых образований (мел), а в начале геократической фазы вновь появляются песчаные породы с фосфоритами.

Массовое образование фосфоритов падает на моменты нарушения равновесия моря, на моменты трансгрессий и регрессий; поэтому отдельные фосфоритовые слои бывает можно проследивать на огромные расстояния, и в ряде случаев при решении стратиграфических вопросов они играют почти столь же важную роль, как и руководящие ископаемые. Другим характерным отличием мезозойских пород является богатство их глауконитом, который является почти постоянным спутником фосфоритов. Бентогенные известняки, слагающие главную массу русского палеозоя в мезозойских отложениях играют совершенно ничтожную роль, гипсы известны только в верхнеюрских слоях на Кавказе, каменная соль вовсе отсутствует. Среди континентальных образований, соответствующих максимумам геократических движений, характерные для палеозоя красные песчано-глинистые породы отсутствуют.

Причины указанных отличий истории мезозойской и палеозойской эры следует искать частью в тектонических, частью же в климатических условиях. В палеозое по окраинам Русской плиты существовали барьеры в виде докембрийских и позднейших складчатых сооружений, которые, приподнимаясь, изолировали средние ее части от сообщения с соседними морскими бассейнами; в мезозое эти барьеры в значительной части были уничтожены. Климат мезозоя значительно отличался от теплого, почти тропического климата палеозоя, так как северные и средние части Русской платформы в это время ясно находились под влиянием холодных северных течений.

Палеоценовые отложения в пределах Европейской России покрывают обширные пространства в низовом Поволжье, несомненно существуют в нижнем течении Дона и в Крыму и, весьма возможно, имеются в Приднепровье (Каневский уезд) и в Черниговской губернии. Восстановить, исходя из этих данных, распространение палеоценового моря, мы, конечно, не можем (табл. VI, рис. 4). Чрезвычайно интересным представляется тот факт, что в Поволжье нижние горизонты палеоценовых отложений представлены кремнистыми породами, состоящими из остатков диатомей и радиолярий (опоки), и в этом отношении весьма напоминают сантонские. Принимая во внимание такой характер осадков, а также особенности фауны нижних горизонтов палеоцена, которая очень однообразна и состоит из родов, свойственных бассейнам с низкой температурой воды, мы можем предположить, что русское палеоценовое море, подобно сантонскому, общалось с полярным океаном. Сообщение это мы должны искать не по европейскую, а по азиатскую сторону Урала, вдоль которого почти до 64° с. ш. проследивается полоса опок-диатомитов, вполне сходных с поволжскими. Вполне точно возраст этих пород, к сожалению, еще не установлен; часть их может относиться к олигоцену, но часть, по нашему мнению, должна соответствовать палеоценовым породам Поволжья. На юге, в Крыму, палеоценовые образования состоят из мергелей, и фауна их не имеет уже бореального характера.

Нижнетретичные породы, столь широко распространенные в Южной России, лишь в очень редких случаях содержат органические остатки, и потому сопоставлять осадки, развитые в различных местностях, обычно бывает очень трудно. Особенно большие затруднения встречаются при определении возраста пород, развитых в северной части распространения нижнетретичных отложений. При этих условиях восстановить историю нижнетретичной эпохи в подробностях невозможно, и мы дадим здесь лишь самое общее представление о ходе событий этого времени.

Ряд фактов, излагать которые здесь не представляется возможным, свидетельствует о том, что в конце палеоцена последовало значительное

сокращение бассейна, но размеры и самый характер этого явления мы пока установить не можем. Новая трансгрессия последовала в среднем эоцене, причем максимум ее падает на границу эоцена и олигоцена; олигоценовая эпоха вновь уже является периодом регрессии, причем максимальное сокращение море испытывает на границе олигоцена и миоцена. На рис. 5, табл. VI изображено вероятное распространение моря в верхнем эоцене и нижнем олигоцене. Мы видим, что общая конфигурация бассейна весьма напоминает конфигурацию верхнесенонского моря, только размеры его несколько меньше. Как и в верхнесенонскую эпоху, море далеко протягивается за Уралом, но сообщение его с полярным океаном еще нельзя считать доказанным. К концу олигоцена море, покрывавшее Южную Россию, сильно сокращает свои размеры и сосредоточивается, повидимому,

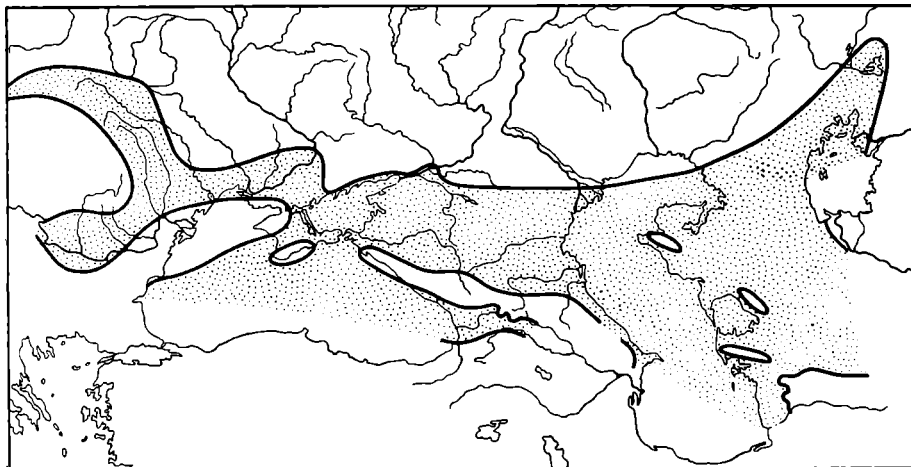


Рис. 23. Среднемиоценовые бассейны.

лишь в очень узкой полосе вдоль северной окраины Крымских и Кавказских гор.

После максимального сокращения занятой морем площади в начале миоцена, с эпохи второго средиземноморского яруса начинается трансгрессия, вновь значительно расширившая эту площадь. История морских бассейнов, сменявших друг друга в пределах Русской плиты в верхнетретичное время уже изложена в чрезвычайно сжатой форме Карпинским; мы заимствуем у него это описание, несколько сократив и снабдив его иллюстрациями.

«В среднемиоценовый век, — говорит Карпинский (1919, стр. 58), — большая часть области Черного моря, кроме южного его побережья и полосы суши, соединявшей Добруджу через Тарханкут в Крыму с приазовским гранито-гнейсовым массивом, была занята морским бассейном, распространявшимся на восток через Кавказ за Каспий и через узкий пролив у Мелитополя простиравшимся по югу России на Волынь, Подолью и южную Польшу и далее на запад через Средне-Дунайскую низменность вплоть до океана (рис. 23). С уничтожением Тарханкутского барьера в конце среднего миоцена морской бассейн преобразовался во внутренний солоноватый обширный Сарматский бассейн с замечательной выработанной здесь фауной, простиравшийся от Средне-Дунайской низменности до Арала (рис. 24). Отступая затем из этой низменности,

Сарматский бассейн сильно сократился до наступления следующего местного геологического века, мэотического, когда освободившаяся от солонатоводного покрова суша дала возможность эмиграции из прилегающих частей

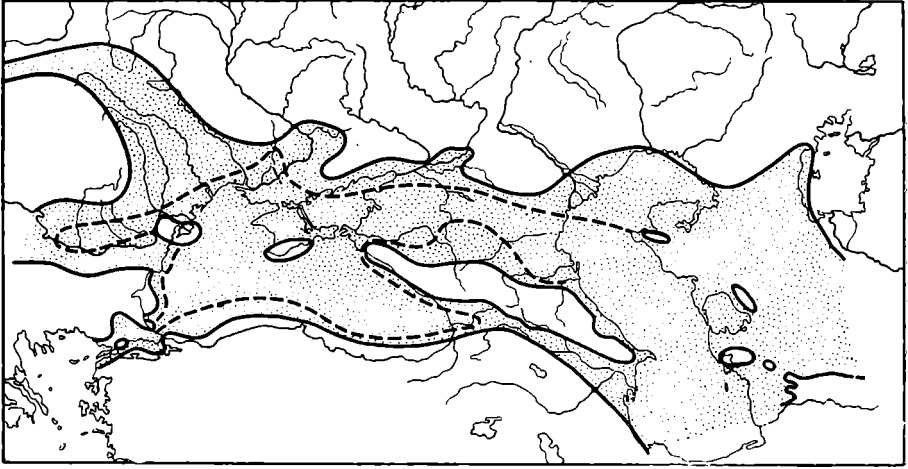


Рис. 24. Сарматский бассейн.

Пунктирная линия — приблизительная граница Мэотического бассейна.

Африки и Азии насушных животных типа Пикерми (в Греции), найденных у нас в Новороссийском крае, в Крыму (у Севастополя), в Закавказье.

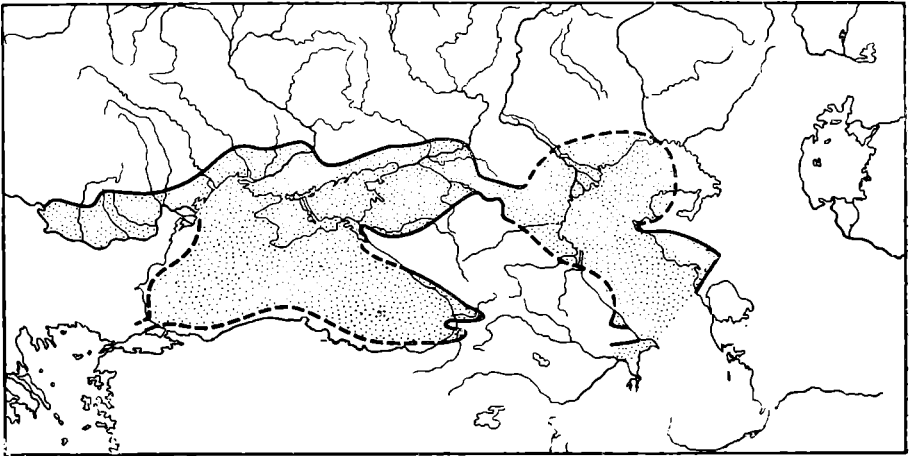


Рис. 25. Понтическое озеро-море.

В конце миоцена, в мэотическое время, внутреннее море снова расширяется (рис. 24), проникая в Новороссию, Крым, на Кавказ, в Румынию (и на Мангышлак. — А. А.), тогда как в отделившемся замкнутом бассейне Средне-Дунайской низменности вырабатывается смешанная из солонатовых сарматских и современных им пресноводных форм фауна «пластов конгерий» Венского бассейна. Последний, вступая снова в понтическое время в со-

единение с возникшим восточнее обширным (от Западной Валахии до Мангышлака и Шемахи) Понто-Каспийским бассейном (Понтический бассейн, рис. 25), более опресненным, подобно современному Каспию, снабжает его элементами фауны «конгерий». Этот новый бассейн, проникавший не только в Румынию, но, повидимому, и южнее, в Турцию до района Адрианополя, в течение плиоцена подвергается значительным изменениям... Северное его побережье обращается в сушу, области Каспия и Черного моря обособляются, а затем от последнего отделяется и западный, Дакийский (Нижне-Дунайский, Румынский) бассейн. С тех пор в течение продолжительного периода развитие ранее довольно однородной фауны подвергается в обособленных областях самостоятельной эволюции. Дакийский бассейн становится пресным и отлагает «палудиновые слои». В Эвкси-

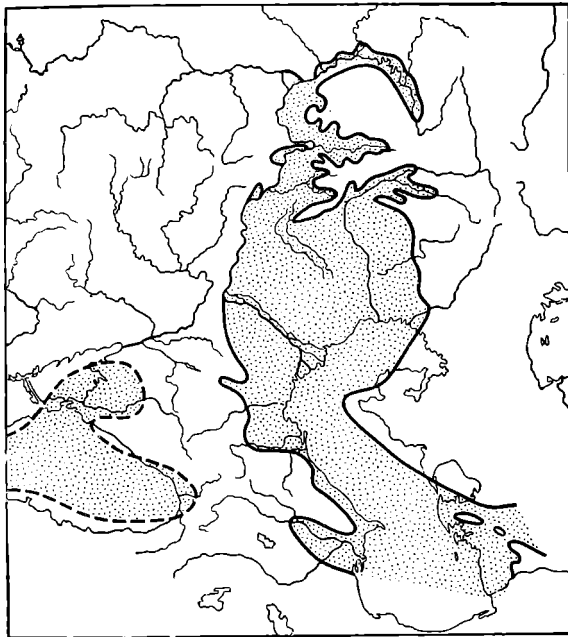


Рис. 26. Акчагыльский и Киммерийский бассейны.

не (Черном море) за понтическим ярусом следуют отложения яруса киммерийского, наблюдаемые теперь на Керченском полуострове, в Кубанской области, в Сухумском округе, в Гурии (рис. 26). В Киммерийском бассейне так называемый понтический тип фауны достигает наибольшего развития в зависимости, как полагает Андрусов, от наступления более теплого климата. В кувальничких отложениях следующего геологического века, более холодного, фауна беднеет, а затем, после перерыва, отлагаются завершающие плиоцен пласты Чауда на Керченском полуострове, резко отличающиеся по фауне, следы которой наблюдаются у Галлиполи, указывая на существовавшее уже тогда соединение с Мраморным морем; тогда же возобновилась связь с Каспием.

«В области последнего понтического яруса сменился нефтеносной, главным образом континентальной балаханской толщей (распространена на Апшеронском полуострове, в Кабристане и Куринской низменности и

представляет дельтовое образование. — А. А.), за которой следуют акчагыльские отложения со своеобразной фауной общего сарматского характера, развивавшейся за пределами известного теперь ее распространения (рис. 26)... Протягиваясь преимущественно вдоль левого побережья Волги в ее среднем течении и Камы до устья Белой, осадки эти проникают по долине этой реки и в низовья их главных притоков до окрестностей Стерлитамака и, быть может, еще выше по течению, где слои с *Maetra* и *Cardium*, отсутствующие на высоких водоразделах, приурочены к долинам Белой и ее притоков, уже существовавших ранее и расширенных наступлением отлагавших упомянутые слои вод...

«Следующий за акчагылом Апшеронский бассейн занимает меньшее пространство, несколько превышавшее современный Каспий (на север до 50° с. ш.)... Наконец, после пробела, плиоцен Каспийского бассейна завершается отложением бакинского яруса, одновременного с пластами Чауда Черноморского бассейна, от которого полной изоляции не было.

«Связь Черноморского с Каспийским бассейном продолжалась в начале послетретичного периода, когда Каспий занял обширное пространство, о чем будет сказано ниже».

Вся эта длинная и сложная серия изменений в форме, размерах, положении и характере бассейнов верхнетретичного времени, которые приурочивались исключительно к области Крымско-Кавказской геосинклинали и Южно-Русской полосы опусканий, стоит, несомненно, в связи с мощными горообразовательными процессами, создавшими в рассматриваемую эпоху Крымско-Кавказский горный хребет и Карпаты. Для Кавказа связь между процессами горообразования и жизнью моря, покрывавшего эту область, в будущем, несомненно, будет выяснена детально. В нашу задачу разбор этих явлений входить не может, и мы остановимся только на тех движениях земной коры, которые происходили вне пределов Крымско-Кавказской геосинклинали.

Энергичные нарушения верхнемеловых и нижнетретичных отложений на Общем Сырте, Эльтонском и Баскунчакском озерах, в бассейне Сагиза и Эмбы, изгибы мела и палеогена в Саратовском Поволжье, совершившиеся, несомненно, до акчагыльского времени, все это говорит в пользу того, что Прикаспийская область в третичное время испытывала разнообразные и довольно сложные складчатые дислокации. По всей вероятности, они происходили в разное время, начиная, приблизительно, с конца олигоцена; этими поднятиями только и можно объяснить поражающий, на первый взгляд, факт, что в Поволжье и Заволжье отсутствуют миоценовые и нижнеплиоценовые отложения. Этой эпохой горообразовательные движения, однако, не ограничились. Уже после отложения миоценовых образований на Мангышлаке, на южном конце Ергеней и Сало-Манычском водоразделе и, наконец, в Донецком бассейне третичные породы претерпели слабые изогнутия, и это доказывает, что в плиоцене, к которому относятся главные поднятия на Кавказе, вся Мангышлакско-Донецкая складчатая система испытала слабые постумные движения.

Во второй половине плиоцена в Прикаспийской области начинается та серия движений, в результате которой этот район приобретает мало-помалу современный его вид. Прежде всего на месте возвышенностей, возникших в Заволжье в эпоху миоценовых дислокаций и позднее, конечно, значительно сглаженных эрозией, произошли опускания, и в опустившуюся область проникли воды акчагыльского бассейна. Принято думать, что преакчагыльское опускание вызвано было сбросовыми явлениями, но нам представляется весьма возможным, что они происходили частью, по крайней мере, и без разрыва сплошности слоев. Таким образом,

гораздо легче объяснить высокое залегание акчагыла на некоторых водоразделах в Самарской губ., а также проникание его по р. Белой в Стерлитамакском уезде. Повидимому, меридиональный прогиб распространялся весьма далеко к северу, и не лишено вероятия, что слабые опускания охватили всю Приуральскую полосу. Признавая существование преакчагыльских опусканий, мы в то же время думаем, что акчагыльская трансгрессия была отчасти вызвана также и абсолютным увеличением количества вод в Прикаспийской области под влиянием большого увеличения осадков; в связи с этим последним явлением находилось и развивавшееся в рассматриваемую эпоху оледенение.

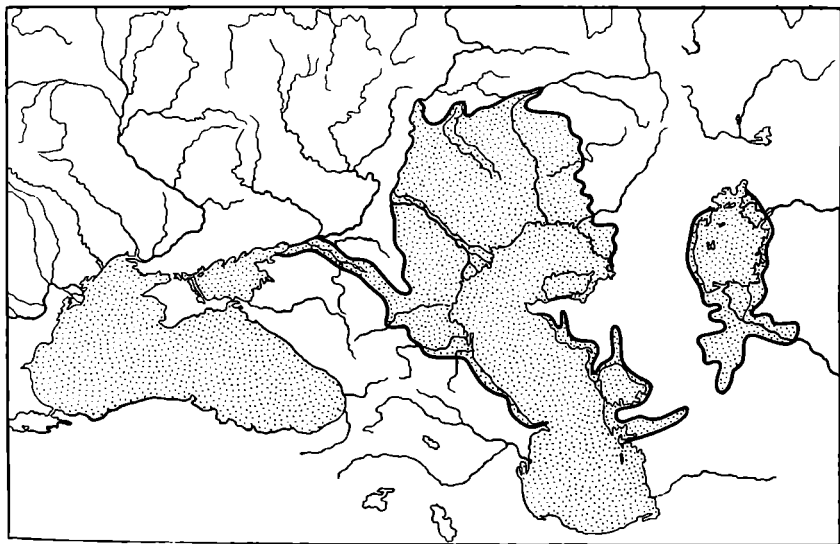


Рис. 27. Послетретичные бассейны Южной России.

Сокращение размеров бассейна в ашперонский век, типичные морские осадки которого не заходят, повидимому, севернее параллели Царицына, полупресноводные же, во всяком случае, не распространяются севернее течения Самары, могло быть вызвано уменьшением количества поступающих в Прикаспийскую низину талых ледниковых вод; в бакинское время бассейн Поволжья сократился уже до размеров Древнекаспийского. После отложения бакинских слоев происходят еще раз своеобразные тектонические движения в Прикаспийской низине, которые в окружающих ее возвышенных местностях выразились лишь сбросами, но в пределах Волго-Уральской низменности смяли в складки бакинские слои. Возможно, что это было следствием общего опускания Заволжья по сбросовым трещинам. К той же эпохе мы относим и образование сбросовой впадины в области Аральского моря и Сарыкамышской котловины.

В послетретичное время мы не можем указать каких-либо движений земной коры даже в Прикаспийском и Арало-Сарыкамышском районах Русской плиты. Трансгрессия древнекаспийского моря, равно как и образование в пределах Арало-Сарыкамышской впадины обширного пресноводного бассейна, изливавшего свои воды в Каспий через Узбой (рис. 27), приходится отнести исключительно к климатическим изменениям, именно увеличения влажности в связи с ледниковыми явлениями.

Глава третья

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

История развития Русской платформы дает нам возможность подразделить это геологическое тело на устойчивые или, как их обычно называют, положительные элементы и на элементы неустойчивые, или отрицательные.

Под именем элементов положительных мы разумеем те участки нашей области, которые на протяжении почти всей геологической истории остаются приподнятыми над окружающей местностью, и которым свойственны преимущественно восходящие движения; опускания в истории таких участков являются событиями второстепенными, преходящими. Элементы отрицательные занимают, как правило, пониженные части поверхности страны и имеют тенденцию к длительному опусканию; периоды поднятий в их истории стоят на втором месте.

Наиболее ярко выраженным положительным элементом нашей области является Балтийский кристаллический щит, который лишь в нижнем палеозое, до каледонской складчатости, находился отчасти под уровнем моря, в течение же всего остального времени представлял сушу.

Палеогеографические данные показывают, что с Балтийским щитом органически, неразрывно связана также область, прилегающая с юга к Финскому заливу; с севера и запада этот участок плиты ограничен Финским заливом и Балтийским морем, с юга, приблизительно, параллелью Ковно, а с востока — течением Волхова и Ловати. На этом пространстве кристаллические породы залегают сравнительно неглубоко; медленно поднимаясь с юга на север, они по северному берегу Финского залива выходят из-под уровня моря и далее слагают массив современного Балтийского щита. Продолжительное время ниже уровня моря этот участок плиты находился также только в нижнепалеозойское время, а в последующем испытывал только мимолетные погружения по своей южной окраине.

Область плиты, лежащая к востоку от Балтийского щита, между его восточным краем и Тиманом, входит, на первый взгляд, уже целиком в состав Восточно-Русской впадины. Если, однако, проследить историю колебаний этого участка, то можно прийти к заключению, что он еще довольно тесно связан с Балтийским щитом и весьма существенно отличается от Средней и Восточной России, которые образуют Восточно-Русскую впадину в тесном смысле этого слова. Рассматривая приведенную выше серию палеогеографических карт, мы видим, что в верхнедевонскую и турнейскую эпохи, а также в мезозойскую эру интересующая нас сейчас область составляла с Фенно-Скандией единый континентальный массив, движениями которого в значительной мере и обуславливались те перемещения береговой линии, которые имели место в Восточно-Русской впадине. Массив этот мы в дальнейшем будем называть Балтийско-Беломорским.

Существующие факты лучше всего можно объяснить, предположив, что восточная часть Балтийско-Беломорского массива до известной степени изолировалась от остальной его массы сбросами и была вовлечена отчасти в процессы опускания, совершавшиеся в соседней впадине; полной ассимиляции этой отсевшей глыбы, однако, не последовало, и в своих колебаниях она в значительной мере подчинялась тем законам, которые регулировали движения Балтийского щита.

Кроме Балтийско-Беломорского массива, положительными элементами плиты являются горстовые глыбы Южной России:— Азовско-Подольская, Воронежская и Устюртская, представляющие, как мы теперь знаем, обломки единой некогда Южно-Русской кристаллической площади.

Полесский вал и так называемая девонская ось Средней России, соединяющие Балтийско-Беломорский массив с Азово-Подольской и Воронежской гранитными глыбами, неоднократно за доступное для изучения время погружались под уровень моря, но в общем и эти участки плиты могут быть причислены к положительным площадям второго, низшего порядка.

К отрицательным элементам Русской платформы принадлежат Восточно-Русская впадина в только что указанном, ограниченном смысле слова и обе впадины Южной России вместе с полосой Донецко-Мангышлакского кряжа.

Характер впадин лучше всего выясняется из сравнения их истории с историей примыкающих к Русской платформе геосинклиналей, с одной стороны, и положительных массивов, с другой, так как в механизме движений земной коры упомянутые сейчас элементы играют, повидимому, прямо противоположную роль.

Область Восточно-Русской впадины расположена по соседству с Уральской геосинклиналью, и никакой определенной границы между ними указать нельзя. Нам предстоит выяснить, является ли эта связь органической, или мы имеем здесь дело только с соприкосновением элементов совершенно различного характера.

Под именем геосинклиналей понимают участки земной коры, в которых возникают горные системы и которые характеризуются следующими признаками (Dacqué, 1915; Naug, 1900, 1907):

1. Геосинклинальный участок земной коры имеет стремление к длительному опусканию и потому бывает занят обычно, до периодов горообразования, морем; вследствие этого серия осадочных пород в пределах геосинклиналей бывает особенно полной, а мощность отдельных членов этой серии может достигать иногда весьма большой величины.

2. В тех случаях, когда в процессе опускания наступают перерывы, и море покидает пределы геосинклиналей, замечается трансгрессия в области положительных, экстрагеосинклинальных массивов¹.

3. Процессы горообразования (революционные) обнимают лишь сравнительно короткие промежутки в жизни геосинклиналей и нередко вновь сменяются длительными периодами опускания (эволюционными).

Относительно причин, вызывающих те своеобразные движения земной коры, которые имеют место в геосинклиналях, среди геологов нет согласия. По господствующим до последнего времени воззрениям, причиной медленного опускания дна геосинклиналей является тяжесть массы отлагающихся на нем осадков; явление это сводится, таким образом, к принципу изостатического равновесия земной коры. Поднятия и, в частности, явления горообразования, по этим воззрениям, вызываются причинами, лежащими вне пределов геосинклиналей, именно давлением соседних континентальных массивов, опускающихся при сокращении объема земли вследствие ее охлаждения. За последние годы, однако, все чаще и чаще раздаются голоса в пользу того, что движения в геосинклиналях вызываются сложной комбинацией причин, между которыми, поскольку это касается поднятий, важную роль играют также термические процессы, происходящие в глубине геосинклиналей и в подстилающем их магматическом поясе.

При сравнении истории Восточно-Русской впадины с историей Балтийско-Беломорского массива сейчас же становится очевидным, что сходства между ними имеется очень мало. В то время, как последний в главной своей массе в послесилурийское время остается выше уровня моря и в

¹ Обычно этим массивам присваивают название континентальных областей, чего никак нельзя признать правильным, так как сами геосинклинали располагаются или внутри, или по окраинам континентов.

общем имеет тенденцию к восходящему движению, первая в течение всего почти палеозоя и значительной части мезозоя оказывается занятой морем; толщи накопившихся в ней осадков показывают, что в общем здесь имело место не стационарное даже состояние, а опускание.

Совершенно иные результаты дает сравнение восточной и подмосковной частей плиты с Уралом. Нетрудно убедиться, что в палеозое, если исключить эпоху нижнего девона, Восточно-Русская впадина живет той же жизнью, что и Уральская геосинклиналь.

Нижнесилурийская, среднедевонская и визейская трансгрессии одинаково захватывали эти области, а в верхнедевонское, турнейское, в начале московского и в нижнепермское время и там, и здесь одновременно происходили поднятия, регрессии. Эпоха поднятия Уральского хребта отнюдь не была эпохой затопления Восточно-Русской впадины морем, а наоборот — временем полного ее осушения. Как далеко простирается сходство между явлениями в той и другой области, можно заключить из того факта, что поднятию Урала в пределах впадины отвечает поднятие валов. Таким образом, мы должны признать, что Восточно-Русская впадина в течение палеозойской эры составляла одно органическое целое с Уральской геосинклиналью, периферическую часть последней; явления, происходившие в той и другой области, отличаются друг от друга в большинстве случаев не качественно, а количественно.

В течение верхнепермского времени и мезозойской эры, когда Урал уже представлял горную цепь, движения которой мы можем подметить лишь с весьма большим трудом, область Восточно-Русской впадины в общем сохраняла характер опускающейся части земной коры. Замечательно то, что зачаточные горообразовательные движения, совершившиеся в ее пределах в триасовый и верхнемеловой периоды, совпадали со слабыми горообразовательными движениями на Урале.

События верхнемелового и нижнетретичного времени, когда море захватывает восточный склон Урала, а на юге перекрывает и весь хребет целиком, показывают, что тенденция к опусканию сохранилась и в области самой Уральской геосинклинали. Как только Уральский хребет в своей более древней, азиатской части был достаточно понижен денудацией, опускание это увлекло его ниже уровня моря.

Перейдем теперь к южнорусским полосам опускания.

Чтобы уяснить характер и значение Южно-Русской впадины, ее необходимо рассматривать в связи с Донецко-Мангышлакской и Кавказской геосинклиналями, параллельно которым эта впадина расположена.

Кавказская геосинклиналь, подобно Уральской, как выяснили исследования последних лет, принадлежит к древнейшим структурным элементам земной коры, возникновение которых относится, по всей вероятности, еще к архейской эре. В девонский период, в эпоху каледонской складчатости, опускания в этой геосинклинали сменяются горообразовательными движениями; на месте ванны возникает горный хребет, полоса неустойчивости и слабости коры превращается в мощное утолщение. По-видимому, однако, равновесие земной коры требует непрерывного существования опусканий кавказского, т. е. близкого к широтному, направления, и поэтому тотчас же после каледонского горообразования, севернее Крыма — Кавказа, в области Южно-Русской кристаллической полосы возникает Донецкая (и Мангышлакская?) впадина, быстро превращающаяся в настоящую геосинклиналь. Эта последняя находится в периоде опускания в течение всего времени, пока на месте Кавказа существует Каледонский хребет; с началом горообразовательных движений в пределах Донецкого бассейна совпадает вторичное погружение Кавказа.

Прослеживая ход событий дальше, мы видим, что как в Донецко-Мангышлакской, так и в Крымско-Кавказской области горообразовательные движения совершаются в триасовый период. В этот момент вновь на короткое время приподымается, повидимому, вся южнорусская система геосинклинальных прогибов. Если существование близких к широтным полос опускания действительно зависит от каких-то непрерывно действующих механических факторов, то мы вправе ожидать появления в этот момент новой зоны опускания. Факты вполне оправдывают это, так как к началу юрского периода приходится относить возникновение Южно-Русской впадины. Образование последней, таким образом, возможно относить за счет действия тех же причин, которые обусловили в свое время возникновение Донецкой геосинклинали, а в доисторическом прошлом, вероятно, и Крымско-Кавказской. Считать Южно-Русскую впадину за геосинклинали мы не можем только потому, что в ней до сих пор еще не имели места горообразовательные движения.

Изложенные сейчас факты заставляют признать, что в Южной России имеется система параллельных полос, в которых земная кора отличается особой неустойчивостью; происходящие в них движения связаны между собой весьма оригинальным образом. Если в одной из полос нисходящее движение сменяется горообразовательными процессами, то другая переходит в фазу опускания и обратно; если поднятия происходят во всех существующих в данный момент прогибах, то возникает новая зона опусканий, параллельная предыдущим. Вследствие таких соотношений в рассматриваемой области почти постоянно имеются полосы опускания.

Чтобы сделать эти положения более наглядными, мы можем представить главные движения, совершавшиеся в Южной России в палеозойскую и в начале мезозойской эры, графически, при помощи кривых. Для построения этих «кривых движения» горизонтальную линию можно принять за уровень моря (нулевая горизонталь); кривая должна показать, какое положение занимал в каждый данный геологический момент тот или иной участок земной коры по отношению к этой нулевой линии; эпохи горообразования для большей ясности можно отмечать знаком +, эпохи же образования крупных сбросов знаком —. Соответственные кривые для Кавказа, Донецкого кряжа и для Южно-Русской впадины изображены на рис. 28.

Уяснив, поскольку это представляется возможным, характер двух областей опускания, имеющих в Европейской России, мы можем перейти к вопросу о взаимных отношениях тех колебаний земной коры, которые происходили в их пределах. По мнению Карпинского, как мы знаем, колебания эти сводятся к чередованию широтных, кавказских опусканий с меридиональными, уральскими: в момент опускания широтных полос, к которым Карпинский причисляет также полосу, проходящую через Среднюю Россию, меридиональная приподымается — и обратно. «В период наиболее интенсивного образования Урала преобладают, по их продолжительности, меридиональные понижения, во время же интенсивного образования Кавказа наибольшей продолжительностью отличаются понижения, параллельные этому кряжу».

Если сравнивать историю палеозойских геосинклиналей Урала и Кавказа, то окажется (рис. 28), что движения в них почти противоположны. Иные результаты получаются, если мы примем во внимание не один Кавказ, а систему геосинклиналей кавказского направления. В этом случае становится очевидным, что опускания в кавказской системе в течение палеозойской эры представляли, как и в области Урала, постоянное, длительное явление, поднятия же были местными, сравнительно быстро проходящими событиями.

В течение мезозойской эры Урал представлял горный хребет, который лишь в конце мелового периода по своему восточному склону начал погружаться под уровень моря. Кавказ, наоборот, в течение всего этого времени находился в стадии длительного опускания, которое лишь на короткое время прерывалось поднятиями (триас, келловей, портланд?). Мезозойская история северной, Донецко-Мангышлакской геосинклинальной

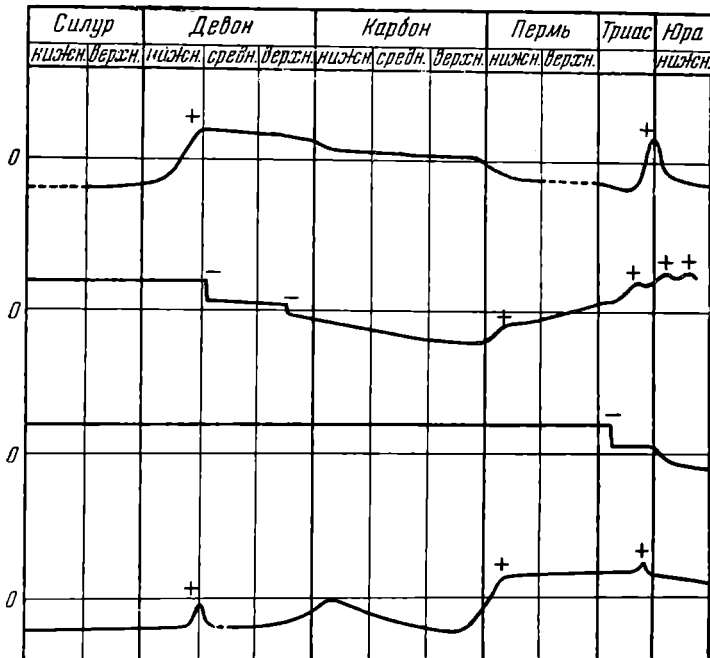


Рис. 28. Кривые движения для Кавказа (первая сверху линия), Донецкого края (вторая), Южно-Русской впадины (третья) и Урала (четвертая).

полосы существенно отличается от истории южной. Здесь поднятия довольно сложно чередуются с опусканиями, но со середины юры на Мангышлаке и к концу мелового периода в области Донецкого края последние преобладают.

Исходя из этих фактов, приходится признать, что совпадения движений в Восточно-Русской и Южно-Русской геосинклинальных полосах не было, но не существовало и полной их противоположности. Наблюдающиеся здесь соотношения лучше всего можно выразить, если мы скажем, что из двух этих полос наибольшую жизненность, наибольшую активность обнаруживала Крымско-Кавказская (в широком смысле термина), в которой процессы поднятия, горообразования сравнительно быстро сменяются повторными опусканиями; кроме того, здесь, после горообразовательных движений в одной из полос системы соседние полосы приходят в состояние опускания. Меридиональная, Уральская полоса не отличается столь большой активностью. Раз возникшие горные хребты здесь лишь после весьма значительных промежутков времени начинают опускаться ниже уровня моря; параллельных им геосинклинальных полос непосредственно после горообразовательных движений здесь не образуется. Общая тенденция к опусканию, словом, здесь менее резко выражена.

Нам остается сравнить колебания земной коры в пределах Южно-Русской и Восточно-Русской впадин, в тесном смысле этого слова, т. е. в местностях, лежащих вне пределов настоящих геосинклиналей. Сравнение это возможно лишь для мезозойской и кайнозойской эры, так как ранее Южно-Русской впадины вовсе не существовало. Кривые на рис. 29 показывают, что совпадения движений здесь отнюдь не было, но, с другой стороны, трудно говорить и о полной их противоположности.

Итак, по окраинам нашей области в течение всей, повидимому, геологической истории ее располагались две полосы особой неустойчивости, слабости земной коры, в пределах которых последняя испытывала постоян-

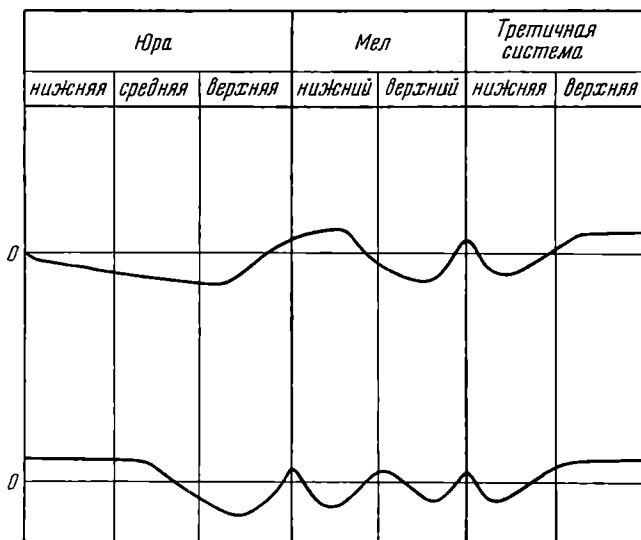


Рис. 29. Кривые движения для Южно-Русской (верхняя) и Восточно-Русской (нижняя) впадин.

ные колебания, то высоко приподнимаясь над уровнем моря, иногда с образованием настоящих горных хребтов, то опускаясь на большую глубину ниже этого уровня. Направление одной из этих полос совпадает с меридианом, направление же другой составляет небольшой сравнительно (25°) угол с современной параллелью. Такая близость полос к географическим координатам заставляет думать, что в своем происхождении и развитии они отражают зависимость деформации земной коры от явлений вращения земного шара.

Нетрудно видеть, что классическая теория сжатия земли в той форме, как она изложена Зюссом, лишь с величайшим трудом может объяснить совокупность явлений, которую развертывает перед нами история Русской плиты. Мы остановимся здесь лишь на том положении этой теории, что вне процессов горообразования восходящих движений участков земной коры не существует, и что трансгрессии на континентальных платформах обуславливаются движениями самих водных масс. Достаточно внимательно присмотреться к ходу событий, в течение одного юрского периода, чтобы убедиться в том, что положительные вертикальные движения, т. е. поднятия, в нашей области имеются и что различные части ее движутся одновременно в различных направлениях. В самом деле, до начала нижневожжского времени Южная Россия занята была морем; с вожжского времени и

до альбского море сюда совершенно не проникает и сосредоточивается в Восточной и Средней России, до которой оно достигло позже, нежели до Южной. Если объяснять юрскую трансгрессию поднятием уровня моря, то Южную Россию, куда трансгрессия проникла раньше, нежели в другие места, мы должны будем считать наиболее пониженным участком плиты; при падении уровня океана эта область должна была бы дольше других оставаться под водою, тогда как в действительности наблюдается обратное. Таким образом, приходится сделать вывод, что после известного периода опускания область Южно-Русской мульды приподнялась, в то время как в Восточной и Средней России опускания сохранились. В альбскую эпоху имело место обратное явление. Таким образом, мы принимаем, что надвигания и отступания моря в пределах Европейской России определялись в своей основе не изменениями уровня океана, а активными поднятиями и опусканиями участков земной коры, именно сложной комбинацией движений в Уральской и Крымско-Кавказской геосинклиналях с их краевыми частями (впадинами) и движений Балтийско-Беломорского щита.

Нам остается теперь сделать попытку до известной степени уяснить причины тех дислокаций, которые существуют на Русской платформе и которые были описаны выше, в первой главе. Настоящих горных кражей, обязанных своим происхождением горообразовательным процессам в геосинклиналях, мы здесь касаться не будем; к таковым принадлежат Урал, Донецкий край, Кара-тау, Крымские и Кавказские горы.

Дислокации, имеющиеся внутри самой плиты, если не говорить о кембрийских нарушениях в области Балтийского и Азовско-Подольского горстов, можно свести к двум, генетически, повидимому, весьма различным типам.

К первой из этих групп принадлежат дислокации, которые наблюдаются по окраинам Балтийского горста, в тесном смысле этого слова, по периферии Балтийско-Беломорской глыбы, как целого, и, наконец, по краям Азовско-Подольского горста. Все эти нарушения являются результатом тех давлений, которые оказывали при своих движениях упомянутые сейчас положительные элементы земной коры на прилегающие к ним осадочные породы впадин.

Поднятия и опускания масс кристаллических пород прежде всего должны вызывать вертикальные смещения в прилегающих и отчасти налегающих на них осадочных породах. Сбросами, однако, дело при вертикальных движениях глыб не может ограничиться. При вертикальных поднятиях горстовых глыб увеличивается их расстояние от оси вращения, и потому они должны приобретать большую линейную скорость. Огромная инерция поднимающихся глыб должна обуславливать некоторое отставание их от окружающих, уже обладающих этой большей скоростью пород. В силу этого последние будут как бы набегать на края глыбы и сминаться в складки. При опускании глыб явление должно протекать в обратном направлении. Кроме чисто вертикальных движений горстовые глыбы, если на них влияет вращение земли, неминуемо должны испытывать и некоторые горизонтальные смещения (Böhm v. Böhmersheim, 1910; Quiring, 1921; Wegener, 1922). Последние, конечно, должны оказывать на окружающие глыбы породы неизмеримо большее влияние, нежели первые.

Кроме тех мелких, сравнительно, нарушений, которые имеются по окраинам Балтийского щита и Азовско-Подольского горста (Андома, Канев и др.), к рассматриваемой группе могут принадлежать, нам кажется, и дислокации Тимана. По входящим в состав этого края породам он сходен, как мы видели выше, не с Уральской геосинклиналью, а с се-

верными частями Восточно-Русской впадины. Тиманская складчатость, обусловленная, по наблюдениям Чернышева, давлением с запада, могла возникнуть вследствие движений Балтийско-Беломорской глыбы как целого. Весьма показательным в этом отношении является то обстоятельство, что фазы дислокаций Тимана (нижнекаменноугольная, верхнепермская) совпадают с моментами наибольшего подъема Балтийско-Беломорской области. Нам представляется возможным, что по южной окраине Балтийско-Беломорской глыбы, на пространстве между южным концом Тимана и Финским заливом могут существовать смятия слоев и дислокации, до сих пор еще плохо или совершенно неизвестные.

Вторую группу дислокаций образуют валы с приуроченными к ним брахиантиклиналями (антиклинальные зоны Тихоновича). Почти вся совокупность нарушений в пределах Восточно-Русской впадины может быть, как видно из предыдущего, сведена к системе валов или антиклинальных зон, интенсивность поднятий в которых возрастает по мере приближения к Прикаспийской впадине. В пределах последней в верхнетретичное время, по всей вероятности, также существовал сложный комплекс аналогичных поднятий, впоследствии погружившихся в грабеноподобном опускании и скрытых теперь под слабо дислоцированными при таком опускании или горизонтальными верхнеплиоценовыми и послетретичными отложениями. Поскольку мы можем проследить историю развития валов на примерах Приволжской антиклинальной зоны и пермской оси Заволяжья, они возникают в полосах наибольшей слабости коры, которые при начале трансгрессий, предшествовавших образованию валов, являлись первичными полосами опускания, и в которые ранее всего проникало море. В таких местах, очевидно, с наибольшей легкостью могут возникнуть вспучивания при самых разнообразных движениях, имеющих место во впадинах. Боковое давление, исходящее со стороны «континентальных» массивов или со стороны геосинклиналей, совершенно так же, как передвижения тяжелых магматических масс из-под возникающих горных цепей и, наконец, кристаллизационное и термическое расширение в глубоких слоях земной коры под впадинами, прежде всего должны произвести вспучивания и изгибы пластов в этих неустойчивых полосах. Далее, если область Восточно-Русской впадины приподнималась целиком в виде свода, в интересующих нас местах легче всего должны были возникать скальвания, раздробления на глубине и смятия, вспучивания лежащих выше, сравнительно пластичных и податливых пластов. Наконец, необходимо иметь в виду, что интенсивные дислокации слоев могут возникать при образовании самих прогибов, как это установлено наблюдениями над опусканиями земных масс над горными выработками. При этом по краям прогибов в результате растяжения возникают ступенчатые сбросы; внутри прогибов, наоборот, развиваются большие сдвливающие напряжения, которые долгое время остаются скрытыми, накапливаются и затем проявляются в образовании складок и надвигов (Kranz, 1921; Lehmann, 1921; Quiring, 1921).

Как особый тип нарушений, мы в предыдущем выделили дислокации в осадочных породах, прилегающих к древним, палеозойским горным кряжам и перекрывающих эти последние (Арало-Кызылкумская полоса меловых пород, дислокации Сало-Маньчского водораздела, часть нарушений по окраине Донецкого кряжа и пр.).

Дислокации эти, по всей вероятности, связаны с теми своеобразными и очень крупными смещениями участков земной коры, которые имели место в Тянь-Шане в третичном периоде (эпоха альпийской складчатости) и, повидимому, в верхнемеловое время. Как известно, жесткий, уже

сглаженный массив древнего Тянь-Шаня не участвовал в складчатых дислокациях, происходивших к югу от него, в системе Памиро-Алая, в эпоху образования альпийской горной системы, но был в это время частью приподнят всей своей массой, частью же раздроблен сбросами на отдельные участки, которые претерпели весьма крупные вертикальные перемещения. Длинные обрубленные сбросами полосы палеозойских пород, высоко приподняты над прилегающей местностью, и образуют хребты современного Тянь-Шаня, которые, таким образом, представляют не складчатые цепи, а типичные горсты¹. В северо-западном Тянь-Шане, именно в его Нура-тауской ветви, амплитуда вертикальных перемещений становится значительно меньше, но они ясно чувствуются вплоть до Султан-Уиз-дага и должны продолжаться под покровом меловых и третичных пород еще далее к северу. При этих поднятиях мезозойские и третичные отложения должны были, конечно, испытать более или менее энергичные нарушения, которые в Туркестане иногда имеют очень сложный характер, у нас же проявляются в виде пологих, валоподобных поднятий и осложняющих последние более резких, часто флексуроподобных дислокаций. Что касается механизма этих деформаций, то они, по всей вероятности, обусловлены были перемещениями масс в магматическом поясе, в связи с образованием третичных горных кряжей. Образование на земной поверхности складчатого горного хребта не может не сопровождаться, в силу законов изостазии, образованием гораздо большего выступа на внутренней поверхности земной коры. Выступ этот, разрастаясь, вытесняет подкоровую магму, которая и производит вспучивания, поднятия соседних участков. После окончания процесса горообразования, когда поверхность магматического слоя вновь выравнивается, в приподнятых участках коры, лишившихся опоры, могут возникать многочисленные расколы и опускания.

В перемещениях магмы при горообразовательных процессах и связанных с этим изменениях условий равновесия земной коры следует также, по нашему мнению, искать объяснения тех своеобразных законностей в движениях параллельных полос южнорусской геосинклинальной системы, о которых подробно говорилось выше².

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А н д р у с о в Н. Материалы к познанию прикаспийского неогена. Акчагыльские пласты. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1902, № 15.
 А н д р у с о в Н. Краткий геологический очерк полуострова Тюб-Карагана и горного Мангышлака. Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фозф., 1911, 3.
 А н д р у с о в Н. Материалы для геологии Закаспийской области, ч. 2. Мангышлак. Часть описательная. Тр. Петр. об-ва естествоисп., 1915, 37.
 А р м а ш е в с к и й П. Общая геологическая карта России. Лист 46. Тр. Геол. ком., 1903, 15, № 1.

¹ Литературу и сводку данных о Тянь-Шане см. в работе Махачека (Machatschek, 1921).

² Интересующиеся этим вопросом могут найти материал в работах Коссмата о соотношениях между аномалиями силы тяжести и строением земной коры (Kossmat, 1920, 1921).

В ближайшее время появится моя статья о тех же соотношениях для Европейской России.

А. Д. А р х а н г е л ь с к и й. Об отношениях между аномалиями силы тяжести и геологическим строением в Европейской России. Успехи физических наук. (Опубликована под названием «О соотношении между аномалиями силы тяжести, аномалиями магнитными и геологическим строением в Восточной Европе». Труды Особой комиссии по исследованию Курских магнитных аномалий, вып. 5. Труды Геологического отдела. М., 1924, стр. 204—225.— *Ред.*.)

- Архангельский А. Среднее и Нижнее Поволжье. (Материалы к его тектонике). Землеведение, 1911, кн. 4.
- Архангельский А. Геологический очерк Пензенской губернии. М., Изд. Пенз. губ. земства, 1913.
- Архангельский А. 1. К вопросу о геологическом строении местности в области Курской магнитной аномалии и о возможных причинах последней. Мат. по исслед. Курск. магнитн. аномалии, вып. 3. М., 1922.
- Архангельский А. 2. Обзор геологического строения Европейской России, т. 1. Юго-восток Европейской России и прилежащие части Азии. Пг., Изд. Геол. ком., 1922.
- Архангельский А. 3. Обзор геологического строения Европейской России, т. 2. Центральная Россия. Пг., Изд. Геол. ком., 1922.
- Архангельский А. и Добров С. Геологический очерк Саратовской губернии. М., изд. Саратов. губ. земства, 1913.
- Барбот де Марни Н. О нахождении гранита по реке Дону. Зап. Мин. общ., 1872, 7.
- Барбот де Марни Н. Поездка на гору Чапчачи. Горн. журн., 1874.
- Барбот де Марни Н. Через Мангышлак и Устюрт в Туркестан. Прилож. к Тр. СПб. об-ва естествоисп., 1889.
- Берг Л. Аральское море. Изв. Туркест. отд. Русск. геогр. об-ва, 1908, 5.
- Богачев В. Очерк третичных отложений северного Приаралья. Изв. Геол. ком., 1909, 28.
- Богословский Н. Общая геологическая карта России. Лист 73. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1906, вып. 16.
- Бок И. Геологические исследования, произведенные в уездах Вышневолоцком и Новоторжском. Мат. для геол. России, 1871, 3.
- Борисяк А. Геологический очерк Изюмского уезда. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1905, вып. 3.
- Васильевский Н. Геологические наблюдения по берегам рр. Ловати, Куньей. Большого и Малого Тудра. Ежег. геол. и мин. России, 1912, 14, вып. 3.
- Васильевский М. Геологические исследования в северо-восточной части 60-го листа десятиверстной карты Европейской России. Изв. Геол. ком., 1910, 29.
- Венюков П. Осадки девонской системы в Мугоджарских горах. Тр. СПб. об-ва естествоисп. 1895, 23.
- Геологические работы вдоль Мурманской жел. дор. Изв. Геол. ком., 1918, 37, вып. 1.
- Герасимов А. Кавказская складчатость и вулканизм. Природа, 1922, № 3—5.
- Герасимов А. и Янишевский М. О верхнесилурийских осадках в окрестностях Кисловодка на Кавказе. Изв. Геол. ком., 1916, 35.
- Гревицк. Путешествие на полуостров Канин, с приложением статей Ф. Н. Чернышева, А. П. Карпинского и С. Н. Никитина. Зап. Акад. Наук, 1891, 67, прилож.
- Дитмар Н. Исследование бурением причин Курской магнитной аномалии. Тр. 1 Всероссий. съезда деятелей по прикладной минералогии и разведочному делу, СПб., 1908.
- Замятин А. Ухтинский нефтеносный район. Изв. Геол. ком., 1911, 30.
- Замятин А. 1. Урочище Дос-сор Уральской области. Изв. Геол. ком., 1914, 33.
- Замятин А. 2. Индерское озеро и его окрестности. Изв. Геол. ком., 1914, 33.
- Замятин А. и Нечаев А. Геологические исследования северной части Самарской губернии. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1913, вып. 84.
- Иностранцев А. Геологические исследования на севере России. Тр. СПб. об-ва естествоисп. 1872, 3.
- Иностранцев А. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губ. Мат. для геол. России, 1877, 7.
- Калицкий К. Ухтинский нефтеносный район. Нефть и сланц. хоз., 1921, № 9—12.
- Крицкий А. Следы юрского периода по правому берегу р. Днепра в Каневском уезде Киевской губернии. Мат. для геол. России, 1890, 14.
- Карножицкий А. Геологические исследования в юго-западной части Витебской губернии и в северных частях губерний Минской и Могилевской. Мат. для геол. России, 1895, 17.
- Карпинский А. Геологическое исследование в Оренбургском крае. Зап. Мин. общ., 1873, 9.
- Карпинский А. О кембрийско-силурийских и некоторых других отложениях Псковской губернии. Горн. журн., 1887, 2.
- Карпинский А. О нахождении нижнесилурийских и кембрийских отложений в Минской губернии. Горн. журн., 1892, № 2.
- Карпинский А. О результатах некоторых буровых работ в бассейне Припяти. Изв. Акад. Наук, 1907, № 1.

- Карпинский А. О происхождении накоплений плавикового шпата в отложениях Московского яруса каменноугольной системы и о некоторых других геологических явлениях. Изв. Акад. Наук, 1915, № 15.
- Карпинский А. Очерки геологического прошлого Европейской России. (Статьи 1883—1894 гг. с дополнительными примечаниями). Классики естествознания. М.—Пг., Изд. Природа, 1919.
- Карпинский А. К тектонике Европейской России. Изв. Акад. Наук, 1919 (1920), стр. 573.
- Кейзерлинг А. Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petschoraland im Jahre 1843. (Научные наблюдения в путешествии по Печорскому краю в 1843 г.). СПб., 1846.
- Колленко Б. Геологический очерк Заонежья. Мат. для геол. России, 1895, 12.
- Криштофович А. и Стопневич А. Камешпоугольные отложения в Баталпашинском отделе Кубанской области. Изв. Геол. ком., 1916, 35.
- Кротов П. О дислокациях пермских пластов Вятской и Казанской губерний. Прилож. к протокол. Казанск. об-ва естествоисп., 1892, № 132.
- Кротов П. Западная часть Вятской губернии в пределах 89-го листа. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1912, вып. 64.
- Кротов П. и Нечаев А. Казанское Закамье в геологическом отношении. Тр. Казанск. об-ва естествоисп. 1890, 22, вып. 5.
- Ламанский В. Древнейшие слои силурийских отложений России. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1905, вып. 20.
- Ласкарев В. Заметки по вопросу о тектонике Южно-Русской кристаллической площади. Изв. Геол. ком., 1905, 24.
- Ласкарев В. Общая геологическая карта Европейской России. Лист 17. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1914, вып. 77.
- Лутугин Л. и Степанов П. Донецкий каменноугольный бассейн. Очерк ископаемых углей России. СПб., Изд. Геол. ком., 1914.
- Лучицкий В. Отчет о геологических исследованиях фосфоритовых отложений Киевской губернии. Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фосф., 1913, 5.
- Мазарович А. О плащеобразном залегании в области Поволжья. Геол. вестн., 1918—1921, 4.
- Меглицкий и Антипов 2-й. Геогностическое описание южной части Уральского хребта. СПб., 1858.
- Мефферт Б. Об условиях залегания ультраосновных жильных пород в Таганрогском округе. Изв. Геол. ком., 1918.
- Миклуха-Маклай М. Геологический очерк Олопецкого уезда и островов Ладожского озера, расположенных вокруг Валаама. Мат. для геол. России, 1897, 18.
- Миронов С. Уральский нефтеосный район. Мурза-адыр, Дунгулюк-сор, Кос-куль, Терс-аккан и Кнакты-сай. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1915, вып. 142.
- Михайловский Г. Историческая геология (преимущественно России). СПб., 1913.
- Мушкетов И. Краткий очерк строения Закаспийской области. Зап. Мин. об-ва, 1891, 28.
- Мушкетов И. Геологические исследования в Калмыцкой степи в 1884—1885 гг. Тр. Геол. ком., 1895, 14, № 1.
- Мушкетов И. Геологические исследования в Киргизской степи. Тр. Геол. ком., 1896, 14, № 5.
- Наливкин Д. Брахиоподовые фацис верхнего и среднего девона Ферганы. Изв. Акад. Наук, 1915.
- Нечаев А. Пермский известняк р. Карлы Симбирской губернии. Изв. Геол. ком., 1913, 32.
- Нечаев А. Верхнепермские отложения. Геология России. Изд. Геол. ком., 1921.
- Никитин С. Два глубоких бурения в связи с явлениями магнитных аномалий в Курской губернии. Изв. Геол. ком., 1900, 19.
- Нонинский М. Самарская лука. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., 1913, 45, вып. 4—6.
- Оппоков Е. Речные долины Полтавской губернии, ч. 1 (общая). СПб., 1901.
- Оппоков Е. 1. Некоторые сведения о более глубоких буровых колодцах Полесья. Изв. Геол. ком., 1906, 25.
- Оппоков Е. 2. К вопросу о способе и времени образования речных долин среднего Приднепровья. Ежег. геол. и мин. России, 1906, 8, вып. 3—4.
- Павлов А. В. Некоторые новые данные относительно тектоники бассейна р. Медведицы и нижней Волги. Bull. Soc. Nat. Moscou, 1901, № 1 и 2.
- Павлов А. В. Следы кризисобразовательных процессов на Дону между станциями Клецкой и Трех-Островянской. Землеведение, 1902.

- Павлов А. В. Предварительный отчет о геологических исследованиях в юго-восточной части 75-го листа 10-верстной карты Европейской России. Изв. Геол. ком., 1904, 23.
- Павлов А. П. Самарская лука и Жигули. Тр. Геол. ком., 1887, 2, № 5.
- Павлов А. П. О новом выходе каменноугольного известняка в Саратовской губернии и о дислокациях правого берега Волги. Bull. Soc. Nat. Moscou., 1896, проток.
- Павлов А. П. Le crétacé inférieur de la Russie et sa faune. (Нижний мел России и его фауна). Мém. Soc. Nat. Moscou, 1901, 16.
- Павлов А. П. Некоторые новые данные по тектонике притиманской части Печорского края. Ежег. геол. и мин. России, 1909, 11, вып. 1—3.
- Погребов Н. К вопросу об улучшении водоснабжения Таганрога. Изв. Геол. ком., 1911, 30.
- Православлев П. К познанию геологического строения окрестностей Эльтонского озера. Тр. Варшавск. об-ва естествоисп., 1902.
- Православлев П. К геологии окрестностей Баскунчакского озера. Тр. Варшавск. об-ва естествоисп., 1903.
- Православлев П. Материалы к познанию нижневожских каспийских отложений, ч. 1. Астраханское Заволжье. Тр. Варшавск. об-ва естествоисп., 1908.
- Православлев П. Каспийские осадки по р. Уралу. Изв. Донск. политехн. ин-та, 1913, 2.
- Пригоровский М. Краткий геологический очерк Мугоджарских гор и смежных частей Тургайской и Уральской степи. Изв. Геол. ком., 1914, 33.
- Пригоровский М. Из геологических наблюдений в Киргизской степи к югу от Мугоджар. Геол. вестн., 1916, 1.
- Ржонсницкий А. Геологический очерк центральной части Саратовского уезда. С.-х. вестн. Юго-Востока, 1913 и 1914.
- Робинсон В. и Никшич И. Заметка о продуктивной толще каменноугольных отложений на северном склоне Кавказа в пределах Кубанской области. Изв. Геол. ком., 1916, 35.
- Розанов А. Некоторые новые данные по геологии северной части Саратовской губернии. Ежег. геол. и мин. России, 1910, 12, вып. 7—8.
- Розанов А. Геологические исследования в юго-западной части 90-го листа. Изв. Геол. ком., 1915, 34.
- Розанов А. Геологические исследования в южной части 90-го листа. Изв. Геол. ком., 1918, 37.
- Семенов-Тянь-Шанский В. Типы местностей Европейской России и Кавказа. Зап. Русск. геогр. общ. по общей географии, 1915, 51.
- Семихатов А. и Семихатов Б. Геологическое исследование залежей фосфоритов в Саратовском уезде. Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фосф., 1914, 6.
- Сибирцев Н. Общая геологическая карта России. Лист 72. Тр. Геол. ком., 1896, 15, № 2.
- Соболев Д. О тектонике Европы. Изв. Варшавск. политехн. ин-та, 1912, вып. 3.
- Соколов В. Геологическое строение области Курской магнитной аномалии. Bull. Soc. Nat. Moscou, 1898, № 2—3, проток.
- Соколов В. и Миссуна А. К вопросу о характере некоторых дислокаций в Тверской губернии. Зап. Геол. отд. Об-ва любит. естествозн., антропол. и этногр., 1915, 4.
- Соколов Д. Предварительный отчет о летних работах 1917 года. Изв. Геол. ком., 1918, 27, № 3—4.
- Соколов Н. Нижнетретичные отложения южной России. Тр. Геол. ком., 1893, 9, № 2.
- Сучков С. Артезианский колодез Харьковского общества водоснабжения в городе Харькове глубиною около 300 сажен и фильтр для воды этого колодца. Тр. русских водопроводных съездов. Съезд первый. М., 1895.
- Тетяев М. Les grandes lignes de la géologie et de la tectonique des terrains priamires de la Russie d'Europe. (Основные черты геологии и тектоники палеозойских отложений Европейской России). Ann. Soc. géol. Belg., 1912, 39.
- Тихонович Н. Геологический очерк центральной и западной части Актюбинского уезда Тургайской области. Изв. Геол. ком., 1905, 24.
- Тихонович Н. Отчет о съемке восточной части 141-го листа 10-верстной карты Европейской России. Изв. Геол. ком., 1907, 26.
- Тихонович Н. Уральский нефтеносный район. Кой-кара, Иман-кара, Кизилкуль. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1915, вып. 119.
- Тихонович Н. Отчет об исследованиях на южном Урале в 1917 г. Изв. Геол. ком., 1918, 37.

- Тихонович Н. Уральский нефтеносный район. Естеств. производ. силы России, 4, вып. 22. Изд. Акад. Наук
- Тихонович Н. и Замятин А. Нефтеносный район Уральской области. Изв. Геол. ком., 1912, 31.
- Тихонович Н. и Миронов С. Уральский нефтеносный район. Магат, Бляули, Чингильды. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1914, вып. 105.
- Тутковский П. Геологический очерк Минской губернии. Киев, изд. Мяск. губ. земства, 1916.
- Федоров Е. Геологические исследования в Северном Урале. Горн. журн., 1889, 1890, 1896, 1897.
- Хименков В. Геологические исследования в северо-западной и северной части 43-го листа 10-верстной карты Европейской России. Изв. Геол. ком., 1913, 32.
- Чернов А. К вопросу об условиях залегания прикамской соленосной толщи. Ежег. геол. и мин. России, 1908, 10, вып. 3.
- Чернышев Ф. Фауна нижнего девона западного склона Урала. Тр. Геол. ком., 1885, 3, № 1.
- Чернышев Ф. Фауна среднего и верхнего девона западного склона Урала. Тр. Геол. ком., 1887, 3, № 3.
- Чернышев Ф. Тиманские работы, произведенные в 1889 году. Изв. Геол. ком., 1890, 9.
- Чернышев Ф. Тиманские работы, произведенные в 1890 году. Изв. Геол. ком., 1891, 10.
- Чернышев Ф. Фауна нижнего девона восточного склона Урала. Тр. Геол. ком., 1893, 4, № 3.
- Чернышев Ф. Новые данные по геологии Большеземельской тундры. Изв. Акад. Наук, 1907.
- Чернышев Ф. Орографический очерк Тимана. Тр. Геол. ком., 1915, 12, № 1.
- Чернышев Ф. и Лутугин Л. Донецкий бассейн. Изв. Общ. горн. инж., 1897, № 11. То же в Guide des excurs. du VII Congr. géol. intern. St. Pétersb., 1897.
- Чирвинский П. Геологический путеводитель по городу Киеву и его окрестностям. Киев, 1911.
- Чирвинский П. Основные черты тектоники Харьковской, Черниговской и Курской губерний. Ежег. геол. и мин. России, 1912, 14, № 7—8.
- Чирвинский П. Геологическое строение правобережной полосы по р. Сейму в пределах Курской губернии. Зап. Киевск. об-ва естествоисп. 1913, 23.
- Шатский Н. Дизъюнктивные дислокации Низового Поволжья. Вестн. Моск. горн. Акад., 1922, 1.
- Яковлев Н. Палеозой Изюмского уезда Харьковской губернии. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1908, вып. 42.
- Яковлев Н. Геологические исследования в южном Тимане в 1894 и 1909 гг. Изв. Геол. ком., 1910, 29.
- Яковлев Н. Материалы для геологии Донецкого бассейна. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1914, вып. 94.
- A r l d t Th. Handbuch der Paläogeographie. Leipzig, 1919—1922.
- B ö h m v o n B ö h m e r s h e i m. Abplattung und Gebirgsbildung. Wien u. Leipzig, 1910.
- D a s c q u é E. Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena, 1915.
- H a u g E. Les géosynclinaux et les aires continentales. Contribution à l'étude des transgressions et regressions marines. Bull. Soc. géol. France, 3 sér., 1900, 28.
- H a u g E. Traité de géologie. I. Les phénomènes géologiques. Paris, 1907.
- J e n t s c h A. Ueber die südliche Fortsetzung des finnischen Schildes. Zs. dtsh. geol. Ges., 1914, 66, Monatsber. № 8/11.
- K o s s m a t F. Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abh. Sächsisch. Akad. Wiss., 1920, 38.
- K o s s m a t F. Die Beziehungen zwischen Schwereanomalien und Bau der Erdrinde. Geol. Rdsch., 1921, 12.
- K r a n z W. Die Bedeutung der Trogttheorie für Süddeutschland. Zs. dtsh. geol. Ges., 1921, Monatsber. № 8—10.
- K u z n i a r C. Les Ouralides de l'Europe Septentrionale et Centrale. Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego, 1922, 1, livr. 4—6.
- L e h m a n n K. Die Trogttheorie, eine neue Erklärung der Gebirgsbildung. Zs. dtsh. geol. Ges., 1921, Monatsber. № 8—10.
- M a c h a t s c h e k F. Landeskunde von Russischen Turkestan. Stuttgart, 1921.
- Q u i r i n g H. Über das Problem der Krusten- und Gebirgsbildung. Die Verlangsamung der Achsendrehung der Erde im Laufe der geologischen Zeiten als Ursache tektonischer Bewegungen. Geol. Rdsch., 1921, 11, № 5/6.
- S u e s s E. La face de la terre. Paris, 1909—1913.
- W e g e n e r A. Die Entstellung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig, 1922.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Т а б л и ц а I

Тектоническая карта Европейской России и прилежащих местностей.

Объяснение знаков: 1 — горсты; 2 — подземные горсты; 3 — окраинные части горстов, срезанные абразией и скрытые под осадочными породами; 4 — опустившаяся часть Балтийско-Беломорской кристаллической массы в северной части Восточно-Русской впадины; 5 — Полесский вал; 6 — Восточно-Русская и Польско-Германская впадины; 7 — Южно-Русская и Причерноморская впадины; 8 — Прикаспийская впадина; 9 — горные кряжи; 10 — валы; 11 — купола; 12 — дислокации по окраинам горстов; 13 — простирание складчатых дислокаций; 14 — сбросы; 15 — предполагаемые сбросы; 16 — выходы изверженных пород и продуктов их выветривания в Южно-Русской впадине (Исачки и роменские гипсы).

Значение букв и цифр: цифры в скобках после названий указывают на страницы, на которых упоминаются соответствующие тектонические элементы.

Горсты и впадины: А — Азовско-Подольский горст (33); В — Балтийский щит (32); В — Воронежская глыба (34); Вр — Восточно-Русская впадина (37); И — Игуменский подземный горст (36); П — горст Пыткова камня; ПГ — Польско-Германская мульда (39); Пч — Причерноморская впадина (41); У — Уфимский подземный горст (35); УС — Устюртский подземный горст (34); Ю — Южно-Русская впадина (39).

Дислокации по окраинам горстов: 1 — Андомская гора (41); 2 — р. Колова (41); 3 — р. Онега близ Бирючевских порогов (41); 4 — р. Северная Двина близ Усть-Пинеги (42); 5 — дислокации Холмского уезда (42); 6 — Канев (43); 7 — гора Пивиха (44).

Дислокации Восточно-Русской впадины: 8 — Вышневолоцко-Новоторжский вал (45); 8а — выходы пород угленосной свиты в Московской губ. (46); 8б — выходы силура у Вышнего Волочка (45); 9 — Окско-Цвинский вал (46); 9а — Алатьская ветвь Окско-Цвинского вала (48); 10 — Керенско-Чембарская полоса поднятий (49); 11 — Сурско-Мокшинская полоса поднятий (49); 12 — Вятский вал (50); 13 — Пермская ось Заволжья (50); 14 — Доно-Медведицкая антиклиналь (50—51); 15 — дислокации Саратовского уезда (53); 16 — дислокация бассейна р. Карабулака (53); 17 — антиклинальные зоны и купола Эмбенского нефтеносного района (51); 18 — Индерское озеро (52) и Джаман-Индер; 19 — дислокации Сергачского уезда (53); 20 — дислокации Буинского уезда (53); 21 — дислокации Общего Сырта (53); 22 — дислокации бассейна Илека; по Соколову (54); 23 — Эльтовское озеро (54); 24 — Малое Богдо (54); 25 — Баскунчакское озеро (54); 26 — Чапчачи (54); 27 — Билчохо (54); 28 — сброс у Камышина; 29 — сброс у Александровки (55); 30 — система Жигулевских дислокаций (55).

Дислокации на месте опустившихся горных кряжей: 31 — Сало-Манычский водораздел (56); 32 — Чолон-хамур (56); 33 — Чупкакульский кряж (56); 34 — Арало-Кызылкумский вал (56).

Горные кряжи: I — Тиман; II — Урал; IIа — Мугоджары; IIб — Пайхой; III — Донецкий кряж; IV — Кара-тау и другие дислокации Мангышлака; V — Крымские горы; VI — Кавказ; VII — Куба-даг; Большой и Малый Балхан; VIII — Копет-даг; IX — Туар-кыр.

Т а б л и ц а II

Геологические разрезы через Русскую платформу.

Составлены автором совместно с О. А. Денисовой, В. Н. Крестовниковым и Н. Г. Лукшиным:

1 — древнекаспийские отложения; 2 — континентальные послетретичные отложения; 3 — неоген; 4 — палеоген; 5 — сепон и турон; 6 — сеноман и нижний мел; 7 — юра; 8 — татарская свита; 9 — пермские отложения Северной России; 10 — казанский ярус; 11 — уфимский ярус; 12 — нижняя пермь; 13 — верхнекаменноугольные отложения; 14 — среднекаменноугольные отложения; 15 — нижнекаменноугольные отложения; 16 — девон; 17 — силур; 18 — кристаллические породы

Т а б л и ц а III

Рис. 1. Силурийский период.

Рис. 2. Нижнедевонская эпоха.

Рис. 3. Среднедевонская эпоха.

Рис. 4. Конец верхнего девона.

Рис. 5. Начало каменноугольного периода.

Рис. 6. Нижнекаменноугольная эпоха (верхнетурнейский век).

Т а б л и ц а IV

- Рис. 1. Нижнекаменноугольная эпоха (визейский век).
- Рис. 2. Верхнекаменноугольная эпоха.
- Рис. 3. Нижнепермская эпоха (артинский век).
- Рис. 4. Верхнепермская эпоха (казанский век).
- Рис. 5. Нижнетриасовая эпоха.
- Рис. 6. Нижнеюрская эпоха (лейас).

Т а б л и ц а V

- Рис. 1. Среднеюрская эпоха.
- Рис. 2. Верхнеюрская эпоха (келловейский и оксфордский век).
- Рис. 3. Верхнеюрская эпоха (нижневолжский век).
- Рис. 4. Нижнемеловая эпоха (валаижинский и барремский век).
- Рис. 5. Нижнемеловая эпоха (аптский век).
- Рис. 6. Нижнемеловая эпоха (среднесальбский век).

Т а б л и ц а VI

- Рис. 1. Верхнемеловая эпоха (сеноманский век).
 - Рис. 2. Верхнемеловая эпоха (сантонский век).
 - Рис. 3. Верхнемеловая эпоха (верхний сенон).
 - Рис. 4. Нижнетретичная эпоха (палеоцен).
 - Рис. 5. Нижнетретичная эпоха (верхний эоцен, нижний олигоцен).
-

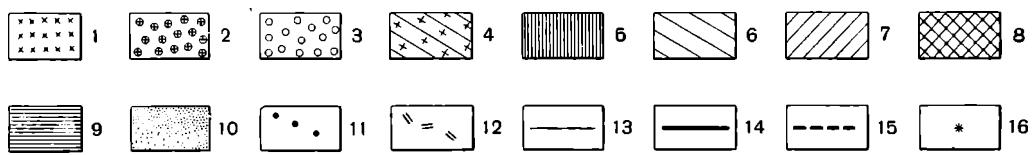
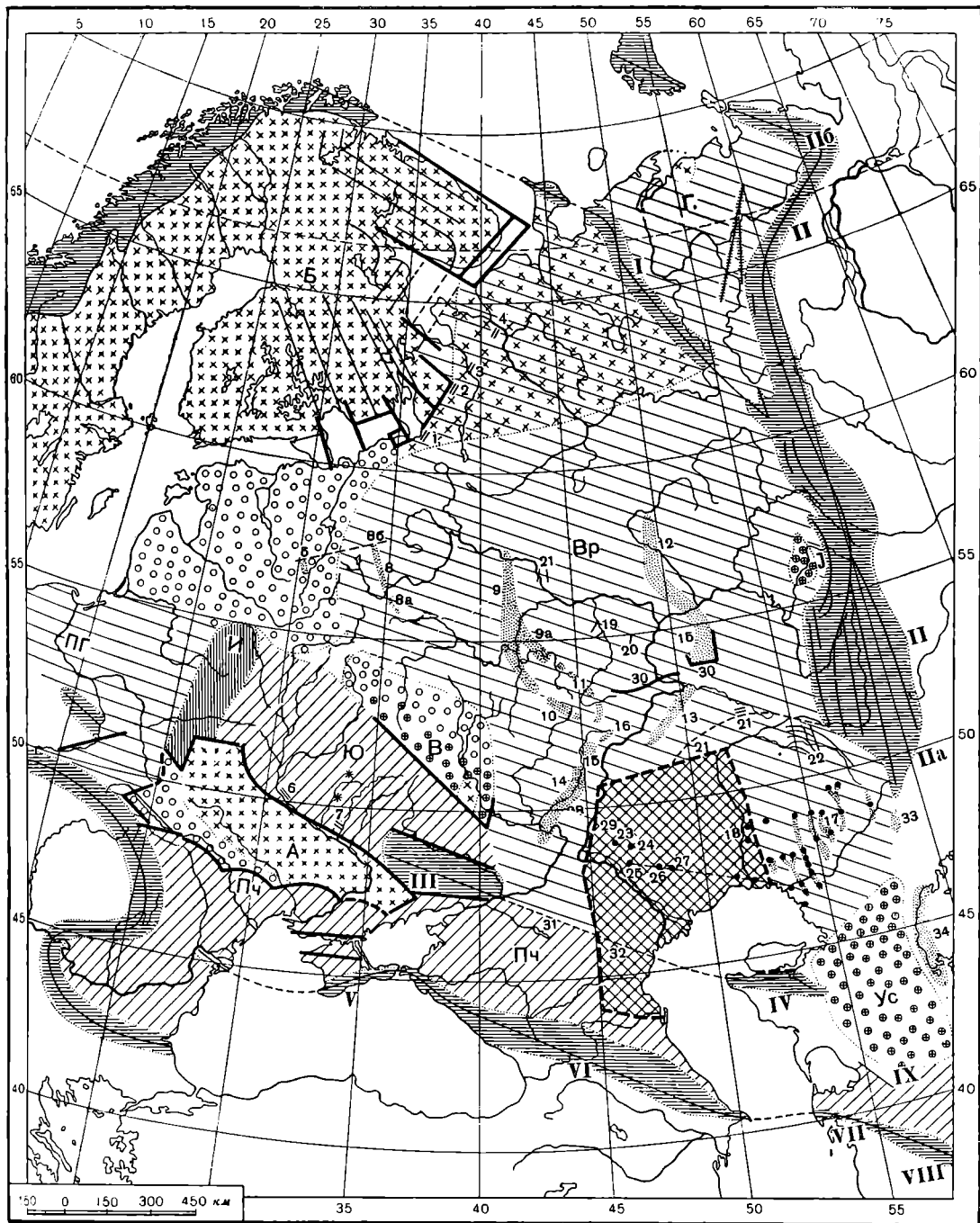
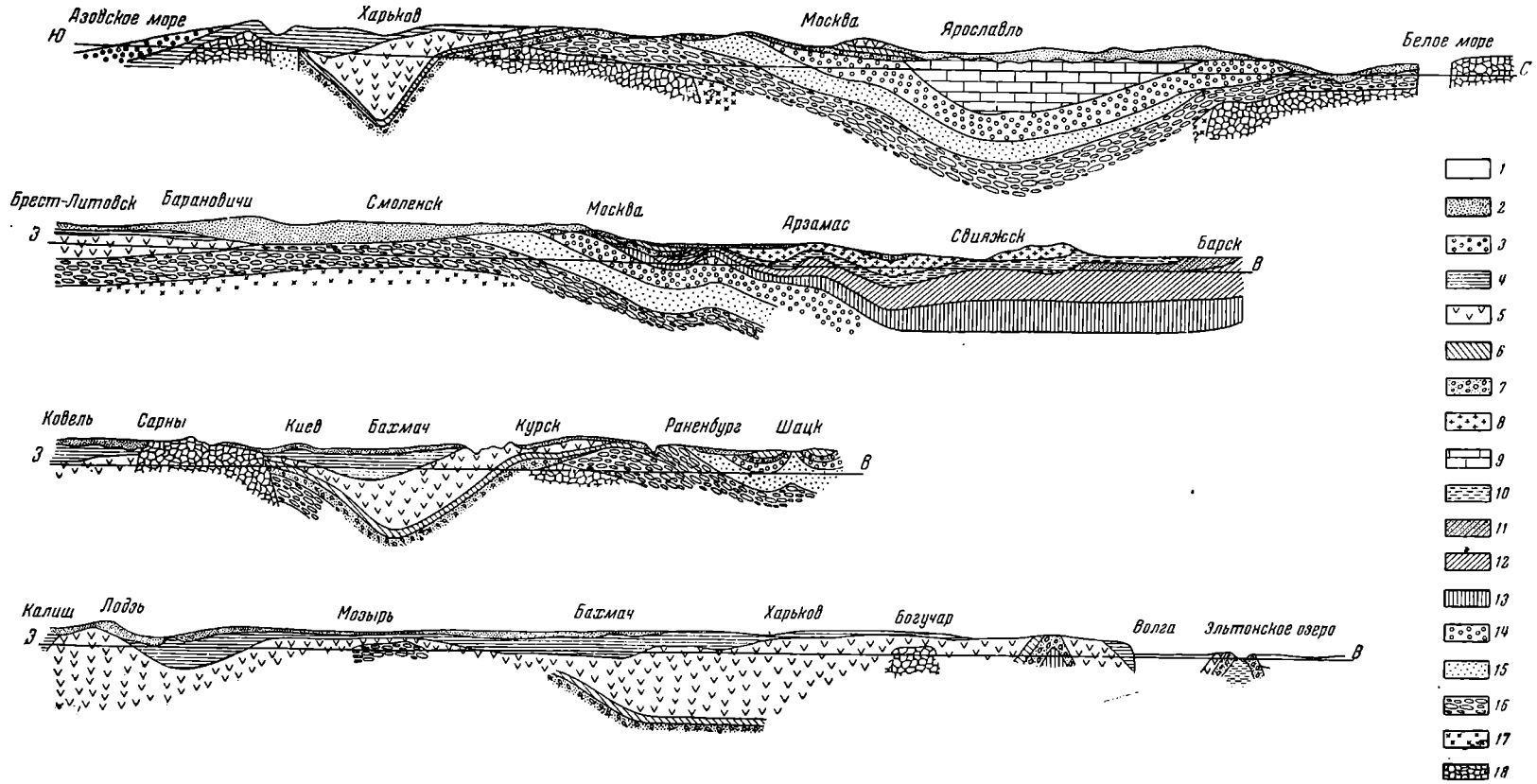
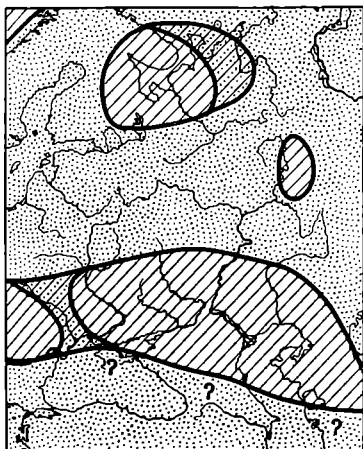
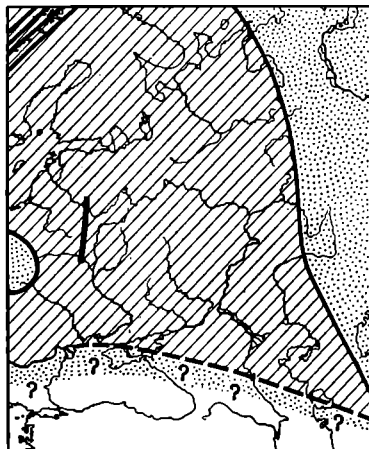


Таблица II

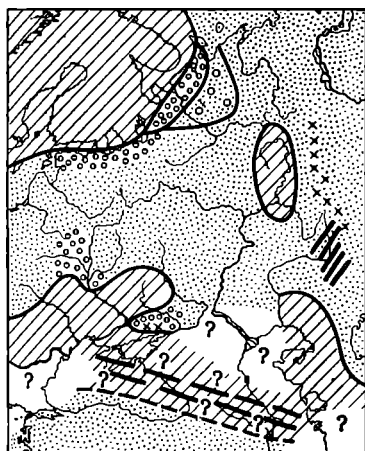




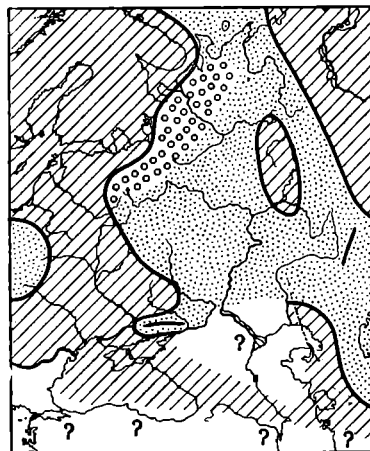
1



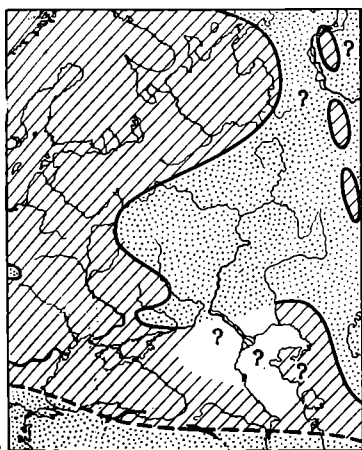
2



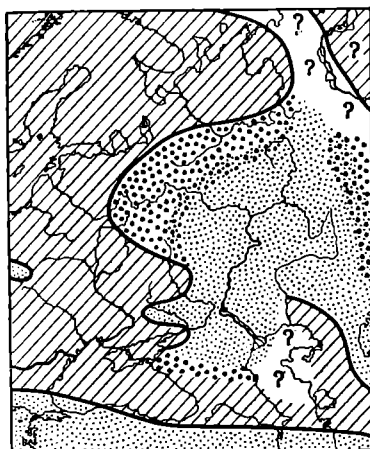
3



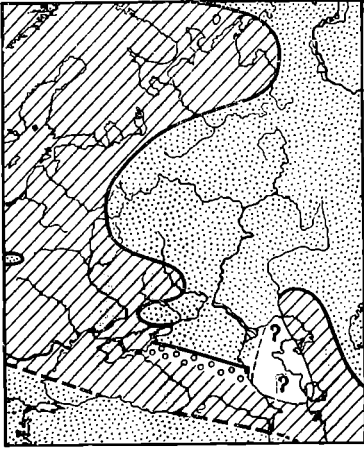
4



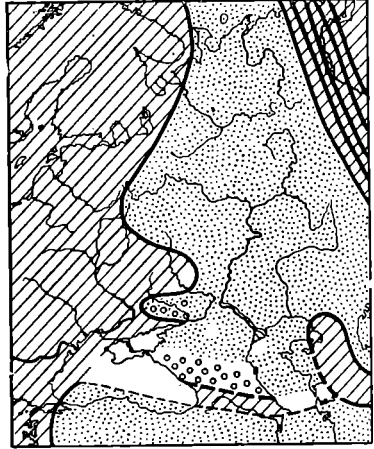
5



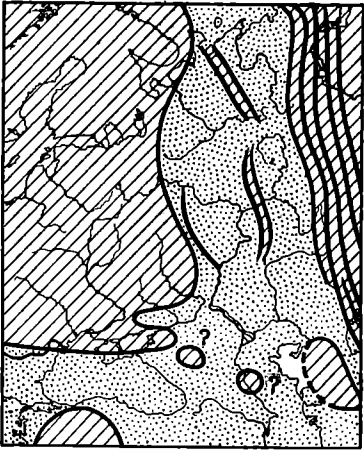
6



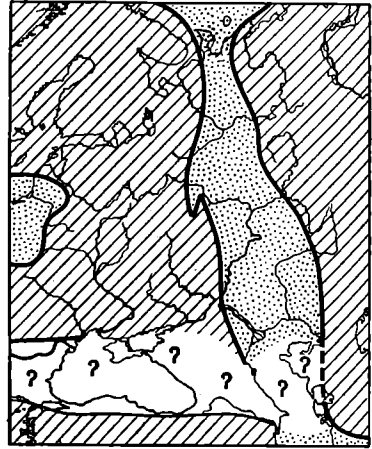
1



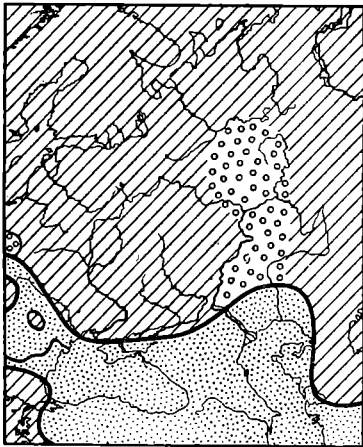
2



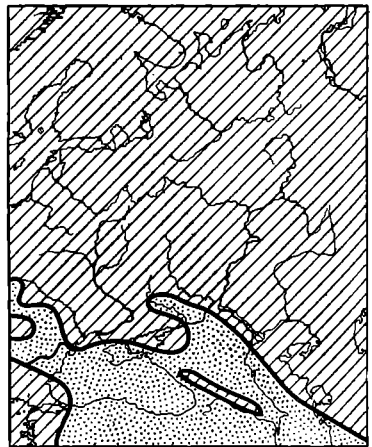
3



4

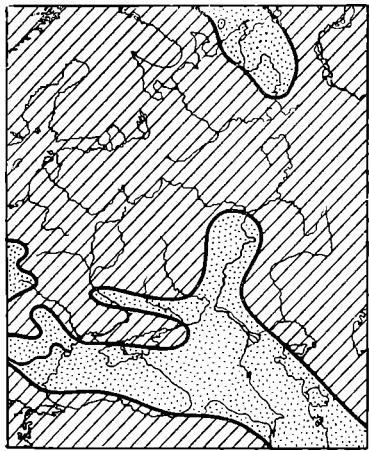


5

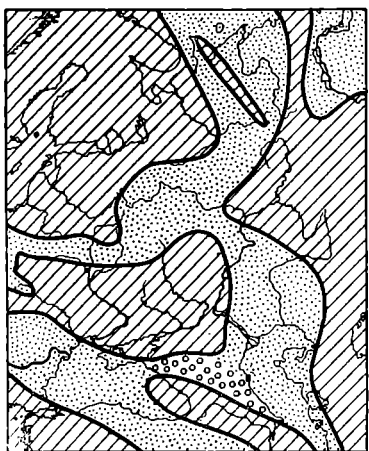


6

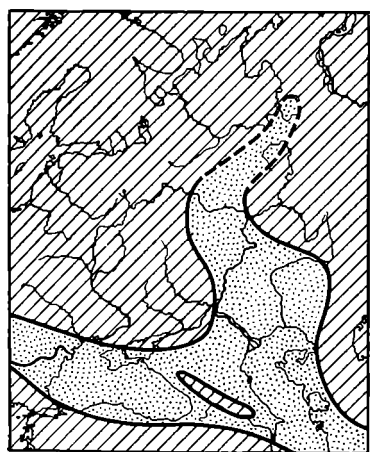
12



1

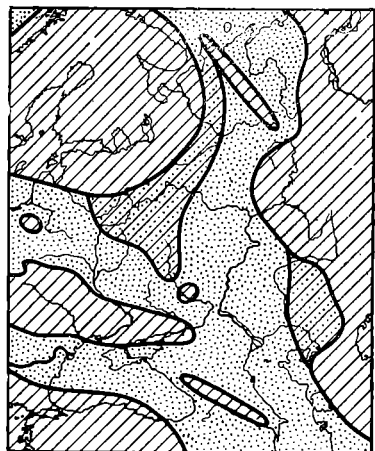


3

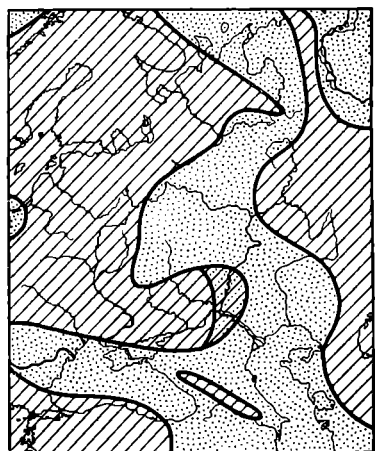


5

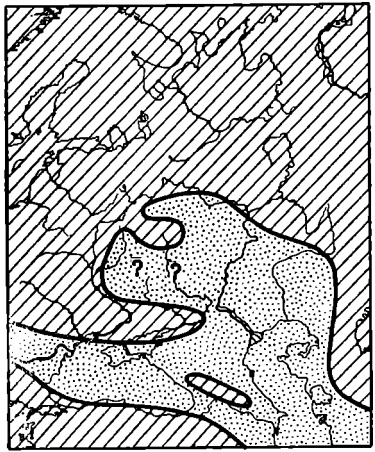
Таблица V



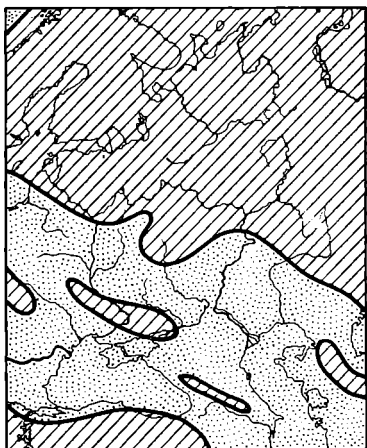
2



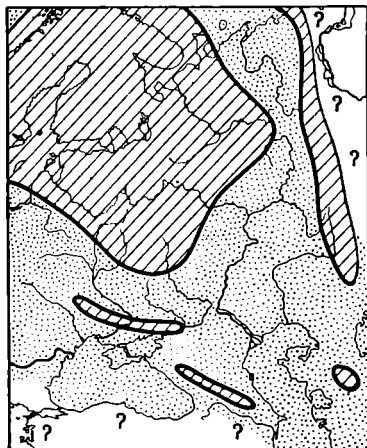
4



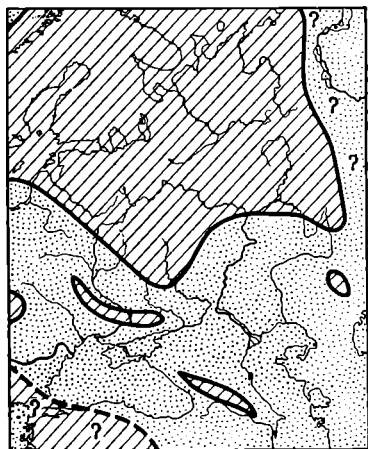
6



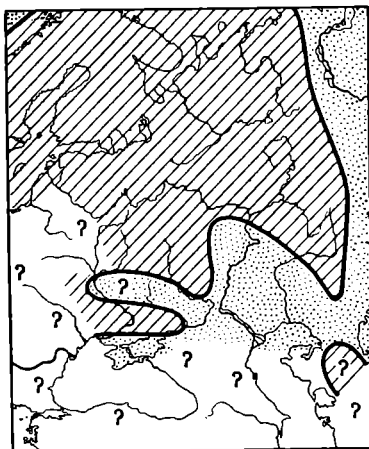
1



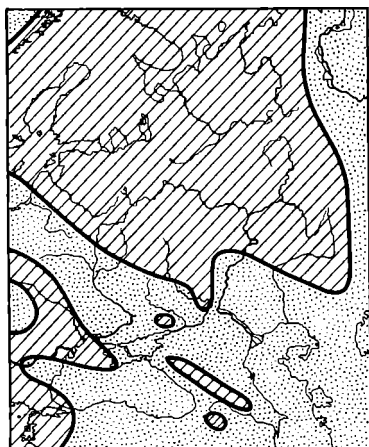
2



3



4



5

НЕСКОЛЬКО СООБРАЖЕНИЙ О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ СТАВРОПОЛЬСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ И ПРИМЫКАЮЩИХ К НЕЙ ЧАСТЕЙ КАВКАЗСКОГО ХРЕБТА¹

В связи с изучением Русской платформы я давно интересовался геологической структурой Ставропольской возвышенности и ее отношением к платформе и Кавказу, но отсутствие личного знакомства с районом и недостаток литературного материала не позволяли подойти к рассмотрению этих вопросов.

За последние два года мне удалось посетить ряд пунктов на северном склоне Кавказа, в том числе и Минераловодский район, и близко познакомиться с геологией бассейна Терека, где Московской горной академией производились работы по изучению нефтяных месторождений этой области. Накопленный материал наводит на ряд соображений, изложению которых и посвящена эта заметка.

Тектоническая структура средней части северного склона Кавказского хребта, примыкающей к Ставропольской возвышенности, резко отличается от структуры как более восточных, так и более западных частей этого склона. И там, и здесь мезозойские и третичные отложения являются более или менее резко дислоцированными, образуют многочисленные складки, испытывают крупные горизонтальные смещения по плоскостям надвигов и проч.

В противоположность этому в Минераловодском районе (Герасимов, 1911; Огильви, 1925) вся серия третичных и мезозойских пород имеет чрезвычайно правильное и пологое, всего около 5° , падение на север и северо-восток. Северные линии железной дороги это пологое падение переходит в еще более слабый, еле уловимый наклон третичных осадков, слагающих Ставропольскую возвышенность. Таким образом, мы не имеем здесь даже более или менее крутого моноклиналичного падения слоев, не говоря уже о складчатости последних или о надвиговых явлениях, которые свойственны районам, прилегающим к Минераловодскому с востока и запада. Резкие нарушения напластования имеют здесь место только в непосредственной близости к лакколлитам и обязаны своим происхождением возникновению последних. Эти лакколлиты являются последней особенностью Среднего Кавказа, в котором проявления недавней вулканической деятельности выдвинуты гораздо далее к северу, нежели в остальных частях хребта².

К указанным тектоническим особенностям Минераловодского района присоединяются также и некоторые особенности его стратиграфии, зависящие от особенностей геологической истории этой области.

¹ Опубликовано в Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1926, 4 (1—2).— *Ред.*

² Указания на существование вулканических пород в окрестностях Грозного являются неверными.

Каменноугольные, пермские и триасовые отложения, распространенные в западном Кавказе, в центральных частях хребта не известны, но придавать этому особое значение нельзя в силу малой изученности палеозойских отложений Кавказа вообще и в силу неизвестности их также и в восточной половине хребта.

Чрезвычайно большой интерес представляют юрские отложения, нижний и средний отделы которых, столь мощно и сложно развитые в бассейне Терека и Кубани, в Минераловодском районе сведены к небольшой толще песчаников, весьма бедных остатками моллюсков и местами в изобилии содержащих остатки растений; тех мощных свит сланцев, которые характеризуют восточный и западный Кавказ, здесь нет и следа.

Точный возраст песчаников Минераловодского района остается неизвестным, и не исключена возможность, что они соответствуют лишь небольшой части среднеюрских отложений других районов. Для меловых и палеогеновых отложений каких-либо особенно резких отличий центральных частей Северного Кавказа от восточных и западных указать, кажется, нельзя.

Неогеновые отложения в главной их массе далеко обходят Минераловодский район с севера. Миоценовые отложения при приближении к Минераловодскому району с востока переходят в мелководную фацию. В плиоцене расположенная к северу от района область Ставропольской возвышенности служила тем барьером, который разделял верхнетретичные бассейны Черноморской и Каспийской областей.

В течение верхнетретичного времени эта область носит характер какой-то массивной глыбы, которая начала медленно подниматься еще в среднемiocеновое время, шаг за шагом оттаявая к северу морской бассейн, омывавший подножье Кавказского хребта. В понтический век поднятие это продвинулось настолько, что бассейн оказался подразделенным на два участка — Черноморский и Каспийский, которые соединялись между собою только узким проливом вдоль современного Маныча и Каласа. В верхнем плиоцене пролив этот оказывается уже пережатым продолжающимся поднятием, и Черноморская область утрачивает сообщение с Каспийской.

Из сказанного выше об особенностях строения юрских отложений центральной Минераловодской части Северного Кавказа можно сделать заключение, что эта область и в юрское время играла роль какого-то приподнятого массива, подразделявшего восточную, Каспийскую, часть юрского бассейна от западной, Черноморской. И к западу, и к востоку от этого массива располагались медленно прогибавшиеся вапны, в которых отлагались огромной мощности глинистые осадки, на самом же массиве шло образование только прибрежных, а частью, быть может, и континентального типа песчаных пород.

Более внимательное изучение юрских и нижнемеловых отложений окрестностей Минеральных Вод, с которыми мне довелось лично ознакомиться минувшим летом, дает еще более определенные доказательства существования нашего гипотетического массива и более точно намечает его положение.

К югу от Кисловодска по Эшкакону, Кич-Малке, Хасауту и Малке юрские породы начинаются внизу толщами песчаников, которые по мере движения к северу делаются грубозернистыми; выше песчаников залегают титонские известняки, и заканчивается эта серия небольшой толщей красных и зеленоватых глин, песчаников и мергелей с прослоями и линзами гипсов.

В ближайших окрестностях Кисловодска, на р. Аликоновке, свита

юрских отложений сильно сокращается. Здесь отсутствуют не только песчаники, но и известняки, и непосредственно на красных гранитах, переходящих кое-где в гнейсовидные разности, залегает верхняя красноцветная толща. Последняя петрографически построена здесь существенно иначе, чем южнее, и состоит внизу из гранитной дресвы и брекчий, а сверху из пестрых глин. В более южных местностях, на Березовке и Эшкаконе, где красноцветные породы подстилаются известняками, в них встречаются только прослойки гранитной дресвы.

В этих последних местностях красноцветная толща имеет характер лагунных отложений, тогда как на Аликоневке она, повидимому, представляет уже образование континентальное.

В других пунктах окрестностей Кисловодска основание меловых отложений не обнажается, но мне представляется в высшей степени вероятным, что морские юрские породы здесь вообще отсутствуют, и налегание красной толщи на граниты и другие древние образования может быть для этой области явлением нормальным. Самая окраска красноцветной верхнеюрской толщи, столь широко распространенной по Северному Кавказу, без сомнения, зависит от размывания в эпоху ее отложения каких-то близких массивов кристаллических, по преимуществу, вероятно, гранитных пород. Выходы этих пород располагались, по всей вероятности, к северу от Минераловодского района, в области Ставропольской возвышенности.

Возраст аликоновских гранитов с точностью определить трудно; они во всяком случае древнее юры и могут представлять триасовые или, что гораздо вероятнее, древнепалеозойские образования, но не исключена возможность и того, что мы имеем здесь дело и с образованиями докембрийскими.

Так или иначе, но все сказанное делает вполне вероятным, что отсутствие сколько-нибудь значительных дислокаций в мезозойских и третичных отложениях Минераловодского района объясняется существованием на месте современной Ставропольской возвышенности и в районе Среднего Кавказа, расположенном непосредственно к югу от последней, устойчивого, не смятого третичными горообразовательными движениями массива, сложенного сильно дислоцированными древнепалеозойскими и, может быть, в северной части, докембрийскими породами. В эпоху третичных горообразовательных процессов массив этот испытал только разломы, по которым поднялась магма, образовавшая характерные для Минераловодского района лакколиты. Обращает на себя внимание, что лакколиты располагаются севернее параллели Кисловодска, т. е. там, где, по сделанному только что предположению, подземный массив может быть образован докембрийскими породами. Если вообще это предположение о докембрийском возрасте пород, расположенных под Ставропольской возвышенностью, правильно, то интрузии, давшие начало лакколитами, могут приурочиваться к пограничной полосе между докембрийским массивом и припаянными к нему с юга дислоцированными каледонской складчатостью и проникнутыми разнообразными интрузиями древнепалеозойскими породами.

Вероятность существования под современной Ставропольской возвышенностью массива жестких кристаллических пород заставляет, между прочим, существенным образом изменить представления о характере того прогиба земной коры, который сопровождает с севера крымско-кавказско-копет-дагскую систему. Называя этот прогиб Причерноморской впадиной (Архангельский, 1923), я разумел первоначально под этим именем всю ту весьма длинную, но сравнительно узкую пограничную полосу

между Русской платформой и упомянутой горной системой, которая до огромной глубины заполнена осадочными породами и в которой кристаллический фундамент платформы лежит весьма глубоко, сильно истончен или даже вовсе отсутствует. Ставропольский выступ кристаллических пород, очевидно, подразделяет эту впадину на две части, из которых западную только и следует называть Причерноморской. Восточная половина впадины сильно маскируется поперечным по отношению к кавказско-копет-дагской складчатой системе прогибом Каспийского моря, но все же ясно прослеживается приблизительно от Георгиевска через нижнее течение Сулака и Терека и глубинную часть среднего Каспия до так называемого Туркменского грабена Мухкетова, отделяющего систему Копет-дага от северных, высоких Кара-кумов. Быть может, для этой части впадины следует принять название Терско-Туркменская впадина.

Предполагаемая нами под Ставропольским плато докембрийская подземная глыба может представлять остаток того Южно-Русского кристаллического щита, который, по воззрениям А. П. Карпинского (1919) и моим, в древнепалеозойское время тянулся непрерывной полосой от Азовско-Подольского кристаллического щита через Каспийское море к современному Устурту. К югу от этого массива располагалась геосинклиналь, в которой в нижнедевонское время имели место горообразовательные движения, создавшие древний, каледонский Кавказ. По моим представлениям, в связи с этой складчатостью, быть может, непосредственно после нее началось расчленение Южно-Русского щита, причем первой стадией этого процесса явилось заложение «компенсационной» впадины, или ряда впадин, на месте современного Донецкого и Мангышлакского кряжей. Эта система впадин в процессе своего развития прошла через стадию геосинклинали, и развитие ее закончилось образованием Донецко-Мангышлакского тектонического сооружения.

Второй известный этап расчленения Южно-Русского щита падает на эпоху верхнетриасовых тектонических движений на Кавказе и Мангышлаке, когда севернее Донецкого кряжа возникает современная Южно-Русская впадина, остановившаяся в настоящее время на первой фазе своего развития и не превратившаяся в геосинклиналь.

Образование Донецко-Мангышлакской и Южно-Русской впадин должно было привести к распадению Южно-Русского щита на более узкие широтные полосы. Устурт мог при этом остаться в непрерывной связи через Ставропольскую область с Азовско-Подольской кристаллической глыбой. Когда и как возникли опускания участков щита, располагавшихся на месте современного Азовского и Каспийского морей, или, другими словами, когда и как отделился Азовско-Подольский кристаллический массив от подземной кристаллической глыбы Ставропольского плато, а последняя — от подземной кристаллической массы Устурта, остается неизвестным. В настоящее время я считаю возможным думать, что зачатки Каспийской впадины, в широком смысле этого слова, включая в это понятие и расположенную к северу от Каспия Прикаспийскую низину, возникли в связи с герцинскими горообразовательными процессами, и что все это огромное опускание представляется «компенсационным» движением по отношению к поднятию Уральского хребта. Во всяком случае, в конце пермского периода Прикаспийская впадина уже ясно обрисовывается. Современная Каспийская и Прикаспийская депрессии, вероятно, находятся в геосинклинальной стадии развития, что доказывается теми своеобразными тектоническими нарушениями, которые имеют место в ее северных частях.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России. М., 1923.
- Герасимов А. П. Краткий геологический очерк района Кавказских Минеральных Вод. Мат. позн. геологич. строения России. М., 1911, вып. 3.
- Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России. Пг., 1919.
- Огильви А. К. К вопросу о происхождении минеральных источников района Кавказских Минеральных Вод. Тр. Бальнеолог. ин-та на Кавказск. Минер. Водах, 1925, 2.
-

СХЕМА ТЕКТОНИКИ СССР¹

I

За последнее время наша геологическая литература, столь бедная работами общетектонического характера, обогатилась статьями Д. В. Наливкина (1933) и М. М. Тетяева (1933), в которых названные геологи ставят своей задачей подразделить территорию СССР на естественные тектонические единицы и дать краткую характеристику последних. Изучение этих работ приводит нас к выводу, что предлагаемые обоими авторами тектонические карты чрезвычайно схематичны и во многих отношениях не стоят на уровне того огромного фактического материала, который накопился у нас за последние годы; кроме того, обе карты не отвечают нашим представлениям о том, что должна давать тектоническая схема, которая, если она надлежащим образом составлена, представляет очень большую теоретическую и практическую ценность и дает иногда мощный толчок к дальнейшим работам по расшифровке структуры земной коры. Поэтому мы считаем своевременным дать несколько иное изображение геологической структуры СССР, являющееся развитием опубликованных нами ранее тектонических схем (Архангельский, 1923, 1932; Шатский, 1932^{1,2}).

Карты Наливкина и Тетяева значительно разнятся одна от другой по методике их составления, но обе одинаково страдают малой историчностью, хотя в тексте и тот и другой авторы историческому моменту приписывают решающую роль.

На карте Тетяева (рис. 1) выделены четыре складчатые зоны — альпийская, герцинская, каледонская и докембрийская. Точнее, однако, как явствует из текста и из рассмотрения карты, на последней нанесена область распространения альпийской складчатости, как ее понимает автор, и платформа этой складчатости; в пределах последней выделены области, которые в последний раз испытали складчатость в докембрийский, каледонский и варисцидский (герцинский) периоды складчатости. Никаких указаний на наличие в пределах складчатых областей складчатости различного возраста, на простирание складок, на историю страны после периода складчатости мы на карте не имеем, хотя для этого в отношении ряда областей у нас накопился уже обширный материал. Характерно, что Тетяев эти вопросы в заключительной части статьи ставит лишь в виде проблем для будущей работы, несмотря на то, что часть их вполне возможно уже разрешать с той или иной степенью вероятности для очень крупных участков СССР, на основе существующего фактического материала, и несмотря даже на то, что ряд таких решений уже имеется в литературе. Другой особенностью карты Тетяева является крайне своеобразное проведение

¹ Печатаются по тексту, опубликованному в Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, Отд. геол., 1933, 11, № 4, Соавтор Н. С. Шатский.— *Ред.*

границ между зонами складчатости различного возраста или, что то же, между зонами складчатости данного возраста и соответствующими платформами. Одним из ярких примеров этого может служить западная граница Уральской (герцинской) складчатой зоны, которая проведена у Тетяева на 300 км западнее, нежели у Наливкина, в Поволжье, где она режет на части совершенно однородный в геологическом отношении участок Русской платформы.

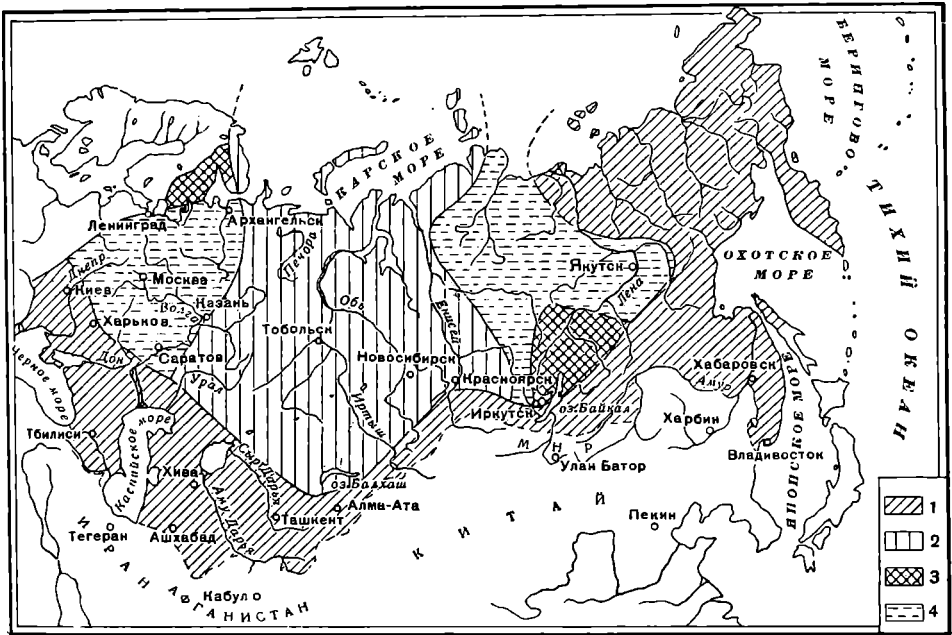


Рис. 1. Геологическая схема СССР М. М. Тетяева:

1 — альпийская складчатая зона; 2 — герцинская складчатая зона; 3 — каледонская складчатая зона; 4 — докембрийская складчатая зона.

По крайней, нарочитой схематичности, отсутствию указанных подробностей, неисторичности карта Тетяева не только не может облегчить какое-либо практическое районирование, но, наоборот, может явиться источником крупных ошибок.

Иначе построена карта Наливкина (рис. 2). Основных подразделений здесь взято даже меньше, чем у Тетяева, — докембрийские, палеозойские и мезо-кайнозойские геосинклинали. Путем выделения подрайонов Наливкин стремится, однако, отразить на своей карте основные геоморфологические единицы, и краткое описание этих подрайонов вводит читателя в историю их развития и основные черты тектоники. Не говоря о некоторых крайне спорных положениях в определении возраста тех или других подрайонов, к чему нам придется возвратиться в дальнейшем, к числу недостатков карты Наливкина следует отнести то же отсутствие структурности и историчности, которое характеризует карту Тетяева.

Переходя к нашей карте, мы прежде всего должны указать те основные тектонические термины, которыми будем в дальнейшем пользоваться. Основными тектоническими элементами земной коры мы считаем геосинклинали и плиты. Определение понятия геосинклиналь дается нами в дальнейшем на стр. 129. Под именем плит нами разумеются участки

земной коры, состоящие из складчатого, претерпевшего ту или другую степень метаморфизма, основания или фундамента и покрывающих последний горизонтальных, или лишь местами слабо нарушенных дислокациями и неметаморфизованных пород. Характер складчатого фундамента плит показывает, что все они, не исключая древнейших, проходили в своем развитии геосинклинальные фазы. Плиты отличаются друг от друга прежде всего по возрасту складчатости фундамента; для обозначения возраста этой складчатости мы присоединяем к собственному названию плиты соответствующее прилагательное, например: докембрийская Сибирская плита

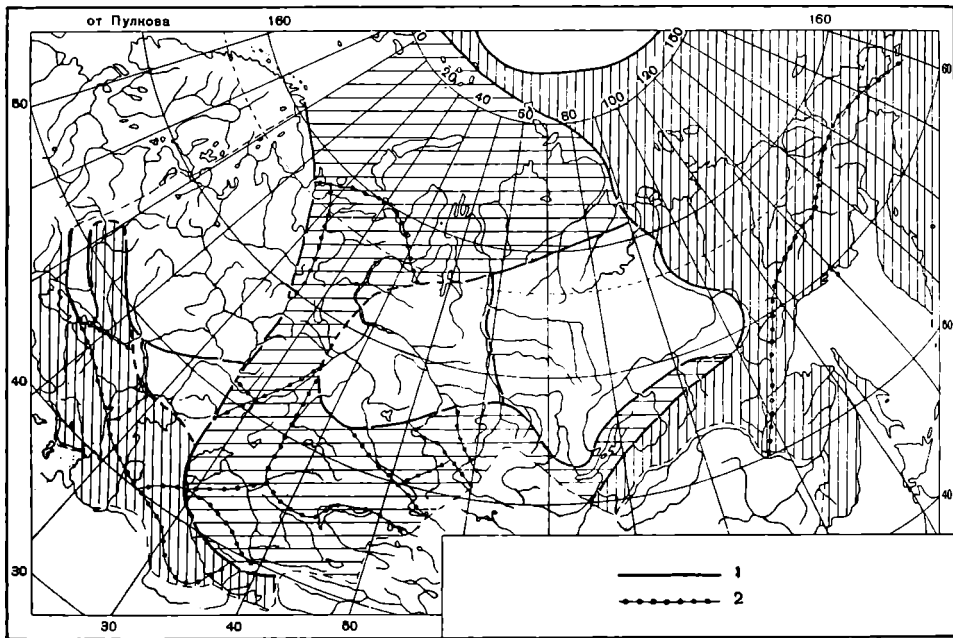


Рис. 2. Геологические районы СССР, по Д. В. Наливкину:

вертикальная штриховка — мезокайнозойские геосинклинали; горизонтальная штриховка — палеозойские геосинклинали; без штриховки (в пределах СССР) — археопротерозойские геосинклинали; 1 — границы регионов; 2 — границы районов.

или палеозойская (каледонско-варисийская) Урало-Сибирская плита и т. д.

В истории развития земной коры плиты являются форландами для складчатости, происходящей в прилегающих к ним геосинклинальных областях. Для обозначения возраста той складчатости, по отношению к которой та или иная плита играла роль форланда, мы употребляем следующие выражения: плита каледонской складчатости, плита альпийской складчатости и т. д.

Наша карта, подобно картам Наливкина и Тетяева, имеет в виду прежде всего подразделение территории СССР на области, отличающиеся друг от друга по возрасту той складчатости, после которой соответствующие участки земной коры утрачивали свойства геосинклинали и приобретали свойства плит. Мы думаем, что существующий материал достаточен для выделения шести групп складчатости: 1) древней докембрийской, 2) новой докембрийской, которая выделяется условно в Сибири, 3) каледонской, 4) варисийской или герцинской, 5) мезозойской и 6) альпийской.

В отличие от Тетяева и Наливкина мы во всех тех случаях, в которых это по состоянию фактического материала и по масштабу карты представлялось возможным, указываем основные простирания складчатости. Ограничиться этим нам, однако, казалось нерациональным, и мы пытались изобразить на карте те главнейшие структурные единицы второго порядка, которые возникли в пределах основных складчатых сооружений, превратившихся в плиты, под влиянием последующих движений эпейрогенического характера. В результате этих движений некоторые участки плиты претерпевают погружения, и древние, складчатые породы опускаются в их пределах на очень большую глубину, под мощный покров более молодых ненарушенных пород, в то время как в других участках этот складчатый фундамент платформы залегает непосредственно на поверхности или на относительно небольшой глубине. Районы, в которых имеет место такое поверхностное залегание древнего складчатого фундамента, мы называем выступами последнего, а районы опусканий его — впадинами; в пределах выступов мы различаем области, где фундамент выходит непосредственно на поверхность от областей, в которых он скрыт на относительно небольшой глубине под более новыми породами. Необходимо подчеркнуть, что указанные термины являются тектоническими, а не чисто морфологическими, и понятия о впадинах и выступах включают в себя представление о медленных вертикальных движениях данных участков земной коры.

Введением указанных сейчас обозначений обеспечивается передача основных моментов тектонической истории области в платформенной фазе ее развития, моментов, представляющих первостепенный научный и практический интерес. В высшей степени важным с обеих указанных сейчас точек зрения представляется также изображение на карте основных моментов тектонической истории области, предшествовавшей последней интенсивной складчатости. В связи с этим мы всюду, где это оказалось возможным, пытались указать наличие в пределах складчатых сооружений следов более древней складчатости. При наличии тесной связи между складчатостью и интрузиями магмы тектоническая карта, на которой нанесены главнейшие фазы складчатости, дает важные указания и на магматическую историю страны, а стало быть, и на историю металлогении последней.

Последнее, что мы считаем полезным сделать при составлении карты для придания картине возможно большей ясности, — это на западе выйти за пределы советской территории, распространив схему на те области, тектоника которых может считаться в основном выясненной, именно на Среднюю и Западную Европу, Северную Африку и Юго-Западную Азию; включать в карту области Центральной и Восточной Азии, лежащие вне советских пределов, нам казалось нерациональным ввиду их малой относительно изученности.

Карты Наливкина и Тетяева, кроме других отличий, разнятся между собой тем, что первый за основные структурные элементы, выделяемые на карте, принимает геосинклинали, а второй — складчатые зоны. Между этими двумя понятиями, по указанию Тетяева, существует глубокая принципиальная разница. Очевидно, нам нужно выявить эти различия и стать на ту или иную определенную точку зрения.

Хорошо известно, что различия между плитами и геосинклинальными областями выявляются с наибольшей отчетливостью и резкостью в моменты интенсивного складкообразования, которые в истории земли подразделены промежутками, в течение которых складкообразование затухает: именно в эти «фазы складчатости» резко обособляются, с одной стороны, больших или меньших размеров массивы, в пределах которых осадочные

породы сохраняют в общем свое первоначальное, приблизительно горизонтальное положение, а с другой — разделяющие и окаймляющие их со всех сторон полосы, где породы того же возраста большею частью собираются в более или менее мощные и сложные складки.

По мнению Тетяева (1933), эпоха складчатости не просто выявляет с наибольшей резкостью ранее существовавшие различия между платформами и областями, в которых развивается складчатость, но самые различия, самые противоположности между этими основными структурными элементами возникают лишь в момент складчатости:

«Складчатая зона со своими платформами возникает только в определенный исторический момент, именно в момент проявления складкообразования, как частной формы геотектогенеза. Только складкообразование выявляет в этот момент противоположности двух соседних участков и определяет не только себя, но и свою платформу. До этого момента и после него оба участка объединяются в других частных формах геотектогенеза, общих для обеих частей. Приуроченные только к данной ступени развития на следующих ступенях его эти участки видоизменяют свое соотношение и данная складчатая зона может участвовать в складчатости следующего исторического этапа или же сделаться платформой новой зоны складчатости, как данная платформа на следующей ступени развития может или перейти в складчатую зону, или остаться платформой».

Тетяев подчеркивает, что существует «глубокое принципиальное различие между складчатой зоной и ее платформой как целостно-геологической структурой, соответствующей определенной ступени развития земли и геосинклиналию с континентальными массивами».

«Иначе, говорит он, дело обстоит с понятием геосинклинали, которая, по мнению авторов этого понятия, существует не только в момент складчатости, но и в течение всего предыдущего момента между двумя складчатостями, иногда протягиваясь на несколько эпох складкообразования. Соответственно этому и континентальный массив сохраняет свое постоянство в течение ряда геологических периодов, независимо от изменяющихся форм геотектогенеза. Различаясь только, как области смывания и накопления, эти понятия не имеют ничего общего с формами геотектогенеза и, следовательно, не отражают хода развития структурных связей и изменения законов этого развития».

Быть может, ни в одной стране мира не проявляется с такою ясностью связь между плитами с их спокойным залеганием пород и областями развития складчатости со свойственной им сильной дислокацией, как в СССР, нигде, быть может, не является столь очевидным, что плиты и области складчатости нельзя мыслить раздельно, и что они при всей их противоположности образуют единые для данного момента геологические структуры высшего порядка; нигде, быть может, изучая процесс развития земной коры, нельзя найти столько блестящих примеров того, что плиты и геосинклинали для различных этапов жизни земной коры различны, что области складчатости превращаются при этом в платформы и обратно. Все эти положения уже очень давно проводятся нами, и в этом отношении у нас с Тетяевым нет разногласий.

Констатируя это, мы в то же время должны, однако, со всей определенностью подчеркнуть и другое положение. С полной очевидностью при изучении геологического строения СССР выясняется также и то, что области, в которых развивается складчатость, и соответствующие им платформенные области резко отличаются друг от друга и в промежутках времени, разделяющих две соседние эпохи складкообразования; эти различия сглаживаются после окончания складкообразования, но весьма часто, в том случае, когда складчатость повторяется в той же области, указанные различия сохраняются и более продолжительное время.

Факт этот настолько очевиден и ясен, что, само собой разумеется, не мог остаться неизвестен Тетяеву. И действительно, последний в своей статье касается тех отличий, которые характеризуют области будущей складчатости в период, предшествующий образованию складок, но старается всемерно умалить их значение.

Бросающимся в глаза отличием складчатых зон по сравнению с их форландами является кроме энергичной дислокации мощность развитых в их пределах осадочных пород. Тетяев следующим образом формулирует вывод, вытекающий из имеющегося у нас опыта.

«При отсутствии качественного различия в составе осадочных пород складчатой зоны и ее платформы, образовавшихся в период между двумя складчатостями, складчатая зона обладает большей их мощностью и разнообразием, чем платформа, причем это количественное различие нарастает постепенно при переходе из одной области в другую».

Если даже принимать, что качественных отличий в составе осадков между рассматриваемыми структурными элементами действительно не существует, то нам кажется, что уже одна мощность свидетельствует о достаточно глубоких отличиях области, в которой развиваются складки, до образования последних. Огромная, иногда в несколько тысяч метров мощность осадков, которые нередко во всей их толще являются образованиями мелководными, а иногда даже и континентальными, с очевидностью доказывает, что областям будущей складчатости свойственны характерные движения земной коры, имеющие своим следствием их погружение, опускание.

Далее, необходимо иметь в виду, что образование мощных толщ обломочных пород, которые здесь наблюдаются, предусматривает наличие возвышенных участков суши, разрушение которых доставляет областям погружения скопляющийся в их пределах терригенный материал. Изучение истории нашего палеозоя показывает, что обломочный материал не мог поступать в районы будущей складчатости с платформ, которые или представляли плоские равнины, или были затоплены морем. Следовательно, возвышенные участки, доставлявшие обломочный материал, существовали в пределах самых областей будущей складчатости, повидимому, как остатки от горных цепей, созданных в предшествовавшие фазы складчатости.

Таким образом, области складчатости приходится представлять себе состоящими из комплекса районов опускания, в которых накопились осадки, и районов сильно приподнятых горного типа, доставлявших материал для этих осадков. В эпохи общих опусканий области будущей складчатости представляют собой морские бассейны, усеянные линейно расположенными группами высоких островов, а в эпохи поднятий — комплекс горных хребтов и обширных котловин опускания, часть которых может быть занята пресноводными или морскими бассейнами.

Плиты, которые легко подразделить на районы с поверхностным залеганием складчатых пород, составляющих их древний складчатый фундамент, и на районы с глубоким залеганием этого фундамента, также представляют собой комплексы участков поднятия и участков опускания. Здесь, однако, интенсивность, амплитуда этих движений далеко не достигает тех размеров, которые характеризуют области будущей складчатости, а поэтому и рельеф платформ в общем должен резко отличаться от рельефа областей складчатости своей равнинностью. В эпохи поднятий платформы представляют более или менее плоские равнины, в эпохи опусканий или

сплошь покрываются морем, или имеют еще возвышающиеся над водой плоские, низменные острова.

Тетяев, конечно, не мог в той или иной мере не чувствовать этих различий платформы и области будущей складчатости, и действительно в его статье сказанное сейчас нами находит себе некоторое отражение, хотя и в очень своеобразной, неопределенной форме.

«Так как комплексы осадочных образований, читаем мы у него, в складчатой зоне и платформе качественно не различаются, мы должны признать, что в междускладчатый период будущая складчатая зона и платформа имеют одну общую форму геотектогенеза, т. е. представляют собою единое целое. Вместе с тем, однако, констатируя для складчатой зоны и платформы количественное различие их состава, выражающееся в большей общей его мощности и в большем разнообразии литологических разностей, следует допустить количественное различие в проявлении одной и той же формы геотектогенеза. Указанная большая мощность и большее разнообразие осадков обуславливаются более сильной амплитудой и большей частотой этих колебательных движений. Сосредоточиваясь в месте будущей складчатой зоны, это нарастание количества и величины колебательных движений как бы подготавливает качественный переход этой формы геотектогенеза в другую его форму — складчатость».

Не входя в обсуждение вопроса о «колебаниях», заключающего в себе много спорного, мы здесь только отметим, что и Тетяев признает большую интенсивность движений в пределах будущей складчатой зоны. Если это так, то очевидно, что область, в которой развивается складчатость перед процессом складкообразования, отличается от платформы, и мы имеем все основания выделять ее в особый структурный элемент. Земная кора в его пределах отличается таким образом большей подвижностью, в нем накапливаются мощные толщи осадочных пород, указывающие на глубокое прогибание всей области или отдельных ее частей, эти осадочные породы в дальнейшем испытывают складчатость; после складчатости область или превращается в платформу, или после значительного промежутка времени, в течение которого в ее пределах повторяются указанные ранее явления, переживает второй пароксизм складчатости. Вполне очевидно, что мы здесь имеем сумму признаков, характеризующих геосинклиналь, и потому нам нет никаких оснований отказываться от этого понятия, которое с развитием геологических знаний отнюдь не изживает себя, а приобретает все более определенный и глубокий смысл. Нельзя, отбрасывая случайно появившиеся и явно неверные элементы понятия, как вечность древних щитов, непрерывное обрастание их складчатыми зонами, возникающими из геосинклиналей, постепенное отмирание последних на земном шаре, невозможность превращения древних платформ в геосинклинали и т. д., отрицать самое понятие, которое должно развиваться параллельно с развитием геологии.

Учитывая все сказанное, мы в дальнейшем пользуемся обычной терминологией, исходя из понятий о плитах и геосинклиналях; термины «складчатая зона», «складчатое сооружение» употребляются нами в чисто морфологическом смысле, причем, как это будет видно в дальнейшем, выражение «складчатая зона или складчатые сооружения определенного периода» не покрывает выражения «геосинклиналь такого-то периода», так как, возникая в пределах геосинклинали, складчатость необязательно в данную фазу распространяется на всю площадь геосинклинали.

Перейдем теперь к краткому обзору тех признаков, которые, кроме мощности, отличают геосинклинальные образования, входящие в состав тех или иных складчатых сооружений определенного периода, от разновозрастных платформенных образований.

Зная, насколько процесс образования осадков зависит от рельефа дна бассейнов и прилегающих к ним участков суши и от тех движений, которые испытывает земная кора, очень трудно допустить, чтобы в геосинклинальных областях отлагались только те породы, что и на платформах. В скрытой форме это признается, как это ни странно, и Тетяевым, который говорит о «большем разнообразии осадков» в пределах будущей складчатости. Ближайшее рассмотрение вопроса показывает, что осадки, отлагающиеся в складчатых областях в эпоху, предшествующую складчатости, кроме своей мощности, характеризуются еще присутствием некоторых типов отложений, или вовсе не встречающихся в пределах плит, или же встречающихся здесь редко и в нетипичном развитии. К числу таких пород в первую очередь принадлежат мощные толщи глинистых сланцев, или вовсе лишенных ископаемых, или же содержащих остатки планктонных и свободно плавающих организмов (граптолиты, итероподы, рыбы) при отсутствии бентоса; породы эти, как известно, в значительной мере являются осадками зараженных сероводородом бассейнов. Далее, чрезвычайно характерными для складчатых областей являются некоторые кремнистые сланцы и иллы, образование которых, повидимому, связано с весьма распространенными здесь подводными излияниями основных лав. Можно указать также на такие образования, как флиш, приуроченный только к складчатым зонам, или на граувакки, встречающиеся обычно в областях палеозойских геосинклиналей.

При различии мощности осадочных пород на платформах и в геосинклиналях неодинаково должны протекать там и здесь процессы изменения осадков вне зависимости от явлений метаморфизма, вызываемых складчатостью и интрузиями. В самом деле, огромная мощность накаплиющихся в областях будущей складчатости пород приводит к тому, что в глубоких горизонтах их превращение веществ происходит при таких давлениях и температурах, которые не свойственны плитам. А иные термодинамические условия очевидно должны приводить и к иным результатам.

Последнее отличие геосинклинальных областей от плит в эпоху, предшествующую складчатости, заключается в иной магматической жизни тех и других. Для первых в высшей степени характерны мощные излияния основных магм, очень часто подводные, дающие огромные толщи разнообразных порфиритов и их туфов. В пределах плит эффузивные процессы нередко играют весьма малую роль (Восточная Европа, Северная Америка); в других случаях (Восточная Сибирь, Деккан) излияния на платформах имеют весьма большое развитие, но химический состав их обычно бывает иным, нежели в геосинклиналях.

Обилие в геосинклиналях подводных извержений, в связи с которыми на дно и в воду расположенных здесь бассейнов вносится огромное количество газов и водных растворов, должно иметь следствием иное направление геохимических процессов при отложении осадков и их диагенезе, нежели на платформах. Частичным проявлением этих особенностей осадочного процесса является образование уже упоминавшихся выше кремнистых пород; мы не сомневаемся в том, что дальнейшее внимательное изучение вопроса выявит очень много химико-минералогических особенностей осадочных пород геосинклиналей, обязанных своим происхождением вулканической деятельности.

Все говорит, таким образом, о том, что понятие геосинклиналь не должно быть в настоящее время отброшено. Мы могли бы обойтись без него только в том случае, когда было бы доказано, что типичная складчатость может возникать на месте типичной платформы с ее малыми мощностями осадочных пород и пр., без того, чтобы платформа эта пережилась

предварительно некоторую переходную фазу развития. Таких случаев мы пока установить, однако, не можем, и обычно область, в которой развивается складчатость, проходит фазу мощного накопления осадков, излияний основных лав и т. д.

Удерживая понятие геосинклинали, мы в то же время полагаем, что при картографическом изображении необходимо наносить, как это и делает Тетяев, не геосинклинали того или иного возраста, а складчатые сооружения, возникшие в тот или иной геологический момент. Причина этого заключается в том, что складчатость, как уже было сказано, не всегда охватывает всю площадь геосинклинали. Вполне возможно, например, что значительные участки кайнозойских геосинклиналей сохранились и по сие время, не испытав складчатости, но в этом случае, не имея возможности изучить мощность и состав находящихся в них пород, мы практически не в состоянии отделить их от соседних платформ.

Последнее, на чем нам здесь нужно остановиться, это вопрос о способе проведения границ между складчатой и нескладчатой областями данной эпохи. Если чисто условной является граница между геосинклиналями и платформами, то немногим яснее представляется и положение границ между складчатыми и нескладчатыми областями. Граница распространения интенсивной геосинклинальной складчатости, характеризующей настоящие складчатые сооружения, обычно бывает достаточно ясной и определенной. Однако, вне ее, иногда в очень большом расстоянии от области интенсивной складчатости среди горизонтально залегающих маломощных пород, типичных для платформы, встречаются пологие, широкие складки малой амплитуды. Вблизи от границы интенсивной складчатости нетипичные складчатые нарушения напластования встречаются чаще, имеют иногда весьма характерные формы («саксонская складчатость» и др.).

Обращаясь к картам Наливкина и Тетяева, мы видим у них огромное расхождение в способе проведения границ, находящее себе яркое выражение в том, что границы местами расходятся на несколько сот километров. Наливкин проводит свои границы, сообразуясь с распространением интенсивной, геосинклинального типа складчатости и совершенно повидимому не учитывая упоминавшиеся сейчас нами пологие широкие складкоподобные образования плит. Какой принцип положен в основу построений Тетяева, мы определить не решаемся. Выше уже говорилось о том, что западную границу герцинской Уральской складчатости он проводит в Поволжье, разрезая на две части Восточно-Русскую впадину, которая и к востоку, и к западу от этой границы построена совершенно одинаково. Приходится отметить, что наличие пологой складчатости типа валов здесь не учитывается.

Если в данном случае причина проведения границы в данном положении является непонятной, то в случае совершенно неверного установления границы каледонской складчатости в северо-западной части Русской плиты причина эта становится вполне ясной. Тетяев уже очень давно (в 1912 г.) принимает, что весь Балтийский докембрийский щит, несмотря на его колоссальные размеры, несмотря на то, что по западной границе щита каледонские горные цепи шарьяжами на него надвигаются, представляет только антиклинальное ядро каледонской складчатости. В рассматриваемой статье по этому поводу мы находим следующие характерные строки (Тетяев, 1933):

«Каледонская складчатость на Скандинавском полуострове очерчивается непосредственно, пока на поверхности появляются охваченные ею кембросилурийские породы. К юго-востоку эти породы исчезают благодаря размыву, сменяясь докембрийскими, где при отсутствии в нем стратиграфического расчленения мы не можем обнаружить

имеющихся в нем складок. Это, однако, не может служить аргументом, что складчатость здесь прекращается, и данные косвенного характера, черпаемые из соседних областей, нам показывают продолжение этой складчатости внутри финляндского кристаллического массива, хотя непосредственно этих складок мы обнаружить не можем. На неправильном подходе к такого рода явлениям, когда видимость принимается за сущность, и создались неверные представления о жестких глыбах, якобы служащих упором для складчатости».

Несколько дальше мы находим и указания относительно тех «косвенных данных», которым доказывают принадлежность Балтийского щита к области каледонской складчатости.

«В Ленинградской области при общем спокойном залегании как верхнего, так и нижнего палеозоя, мы встречаем проявление каледонской ступени развития в виде ясно выраженного несогласия между силуром и девонам. Анализируя ближайшие отсюда проявления каледонской складчатости на Скандинавском полуострове, протягивающейся полосой северо-восточного простирания, можно сделать заключение, что в Ленинградской области мы имеем последнее проявление этой складчатости при переходе ее на платформу, каковой и является по отношению к ней по крайней мере вся северо-западная часть западной герцинской платформы».

Достаточно трудно понять, о чем говорит здесь автор,— о трансгрессивном ли залегании девона вообще на нижнем палеозое, или о несогласном налегании девона на силур в районе складок на р. Ловати, тектонический характер которых совсем еще не доказан. Безразлично, как бы мы ни понимали это, необходимо отметить, что отражение геосинклинальной складчатости чувствуется в поднятиях на платформах в чрезвычайно больших расстояниях от области складчатости; поэтому те явления, которые наблюдаются на границе силура и девона в Ленинградской области, ни в какой мере не свидетельствуют о складчатости в области Балтийского щита. Поэтому проведение границы каледонской зоны складчатости по восточной окраине Балтийского щита является совершенно необоснованным, точно так же, как и все рассуждения о каледонском возрасте Балтийского щита, столь настойчиво проводимые Тетяевым, но не подтверждаемые ни одним фактом. Других примеров неправильного и крайне непоследовательного проведения Тетяевым границ складчатых областей нам придется еще коснуться в дальнейшем.

На своей карте мы проводим границы, подобно Наливкину, по окраине интенсивно складчатых районов. Необходимо отметить, что границы между складчатыми зонами и между отдельными районами в этих зонах можно не одинаково точно провести для всей территории Союза. Соответственно со степенью изученности страны, наиболее точно это можно сделать в европейской части Союза и в западной части Сибири. На Дальнем Востоке эти границы весьма предположительны. Мало того, выделение некоторых крупных геотектонических единиц востока Союза не может считаться строго обоснованным.

II

Переходим теперь к краткой характеристике выделяемых нами районов, причем будем останавливаться на их структурных особенностях, а также на главнейших моментах их развития.

Древнейшими с точки зрения складчатости элементами земной коры в пределах СССР являются Восточно-Европейская, или Русская, плита, с одной стороны, и Средне-Сибирская плита — с другой. Складчатый фундамент и той и другой сложился в докембрийское время, но, повидимому, в несколько различные эпохи. И та и другая область в процессе своего дальнейшего развития пережили достаточно сложные и глубокие изменения,

причем отдельные участки их не только превратились в образования, весьма близкие к геосинклинальным прогибам, но и пережили вторичную складчатость.

К таким же древнейшим образованиям, как и указанные выше плиты, относится предположительно область с горизонтально лежащими пластами древнего палеозоя на островах де-Лонга и, может быть, в северо-восточной части архипелага Новосибирских островов. Эта древняя область будет рассмотрена нами вместе с другими складчатыми зонами, расположенными к востоку от Сибирской плиты.

1. ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ (РУССКАЯ) ПЛИТА

В складчатом докембрийском фундаменте в пределах Финляндии и Кольского полуострова можно различить ясные следы трех периодов складчатости: саамского, свекофенского и карельского. Простираемая новейшей, карельской складчатости, или карелид, легко устанавливается по выходам докембрийских пород в Финляндии, Карелии и на Кольском полуострове. Преобладающими являются северо-северо-западные направления; то же простираение имеет карельская складчатость и в средних частях плиты, где оно сказывается в направлении магнитных аномалий и аномалий силы тяжести; на юго-западе, в районе выходов докембрийских пород, на правобережной Украине господствует северо-западное и меридиональное направление складок.

Первоначальные размеры докембрийского складчатого массива Русской плиты остаются нам неизвестными, так как юго-восточный угол ее сильно переработан последующими тектоническими процессами. Судя по распространению палеозойской складчатости на Урале, в Тянь-Шане и на Кавказе, можно думать, что в нижнем палеозое плита на юго-востоке продолжалась в область современного Устюрта.

Еще в докембрийское время поверхность массива была сглажена процессами эрозии до степени пенеплена. Послекембрийские изменения структуры платформы состояли в первую очередь в обособлении в фундаменте районов опускания и поднятий или впадин и выступов. На юго-западе, повидимому, на докембрийском основании, развились некоторые части Польско-Германской впадины, на востоке — колоссальная, сложно построенная Восточно-Русская впадина, на юге — Днепровско-Донецкая. Впадины заполнялись в связи с прогибанием более или менее мощными толщами палеозойских, мезозойских и кайнозойских осадков, а выступы или оставались вовсе не прикрытыми нормальными осадочными породами, или же несут на себе лишь тонкий чехол последних.

Южные части Восточно-Русской впадины, Днепровско-Донецкая и частично Польско-Германская превратились впоследствии в геосинклинали, пережившие в конце палеозоя и в мезозое достаточно интенсивную складчатость. Наиболее интенсивное складкообразование падает здесь на триас и начало юры, с одной стороны (древнекимммерийская фаза), на границу юры и мела — с другой (новокимммерийская фаза), и на границу мела и палеогена, а также на палеоцен — с третьей (ларамийская фаза).

Размыв созданных складчатостью возвышенностей и дальнейшие опускания, связанные с третичными и четвертичными трансгрессиями, вновь превращают рассматриваемые участки докембрийского массива в равнину, которая в эпоху верхнетретичных горообразовательных движений является уже плитой: неогеновые образования здесь или залегают горизонтально или же испытывают весьма слабую дислокацию. Таким образом, для южной части Днепровско-Донецкой и Восточно-Русской впадин в настоящее время

складчатый фундамент состоит уже не из докембрийских, а из палеозойских и мезозойских пород.

В большей, средней части Восточно-Европейской впадины киммерийские горообразовательные движения сказываются в образовании весьма своеобразных пологих валов и рвов, по своей ширине и малой амплитуде перемещений мало напоминающих настоящие складки геосинклинальных областей. Несколько более интенсивными являются дислокации в северной части впадины, в пределах Тимана. Последний один авторы причисляют к системе каледонской складчатости, а другие к варисцийской. А. Д. Архангельский полагает, что Тиман представляет древнекиммерийское сооружение, аналогичное валам более южных частей Восточно-Русской впадины. Иной взгляд на происхождение Тимана был высказан вторым автором этой статьи (Шатский, 1932₂). Тиманские дислокации прослеживаются до полуострова Канина; возможно, что западное продолжение их следует искать на полуострове Рыбачьем и далее в Финмаркене.

2. СИБИРСКАЯ ПЛИТА

Как видно из приложенных карт, объем Сибирской плиты нами понимается иначе, чем Наливкиным, почему-то отрубаям своей «северной геосинклиналью» типическую платформенную площадь низовьев Анабара, значительной части Хатанги и т. д. Тетяев также значительно сужает площадь Сибирской плиты («докембрийской складчатой зоны»), относя западную ее окраину к герцинидам, южную и юго-восточную к каледонидам и альпидам.

История развития докембрийского фундамента Сибирской плиты, повидимому, значительно отличалась от истории того же фундамента Восточно-Европейской и в соответствии с этим структура первой довольно существенно разнится от структуры второй. По нашим представлениям фундамент Сибирской плиты состоит из разновозрастных элементов, именно из двух древнейших гранито-гнейсовых глыб—Северо-Сибирской и Алданской—и гораздо более молодых складчатых сооружений докембрийской эры, которые разделяются и опоясывают архейские массивы. Эпоху возникновения древних глыб мы относим к архею, а складчатость, спаявшую в одно целое и создавшую единый массив Сибирской плиты, к самому концу эозоя (байкальская складчатость). Породы архейских глыб выходят на поверхность в Анабарском массиве и в бассейне Алдана, а породы, образующие складчатые сооружения байкальской фазы, в Прибайкалье, в Западном Забайкалье в бассейнах Олекмы, верхнего течения Алдана, Учюра, в восточной части Восточного Саяна и в Енисейском кряже. Простираения архейской и эозойской складчатости являются различными. Простираения архейских пород на Анабарском массиве почти меридиональные, в Алданском районе широтные, на востоке—с отклонением к юго-востоку, на западе—к юго-западу. В Прибайкалье, смежном с Алданской глыбой, простираения эозойских пород образуют дуги, выпуклые к северу и особенно хорошо выраженные на Патомском нагорье; по направлению к югу дуги становятся более пологими и, повидимому, сглаживаются, так что простираения здесь переходят в сев.-восточные. В Енисейском кряже простираения эозоя северо-западные.

В связи с особенностями структуры докембрийского фундамента в районе распространения байкальской складчатости находятся, повидимому, и особенности древнепалеозойской истории этой области. Древний палеозой в зоне байкальской складчатости достигает большой мощности (2000—2500 м), и имеет ряд фациальных особенностей по сравнению с палеозоем

смежных архейских глыб. Нужно заметить, однако, что мощность древнего палеозоя на последних так велика (от 500 до 1000 и более метров), что первые цифры не могут служить доказательством геосинклинального типа этих отложений, тем более, что фации их везде относятся к типу эпиконтинентальных.

В эпоху каледонской складчатости в области, расположенной между Северо-Сибирской и Алданской глыбами, по южной окраине Северо-Сибирского массива и по окраинам Енисейского кряжа всюду, повидимому, имело место довольно энергичное складкообразование. В результате его возникла серия хорошо выраженных, спокойных, но выдерживающихся на больших расстояниях складок, которые на Лене и в верхнем течении Ангары имеют северо-восточное простирание, а по окраинам Енисейского кряжа, Восточного Саяна и в низовьях Нижней Тунгуски—северо-западное. В западной части этого района прекрасно выражены в виде пологих складок и разломов также и герцинские дислокации; длинный ряд фактов показывает, что нарушения этого же возраста развиты и по Лене. Интенсивность палеозойской складчатости на Сибирской платформе значительно превышает интенсивность складчатых нарушений в пределах платформы Восточно-Европейской. В этом отношении рассматриваемая зона представляет как бы переходную область между геосинклинальными складчатыми сооружениями и платформенными участками, осложненными валами, пологими антиклиналообразными изгибами.

М. М. Тетяев район ленских складок вместе с байкальской зоной относит к каледонской складчатости, а дислокации Енисея к герцинской. Мы не можем согласиться с такой трактовкой, так как в настоящее время хорошо выяснено, что основные движения в Прибайкалье и на Енисейском кряже относятся к концу докембрия. Особенно ценны в этом отношении наблюдения по р. Иркуту, сделанные Е. Н. Щукиной, и работы Е. В. Павловского в Олекминском районе.

В верхнем палеозое и в мезозое создаются новые структурные элементы платформы в виде молодых прогибов: 1) Ленско-Вилуйской впадины между Алданским и Северо-Сибирским архейскими массивами¹, 2) Хатангской впадины, 3) впадины южного крыла Тунгусского бассейна и небольшие плоские прогибы в присаянской части платформы. К этим впадинам приурочиваются в своем распространении наиболее ценные молодые породы платформы—отложения юрской и меловой систем.

Мезозойские и кайнозойские горообразовательные движения нашли себе отражение в восточных и юго-восточных частях платформы, примыкающих к области распространения ларамийских складчатых сооружений. В Ленско-Вилуйской впадине они проявились созданием многочисленных коротких куполов и брахиантиклиналей. Юго-восточные окраины платформы в связи с ларамийскими движениями испытали ряд крупных разломов надвигового типа, поднявших высокие хребты, и глубокие крутые прогибы, выполненные мезозойскими третичными осадками; здесь мы встречаем область молодых альпийских движений, осложняющих древнюю плиту, может быть, область, которая вновь начала превращаться в геосинклиналь. К этой зоне приурочен ряд крупных грабенообразных впадин не только мезозойского возраста, но и третичного и даже четвертичного. К последним принадлежит Байкал и связанная с ним система впадин к юго-западу и к востоку от него. Эту зону Тетяев причисляет к аль-

¹ В восточной части Ленско-Вилуйская впадина является предгорной впадиной Верхоянских горных сооружений.

ийской складчатости, однако почему-то область таких же нарушений в бассейне Витима и Чары им относится к каледонидам.

Последней особенностью Сибирской платформы по сравнению с Восточно-Европейской является широкое развитие на ней изверженных пород — траппов, которые занимают здесь такие площади, как нигде в мире. Рожков и Анисеев различают две генерации траппов, из которых наибольшее распространение имеет первая, более древняя (тип тулузских траппов), особенно широко развитая в бассейне Енисея; вторая генерация, металлоносная, кольцом окружает Северо-Сибирскую глыбу.

В заключение следует отметить, что совершенно нельзя согласиться с границей докембрийской складчатой зоны Тетяева (т. е. Сибирской плиты) и его альпийской складчатостью на крайнем северо-востоке в бассейне Лены. Здесь Тетяевым к зоне альпийской складчатости отнесен большой район с горизонтальным залеганием кембрия в нижнем северо-восточном течении р. Оленека. К альпийской же системе отнесены породы древней докембрийской и, может быть, палеозойской складчатости Станового хребта к югу от Алданской глыбы.

3. УРАЛО-СИБИРСКАЯ ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПЛИТА

Между Восточно-Европейской и Сибирской плитами в течение почти всего палеозоя располагалась геосинклиналиная область, пережившая за это время, повидимому, очень сложную тектоническую историю.

Для северных хребтов Тянь-Шаня, для Казахской складчатой страны с полной отчетливостью устанавливается существование древнекаледонской, таконской складчатости на границе нижнего и верхнего силура. С меньшей уверенностью можем мы говорить о таконской фазе складчатости в Салаирско-Саянском районе, но во всяком случае и для этой области она является вполне вероятной. Не исключена возможность, что еще ранее, в верхнем кембрии, здесь происходили также горообразовательные движения предполагаемой салаирской фазы складчатости. Последняя фаза каледонской складчатости, имевшая место в Западной Европе на границе силура и девона, в районе северных хребтов Тянь-Шаня, а также Казахской и Алтайско-Саянской складчатой страны, выявляется с меньшей отчетливостью, нежели таконская, но все же мы не имеем пока оснований отрицать ее наличие.

Весь этот комплекс каледонских движений, повидимому, не распространялся в западные и южные части геосинклинали, отвечающие современному Уралу и южным хребтам Тянь-Шаня. Сложность тектоники обоих названных горных сооружений в связи с малой их изученностью, не дают возможности утверждать это во вполне определенной форме, но все же приходится подчеркнуть, что ни для Урала, ни для южного Тянь-Шаня в настоящее время нельзя еще привести ни одного факта, бесспорно доказывающего наличие таконской складчатости. С другой стороны, постепенный переход от силура к девону, который принимается для рассматриваемого района почти всеми исследователями, как будто вполне определенно говорит против существования новокаледонской складчатости.

Простираение каледонской складчатости в пределах Урало-Сибирской складчатой области начинает выясняться только в самое последнее время и потому, независимо уже от сложности вопроса, имеющиеся по этому поводу сведения являются весьма неполными. Поскольку можно судить по скудному наличному материалу, в области западного окончания Восточных Саян, Западного Саяна, южных частей Кузнецкого Алатау, Салаира и Северного Алтая каледонские складки описывают дуги, обращенные

вышуклостью на северо-запад. В более западных частях области, в южных частях Алтая, Казахской складчатой страны и в северных хребтах Тянь-Шаня, повидимому, также намечаются соответствующие изгибы; на юго-востоке складки имеют западные и северо-западные простирания, западные они загибаются на север, а по северной окраине Казахской складчатой страны господствующими являются северо-восточные простирания. Таким образом, в южных частях области вырисовывается чрезвычайно своеобразная система каледонских складок, образующих дуги, выпуклые к западу. Значение этого явления остается еще совершенно неясным; не вполне уверены мы и в фактическом материале, лежащем в основе наших построений.

По окончании каледонского тектонического периода лишь сравнительно узкая восточная полоса Урало-Сибирской геосинклинали приобрела свойства плиты, на остальной же площади образование осадочных и изверженных пород продолжало совершаться по геосинклинальному типу. В течение каменноугольного пермского периода здесь происходит варисцийское складкообразование, распадающееся на несколько фаз. Раньше всего, в нижнем карбоне, возникает складчатость, повидимому, в восточных средних частях области и затем медленно распространяется отсюда на запад, на Урал, к краю Восточно-Европейской плиты, где складкообразовательные процессы происходят в конце каменноугольного и начале пермского периодов.

Простирания варисцийских складок частично следуют направлению каледонской складчатости, частично же сильно от нее отличаются; последнее имеет место особенно в северных частях Казахской складчатой страны, где простирания двух складчатостей пересекаются под очень большим углом. В общем варисцийские складки образуют систему гигантских дуг, форма которых определяется прилежащими плитами. На юге складки имеют почти широтное, или, точнее, западное и юго-западное простирание, затем заворачивают на северо-запад и на Урале идут в общем по меридиану, параллельно восточному краю Русской плиты, лишь на крайнем севере отгибаясь на северо-восток (Пай-хой). К северу от линии, соединяющей верховья рр. Щучьей и Уссы на Урале с устьем Енисея, края Восточно-Европейской и Сибирской плит поворачивают соответственно на северо-запад и на северо-восток, что тотчас уже отражается и на направлении палеозойской складчатости. Первоначально линии простирания веерообразно расходятся, направляясь на Пай-хое, Вайгаче и южном острове Новой Земли на северо-запад, а на Таймыре на северо-восток, но севернее, на северном острове Новой Земли и на Северной Земле, складки вновь принимают близкое к меридиану направление и восточная ветвь системы начинает опять сближаться с западной. Эти изгибы складчатости, несомненно, приспособляются к очертаниям древних массивов, скрытых от нас водами Северного полярного моря.

Следует отметить некоторые особенности структуры варисцийской складчатости в районах каледонских массивов. На востоке, в Минусинском районе, где варисцийские дислокации проявились наиболее слабо, девонские и каменноугольные отложения смяты в очень пологие, спокойные и крупные брахискладки, с невыдержанным простиранием, осложненные более интенсивными смятиями только по окраинам, на стыке с древними каледонскими массивами. На запад от Минусинского района интенсивность варисцийских дислокаций возрастает: так, в Кузнецком бассейне вся толща карбона смята прекрасно выраженными и хорошо прослеживающимися складками северо-восточного простирания, осложненными на западе и северо-западе котловины крупными разломами надвигового типа. Далее, в Рудном Алтае и Колыванском районе интенсивная и выдержанная складчатость

осложнена крупными интрузиями гранитной магмы, отсутствующими на востоке.

Такой же примерно тип имеет варисцидская складчатость в Казахской степи; надо только отметить, что на тех участках Казахской степи, где простираение каледонид совпадает с направлением варисцидской складчатости, последняя выражена более резко; в районах, где обе складчатости пересекают друг друга, там, как и нужно ожидать, в варисцидских движениях главную роль играют разрывы, крупные надвиги, осложняющие пологие муллы, сложенные молодыми палеозойскими пластами; таким образом, районы эти по структуре варисцидских дислокаций напоминают восточные зоны Урало-Сибирской геосинклинали.

После варисцидской складчатости Урало-Сибирская геосинклиналиная область превращается в плиту, которая спаивает в одно целое разъединенные ранее докембрийские массивы Восточно-Европейской и Сибирской плит. Таким образом, к началу мезозоя на севере Евразии возникает единая колоссальная плита, простирающаяся от р. Лены на востоке до докембрийского массива Эриа в современном Атлантическом океане на западе. К югу от этой плиты в течение мезозойской и кайнозойской эры располагалась геосинклиналиная область, из которой возникло сложное складчатое сооружение альпийской системы. Мощные горообразовательные процессы альпийского периода складчатости находили себе отражение в Урало-Сибирском палеозойском складчатом массиве.

Послеварисцидская тектоническая история Урало-Сибирской палеозойской складчатой страны еще очень неясна, но все же мы имеем основания утверждать, что если не вся страна, то некоторые ее участки испытывали складчатого типа дислокации и в послепермское время. На восточном склоне Урала, как известно, не только нижнеюрские отложения являются довольно энергично дислоцированными, но местами и меловые породы образуют весьма пологие складки. Это показывает, что новокиммерийские и ларамийские горообразовательные движения, хотя и в слабой степени, но все же заметно проявились в Приуральской полосе, так же как это имело место и на Русской плите. Не исключена, кроме того, возможность, что на структуре Урала в очень сильной степени отразилась древнекиммерийская складчатость и что именно с нею связано образование тех весьма многочисленных и мощных надвигов в направлении с востока на запад, которые характеризуют Уральский хребет. Еще более многочисленны и яркие следы молодой складчатости у южной окраины области, являющейся тектоническим продолжением Урала. Здесь, к югу от линии, указанной на нашей карте, сначала изредка, а затем все чаще и чаще встречается дислокация не только мезозойских, но и третичных пород. В южных частях района, в Ферганской долине и прилегающих к ней областях, палеоген нарушен столь энергично, что может явиться сомнение в правильности проведения границы третичной геосинклиналиной складчатости южнее Ферганской котловины.

Таким образом, выясняется, что Урало-Тянь-шаньская зона, позднее других в палеозое начавшая испытывать складчатость, дольше соседних областей сохраняет способность к складчатым деформациям.

Кроме этих сравнительно незначительных складчатых и дизъюнктивных дислокаций, Урало-Сибирская складчатая страна, превратившись в плиту, испытала то же расчленение на районы поднятий и опусканий, которые характеризуют и более древние плиты. Наиболее важными, наиболее резко проявляющимися в рельефе и в распределении молодых недислоцированных пород впадинами являются: 1) Западно-Сибирская низменность, 2) равнинная область бассейна Тургая (Тургайский пролив),

3) Приаральская котловина и тесно связанные с нею низменности восточных Кызыл-кумов, Муюн-кумов и Голодной степи, 4) Прибалхашская впадина, 5) Зайсанская впадина и 6) Ферганская впадина.

Изучение скважин в бассейне р. Иртыша и последние работы Громова по Оби в Сургутском районе показывают, что Западно-Сибирскую низменность нельзя рассматривать как единое, однородное целое. Судя по немногочисленным данным, на юге к Казахской складчатой стране примыкает крупная мульдообразная впадина, выполненная третичными и, может быть, мезозойскими отложениями. Эта впадина, по своему происхождению сходная с впадинами древней Восточно-Русской плиты, имеет асимметричное строение с более крутым южным крылом и более пологим северным. Ось ее совпадает с средним течением р. Иртыша. Северо-восточнее Иртышской впадины располагается обширная область, в которой древние складчатые образования лежат, повидимому, на меньшей глубине, чем в Иртышском прогибе.

Сравнение нашей карты с картами Наливкина и Тетяева показывает, что в понимании структуры рассматриваемого сейчас участка земной коры у нас существуют крупные разногласия.

Мы на юге продолжаем область палеозойской складчатости до южных хребтов Тянь-Шаня включительно, а на юго-востоке доводим ее до границ СССР. Тетяев проводит южную границу своей герцинской складчатой зоны в виде дугообразной линии, которая идет от Красноярска к южным заливам оз. Балхаш, а от последнего через низовья Чу и Сары-су несколько южнее оз. Черкар-тениз к верховьям Эмбы и Сагиза и далее к р. Урал. Область, лежащую южнее этой линии, он относит к «альпийской складчатой зоне». И в данном случае, как и в разобранном ранее примере границы каледонской складчатости, разногласие зависит от того, что Тетяев как будто принципиально не желает проводить различий между геосинклинального типа тектоническими образованиями—мощными складками, формированию которых предшествовало накопление огромных толщ осадков и которые сопровождалась интрузиями, от весьма слабых относительно складчатых нарушений и сбросов на платформах. Мы отрицаем полностью такую точку зрения, как неправильную теоретически и вредную практически, вредность ее для практики заключается в том, что она находится в противоречии с совершенно правильной идеей тектонического районирования и с применением этой идеи к поискам минерального сырья. Нетрудно видеть, что все геохимические процессы, создающие это минеральное сырье, протекают совершенно иначе в областях геосинклинальной складчатости и в районах слабых нарушений на платформах. Если же это положение правильно, то мы обязаны приложить все усилия к тому, чтобы отделить нарушения одного типа от нарушений другого. В основе этих ошибок лежит формальный, чисто морфологический подход к решению вопросов о границах тектонических областей, сводящийся к тому, что автор для проведения границы стремится учесть все нарушения напластования, как бы незначительны они ни были.

Приходится, однако, резко подчеркнуть, что единства в методах определения границ у Тетяева не имеется, и потому в конечном счете они проводятся на карте совершенно произвольно. Яркий пример непоследовательности мы имеем в той же «герцинской складчатой зоне».

Мы отмечали выше, что мезозойская, т. е. альпийская в понимании Тетяева, складчатость дает себя чувствовать в нарушениях того или иного типа и в Восточно-Русской впадине Русской плиты и во всем Восточном Приуралье; кроме того, у нас нет основания отрицать распространение мезозойских и ларамийских дислокаций и в пределах Западно-Си-

бирской низменности. Если это так, то «зона альпийской складчатости» в понимании Тетяева должна была бы захватить и все эти районы. Между тем автор почему-то этого не сделал.

В силу тех же различий в основных подходах иначе, нежели у нас, проведены Тетяевым восточная и западная границы рассматриваемой нами области: как та, так и другая перенесены в пределы прилежащих платформ, о чем частично нам уже приходилось говорить в предыдущем.

Еще более крупны наши расхождения с Наливкиным, который расчленяет изучаемую область на четыре части. Вдоль западной окраины области выделяется Уральская геосинклиналь. Северная часть страны, именно Новая Земля, Северная Земля, Таймыр и, по совершенно непонятным причинам, северная часть Западно-Сибирской низменности, внедряется в северную геосинклиналь, наконец, южную часть складчатой страны Наливкин выделяет в особую геосинклиналь под именем Ангарской. Каждая из этих геосинклиналий подразделяется в свою очередь на ряд районов. Быть может, такое подразделение и представляет удобство с точки зрения курса исторической геологии, но для целей познания общей тектонической схемы СССР оно является не только неудачным, но, по нашему мнению, просто ложным. Им затемняется то, что есть общего между всеми областями и в то же время, как это ни странно, не вскрываются отличия отдельных более мелких районов. Базой для дальнейшей работы, для вскрытия закономерностей в распределении полезных ископаемых, горных пород и тектонических элементов такая карта служить не может.

Среднюю часть нашей Урало-Сибирской палеозойской складчатой страны Наливкин выделяет под именем Западно-Сибирской низменности в совершенно особую структурную единицу, приписывая ее складчатости докембрийский возраст и причисляя ее к Сибирской платформе. При этом автору приходится руководствоваться, конечно, не прямыми данными, а «косвенными указаниями».

«К этим косвенным указаниям, — говорит он, — относятся: 1) преобладание песчаных и глинистых фаций в среднепалеозойских отложениях восточного склона Урала и Зауралья по сравнению с западным склоном; 2) начало варисцийских складкообразовательных движений на восточном склоне Урала; 3) почти широтное простираение палеозоя на Полярном Урале и на Таймыре; 4) континентальный характер среднепалеозойских отложений северной части Казахской степи и слабое проявление там варисцийской складчатости». Нетрудно видеть, что 3-й и 4-й пункты этой цитаты не имеют к рассматриваемому вопросу никакого отношения и потому мы рассматривать их не станем. Весьма трудно понять далее, что имеет в виду автор, приводя 2-й пункт, так как более ранние горообразовательные движения на восточном склоне Урала ни в какой мере не говорят за то, что рядом находился древний докембрийский массив. Большое значение, на первый взгляд, как будто имеет 1-й пункт, так как автор, приводя его, повидимому, имеет в виду необходимость существования рядом с восточным склоном Урала докембрийского массива, с которого только и могут поступать в геосинклиналь обломочные элементы. Мы со всюю резкостью должны высказаться против этого положения, являющегося, как нам кажется, пережитком достаточно далекого прошлого. Выше уже отмечалось, что древние платформы не могли доставлять в прилежащие к ним геосинклинальные бассейны заметного количества обломочного материала, так как они или сами были покрыты морем или же представляли неизменные плоские почти равнины. Обломочный материал доставляется в геосинклинальные области с тех горных хребтов, которые возникают внутри самой геосинклинали и по ее окраинам в предыдущие фазы горообразовательных

движений. Таким образом, терригенный характер среднепалеозойских образований восточного склона Урала доказывает лишь то, что во внутренних и восточных частях урало-сибирской геосинклинали в период каледонского и первые фазы варисцийского периода складчатости возникали возвышенные участки суши, подвергавшиеся энергичному разрушению.

4. АЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

(Крым—Кавказ—Памир—Алай)

Между Восточно-Европейской докембрийской и палеозойской Урало-Сибирской плитами, с одной стороны, и докембрийскими плитами Северной Африки и Деккана—с другой, располагается наиболее молодая геосинклинальная область, альпийская, заполнившаяся складками в течение третичного периода. В пределах Союза в эту область входят складчатые сооружения Крыма, Кавказа, Б. и М. Балхана, Копет-дага и Памир-Алая, т. е. сооружения, составляющие только северную краевую зону этой обширной складчатой страны.

Изучение Кавказа показывает, что он пережил очень длинную тектоническую историю. Здесь хорошо различаются новокаледонская фаза складчатости, варисцийская, древнекиммерийская, новокиммерийская и, наконец, несколько фаз складкообразования в третичном периоде и, что особенно важно, даже в послетретичное время. Древнюю палеозойскую историю альпийской складчатой области в пределах Союза можно хорошо изучить только в высокоподнятых и размытых горных хребтах Кавказа; повидимому, не менее сложна история и Памира. В Крыму, в складчатых сооружениях между Кавказом и Памир-Алаем обнажены только мезозойские и кайнозойские образования, поэтому палеозойская история их не ясна. Наличие в северном Крыму крупных многочисленных экзотических глыб нижнепермских морских известняков фации Созио заставляет считать, что фундаментом крымских мезозойских складок служат варисцийские складчатые сооружения. Таким образом, есть все основания думать, что Альпийская геосинклиналь и альпийское складкообразование в рассматриваемой области развились на площади, занятой по крайней мере в основном варисцийскими и каледонскими складчатыми сооружениями; все отложения этой области, кайнозойские, мезозойские и палеозойские, поскольку мы знаем их разрезы, имеют геосинклинальный характер.

При общем почти широтном простирании складок альпийской системы, в отдельных местах ее замечаются дугообразные изгибы складчатости. Так, на крайнем востоке, на Памире складки образуют дуги, направленные вышуклостью к северу, под воздействием Декканской глыбы, выдвинутой далее к северу, чем смежные области древних южных плит; подобный же изгиб, но в обратную сторону, мы имеем в южной части Каспия, где складки как бы огибают южную впадину этого бассейна; далее, пологую дугу, снова к северу, образуют западное окончание Кавказа и складки Крыма. Кроме такой ондуляции складчатости в плане, наблюдается резкая ондуляция и по простиранию, в разрезе. Складчатая зона южного берега Крыма погружается глубоко под Керченский полуостров, на западном конце Кавказа мы наблюдаем вновь подъем, достигающий максимума в центральной части хребта, где это поперечное поднятие выводит древние породы каледонского периода складчатости, далее, вновь погружение к Апшеронскому полуострову, за Каспием ряд поднятых массивов брахиантиклинальной формы (Копет-даг, Б. и М. Балхан) и, наконец, подъем на Памир.

С севера складчатая полоса альпийской системы ограничивается круп-

ными предгорными впадинами: Причерноморской, Герско-Карабугазской, Туркменской; высокоподнятая перемычка между первыми двумя впадинами (Ставропольская глыба) сложена породами каледонского периода складчатости, прикрытыми немощным чехлом пологолежащих третичных и меловых отложений. Любопытно отметить, что в предгорных впадинах, представляющих синклинальный прогиб, намечается отчасти та же ондуляция, как и в соседнем поднятом складчатом сооружении. Эти впадины, так же как и поперечный прогиб Каспийского моря, представляют области накопления мощных толщ новых осадков, сносимых с соседних поднятых участков складчатой системы. Молодые складчатые слои в описанных впадинах лежат очень спокойно. Строение их основания нам неизвестно. В ряде случаев можно думать, что они представляют или молодые киммерийские складчатые сооружения или палеозойские. Первые, повидимому, развиты в западной части области, где они показываются на поверхности в складках Туар-кыра и Мангышлака, на востоке, ближе к памиро-алайской системе, дном впадин служат, возможно, варисийские складчатые массивы.

Наличие высоких поднятых массивов, чередующихся с обширными депрессиями, чередование областей смыва с областями отложения, молодые складчатые движения, захватывающие на юго-востоке Кавказа даже четвертичные отложения, говорят о том, что в альпийской системе юга Союза мы имеем современную геосинклиналь, еще живущую и развивающуюся.

Сравнение нашей карты с картой М. М. Тетяева показывает, что северная граница альпийской складчатости в западной части им проводится иначе, чем нами, и притом заведомо неверно; так, в Прикаспийском районе он резко и совершенно неверно отделяет южные структуры Эмбинского района от дислокаций верховьев Урала, Оренбурга и общего Сырта, а на западе включает в область альпийской складчатости Азовско-Подольский докембрийский массив.

По собственному признанию автора, основанием для такого проведения границы складчатости служат ему «три точки более резко выраженных ее проявлений... это северная окраина Карпат, последние северные видимые проявления складчатости Донбасса и Эмбинский район». Едва ли эти положения нуждаются в каких-либо комментариях.

5. СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРИ

В понимании тектоники всего востока Союза, расположенного к востоку и юго-востоку от Сибирской плиты, мы расходимся с Тетяевым и Наливкиным не менее, а пожалуй, и более, чем в понимании какой-либо другой из рассмотренных тектонических областей. По представлению Тетяева весь участок земной коры между Сибирской плитой и Тихим океаном представляет зону альпийской складчатости, что и изображено на его «классификационной карте складчатых зон»; в тексте он указывает, что, «может быть, только о. Беннета принадлежит уже к альпийской платформе». Такова же примерно схема и Д. В. Наливкина. Последний автор выделяет только в этой обширной альпийской зоне ряд подрайонов второстепенного значения.

Северо-восток Союза чрезвычайно слабо изучен, но уже теперь, после исследований последних лет, особенно экспедиций С. В. Обручева (1931), можно утверждать с полной определенностью, что описываемая область не является однородной альпийской складчатой зоной, в ней могут быть выделены крупные тектонические единицы различных эпох складкообразования, указывающие на сложную тектоническую историю этой территории.

Переходя к описанию этих единиц, мы должны подчеркнуть, что наша схема представляет лишь первую попытку в этом направлении, она очень груба, границы между выделенными тектоническими областями очень приблизительны, да и трактовка некоторых из этих областей со временем, несомненно, должна измениться; все это объясняется крайне слабой изученностью описываемой области, для огромных пространств которой мы имеем только редкие маршруты.

Наиболее древней тектонической единицей северо-востока Союза является докембрийская плита островов де-Лонга. Наличие этой плиты доказывается тем, что на о. Беннета, по данным Толя, древние палеозойские отложения (средний кембрий и нижний силур) лежат горизонтально. Мы не знаем ни северной границы этой плиты, ни ее южного окончания. Может быть, она представляет крайний угол огромной разбитой молодыми радиальными нарушениями Северо-Американской плиты или Канадского щита. Возможно, что этой же тектонической области принадлежат северо-восточные острова Новосибирского архипелага.

К югу от плиты де-Лонга уже на северном побережье материка протягивается обширная область варисцидской складчатости, Чукотско-Колымская варисцидская складчатая зона. Наблюдения Толмачева, С. В. Обручева и др. показывают, что наиболее молодыми образованиями, претерпевшими интенсивную складчатость, сопровождавшуюся интрузией гранитной магмы, являются здесь отложения верхнепалеозойские (каменноугольные или же пермские); мезозойские же породы, сохранившиеся местами, залегают очень спокойно. Простираение складок Чукотско-Колымской зоны почти широтное, на севере Чукотского полуострова — северо-восточное, местами почти меридианальное. Ни размеры, ни очертания описываемой тектонической единицы нам неизвестны; нет данных, которые позволили бы, хотя бы в кратких чертах, изложить и ее историю. На востоке, в южной части Чукотского полуострова, к ней примыкает молодая альпийская складчатая полоса; западнее более древние киммерийские или ларамийские складчатые сооружения. Очень интересные данные об отношении в этом районе варисцидской складчатости к ларамийской можно извлечь из отчетов С. В. Обручева. Так, по данным этого исследователя в нижнем течении р. Колымы, в северной значительной части Юкагирского плато, палеозойские (силур-пермь) резко дислоцированные породы покрываются чехлом мезозойских (триас?-юра) отложений, богатых вулканическими породами, но лежащим почти горизонтально; они прогнуты только в пологие, широкие синклинали. Далее к юго-западу, по р. Колыме, эти же отложения, представленные мощными свитами, сложены в резкие складки, прорванные обширными гранитными интрузиями. Эти данные показывают, таким образом, что в Юкагирском плоскогорье, по крайней мере в его северной части, мы имеем погружение Чукотско-Колымской складчатой полосы под спокойно лежащий мезозой, т. е. соотношения, характерные для палеозойских плит.

Между Сибирской плитой и Колымско-Чукотской палеозойской областью располагается обширное складчатое сооружение, Верхоянское, возникшее в месте крупного геосинклинального мезозойского прогиба. Мы еще совсем не знаем истории этого района; она сложна; уже теперь намечаются здесь два складкообразовательных периода: палеозойский (варисцидский и каледонский?) и верхнекиммерийский или даже послемеловой (ларамийский); известны и проявления молодых альпийских дислокаций, но последние, повидимому, не отличаются интенсивностью.

Строение Верхоянской складчатой полосы по маршрутам С. В. Обручева и Черского рисуется как симметричное. На востоке, на Алдане,

впритык к передовым складкам мезозоя Сибирской плиты примыкают надвинутые (?) на них сильно смятые образования древнего палеозоя и, может быть, докембрия. Далее к западу располагается область перемятого сланцевого мезозоя, пронизанного гранитными интрузиями, и, наконец, ближе к Юкагирскому плато среди складчатого мезозоя вновь появляются обширные массивы древних (силур-верхний палеозой) складчатых сооружений.

Простираание складок Верхоянской области соответствует простиранию смежных плит. Ширина всей складчатой зоны резко уменьшается на севере у восточносибирского моря, где наиболее близко подходят друг к другу Северо-Сибирская глыба и Чукотско-Колымская зона. К северу отсюда, как можно судить по строению хребта Чекановского, складки расходятся пучком. Таким же, но более широким веером они расходятся и к югу от суженной полости. В восточной части этого веера (хребет Черского, цепь Гормычан) складки имеют северо-западное простирание, затем поворачивают на восток, и, окаймляя Чукотско-Колымскую плиту, изменяют свое направление на почти широтное и даже северо-восточное. В западной части веера, наоборот, складки северо-западного простирания, окружая Алданскую глыбу, изменяют простирание на меридиональное и далее северо-северо-восточное.

Наиболее близкая к верхоянской складчатости по тектонической истории область расположена у юго-восточного края Сибирской плиты. Это — Восточное Забайкалье, составляющее восточную часть Монголо-Охотской складчатой области, хорошо изученное М. М. Тетяевым и его сотрудниками. Судя по имеющимся данным, для Восточного Забайкалья можно считать вероятной каледонские движения; доказаны варисцидский период складкообразования, ряд фаз в мезозое (древнекиммерийская, новокиммерийская, может быть, ларамийская) и, наконец, слабые молодые альпийские движения. Основными последними движениями являются киммерийские, сопровождавшиеся крупными интрузиями гранитов. Простирание складок в описываемом районе северо-восточное, также простираются и многочисленные крутые надвиги, совершенно разбивающие развитые здесь геологические образования.

М. М. Тетяев и его ученики считают, что складчатость Восточного Забайкалья продолжается до Тихого океана как в восточном, так и в северо-восточном направлениях. Работы Е. В. Павловского в нижнем течении Амгуни и Амура дают основание думать, что полоса интенсивных мезозойских нарушений на востоке, повидимому, очень узкая; она доходит до Удского края, где и соединяется с западным крылом южного веера Верхоянской складчатой области. К юго-востоку от указанной полосы, слагая нижнее течение Амгуни и Амура, располагается, по данным Павловского, область варисцидской складчатости. Простирание складок здесь северо-восточное. Мезозойские породы в последнем районе сильно дислоцированы только по линиям молодых разломов, осложняющих варисцидский массив. Южнее, у Владивостока, мы вновь встречаем комплекс мощных, геосинклинальных мезозойских, смятых отложений. Следует отметить, что тектоника этих районов еще почти не изучена.

Последней тектонической областью востока Союза является молодая альпийская тихоокеанская складчатая полоса, захватывающая Сахалин, Камчатку и Анадырский край. Она отличается от молодых складчатых районов Верхоянья и Монголо-Охотского пояса тем, что здесь мощно и полно представлены толщи третичных отложений и мела, выраженных как в морской, так и в континентальных фациях. Особенно ярко выражены здесь и молодые альпийские нарушения. Простирание дислокаций на

Камчатке и на Сахалине почти меридиональное. Отношение тихоокеанской полосы к складчатым сооружениям более западных областей еще совершенно не выяснено.

III

На основании изложенного материала полезно будет коснуться в самых кратких чертах некоторых общих тектонических вопросов.

В тектонической литературе и, в частности, в превосходных работах Штилле (Stille, 1924), так много давших для понимания тектонической структуры Европы и распределения тектонических явлений во времени, прочно укоренилась идея о постепенном, последовательном обрастании древних докембрийских плит складчатыми поясами. По этой идее, к древним «ядрам материков» должны последовательно примыкать каледонские, варисцийские и мезозойско-кайнозойские складчатые сооружения, по мере причленения которых «континентальные массивы» растут, геосинклинальные же области постепенно суживаются и отмирают. По мнению некоторых геологов, как известно, в настоящий геологический момент геосинклинали уже исчезли и земля вступила в новую, безгеосинклинальную фазу своего развития.

Тектоническая картина огромного участка земной коры, охваченного нашей картой, говорит решительно против такого взгляда. Мы видим на ней, что лишь у западной окраины Восточно-Европейской и юго-западной окраины Сибирской докембрийской плиты можно подметить более или менее правильную смену полос складчатости различного возраста. В остальных случаях дело обстоит иначе. Если рассматривать складчатое окружение Восточно-Европейской докембрийской плиты, то мы увидим, что на северо-западе и западе к последней примыкают каледонские складки; на небольшом участке юго-западной границы в Польше плита соприкасается с варисцийскими складчатыми сооружениями; вдоль южной границы докембрийская складчатость контактирует с мезозойской и кайнозойской и, наконец, на востоке к Русской плите примыкает варисцийский Урал. Аналогичные соотношения наблюдаются и в посткембрийском складчатом окружении Сибирской плиты, к которой на огромном протяжении с восточной стороны примыкают складки мезозойского и третичного возраста.

Изучая тектоническую историю различных складчатых сооружений, можно видеть, что отсутствие предусматриваемого разбираемой гипотезой зонального расположения складок обуславливается различными причинами. В одних случаях оказывается, что более древние складчатые сооружения, располагавшиеся некогда у края докембрийских плит, в последующие эпохи вновь попадали в область геосинклинальных прогибов и затем перерабатывались более молодой складчатостью. В других случаях более древняя складчатость у краев докембрийских глыб отсутствовала, и эти области были захвачены дислокациями лишь в последующие эпохи. Примером последних соотношений является Урал, составляющий западную окраину Урало-Сибирской складчатой страны.

Изучение процессов складкообразования, происходившего в Урало-Сибирской геосинклинали, представляет весьма большой интерес для познания механизма тектонических явлений, о котором мы еще так мало знаем. Складчатость здесь начинается в древнекаледонское время в восточных и средних частях геосинклинали и отсюда распространяется на запад и юг, доходя до восточной окраины Русской плиты лишь в конце палеозоя. В этом

можно усмотреть известную аналогию с соответствующим перемещением складчатости во времени у западной окраины Восточно-Европейской плиты, в области Великобритании, Франции и Испании. Сторонники теории перемещения древних плит могли бы усмотреть в этих явлениях доказательства движения этих массивов в юго-западном направлении, но мы считаем преждевременным делать какие-либо общие заключения до накопления нового, более обширного фактического материала. В связи со сказанным нам кажется уместным подчеркнуть необходимость соблюдения крайней осторожности при попытках перенесения западноевропейских соотношений на сколько-нибудь обширные пространства земной коры, так как именно на таком перенесении и основана гипотеза обрастания древних массивов последовательными зонами складчатости. При оценке общегеологических гипотез, исходящих из изучения структуры Западной Европы, всегда необходимо помнить следующие чрезвычайно показательные слова Бубнова во введении ко второму тому «Geologie von Europa» (Bubnoff, 1930): «То, что лежит между этими двумя основными континентальными глыбами (Русская плита на востоке, Эрия — на западе), представляет, по наглядному выражению Дееке, брекчию трения в большом масштабе, область патологического развития и как таковая является не правилом, а исключением. Быть может, трагическим является то обстоятельство, что наши знания о земле исходили и должны были исходить из этой ненормальной, исключительной области».

Если из истории развития Евразии нельзя сделать вывод о постепенном разрастании древних плит путем присоединения все более и более молодых складчатых поясов, то, очевидно, сама собой падает и уверенность в правильности предположений о постепенном и неуклонном сужении геосинклиналей. В истории земли неоднократно бывали моменты, когда геологу, если бы он был при этом, могло казаться, что геосинклинальные участки после складчатости находятся на пути превращения в плиты. И тем не менее последующие процессы развития геосинклиналей не только захватывали недавно возникшие складчатые сооружения, но перерабатывали даже участки докембрийских глыб. Какое основание может быть у нас к тому, чтобы отрицать возможность превращения в будущем всей современной альпийской зоны складчатости вновь в геосинклинальный прогиб? И почему современные поднятия не являются аналогичными тем многочисленным поднятиям, которые уже переживала альпийская геосинклиналь после и в связи с ранее бывшими фазами складчатости?

Предположение это приобретает особенно большую вероятность, если мы вспомним сказанное выше (стр. 127) о рельефе поверхности в геосинклинальных областях, которые мы ни в коем случае не можем представлять себе, как простые плоские прогибы. Если откинуть эти школьные представления, то не окажутся ли геосинклинали не только не чуждыми современному геологическому моменту, но, наоборот, весьма хорошо знакомыми нам образованиями (см. стр. 141).

В заключение несколько слов о значении тектонических схем для решения общих вопросов геохимического характера.

А. Е. Ферсманом недавно была сделана попытка составить геохимическую схему СССР (Ферсман, 1931). Данная им карта (рис. 3), если исключить из нее вертикальную штриховку, намечающую положение озерной и пустынной зон, представляет не что иное, как схему тектоники СССР.

Мы не станем здесь входить в разбор этой карты, которая с точки зрения геолога имеет и свои достоинства и длинный ряд недостатков, и отметим здесь только тот интересный факт, что геохимическая карта в представлении Ферсмана оказалась совпадающей с тектонической.

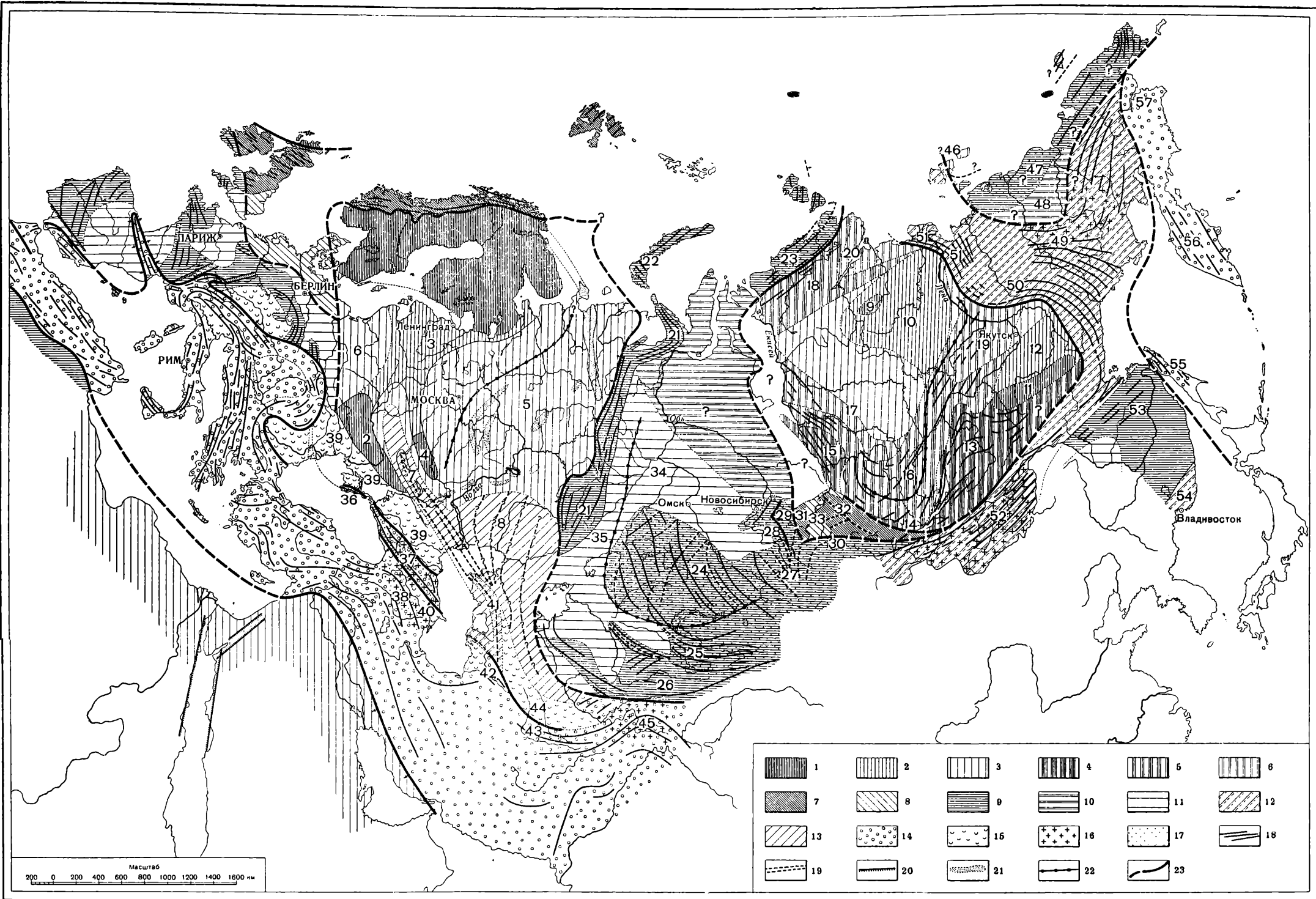


Рис. 4. Тектоническая схема СССР. Составили А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский

Объяснения знаков. **Докембрийские плиты:** 1 — районы, в которых докембрийские породы или выходят на поверхность или легко достижимы буровыми скважинами («щиты»); 2 — районы с относительно неглубоким залеганием докембрийского фундамента (подземные склоны щитов, подземные докембрийские выступы, «мосты»); 3 — районы с глубоким залеганием докембрийского фундамента (впадины).

Для Сибири (4-6) обозначены районы, в которых фундаментом служат наиболее молодые свиты докембрийского комплекса (байкальская группа); 4 — районы с выходом байкальских пород на поверхность; 5 — районы с неглубоким их залеганием; 6 — районы с глубоким залеганием байкальских пород.

Палеозойские плиты: 7 — районы с поверхностным залеганием каледонского фундамента; 8 — районы с глубоким залеганием каледонского фундамента; 9 — районы с поверхностным залеганием варисийского фундамента; 10 — районы с неглубоким залеганием его; 11 — районы с глубоким залеганием варисийского фундамента (впадины).

Области мезозойской складчатости (киммерийской и ларамийской): 12 — районы с поверхностным залеганием складчатых пород; 13 — районы с глубоким залеганием их.

Альпийские геосинклинальные области: 14 — области альпийской складчатости (третичной); 15 — предгорные впадины альпийских горных сооружений.

Структурные обозначения: 16 — герцинская складчатость, на-

вестная среди более молодых складчатых сооружений СССР; 17 — каледонская складчатость, известная в более молодых складчатых хребтах СССР; 18 — простирация в посткембрийских складчатых сооружениях; 19 — простираения каледонской складчатости в Казахстане; 20 — сбросы; 21 — валы на Восточно-Европейской докембрийской плите; 22 — границы слабых мезозойских и третичных дислокаций в пределах докембрийских и палеозойских плит; 23 — границы интенсивной геосинклинальной складчатости различных тектонических периодов, с указанием направления движения складок (на Кавказе и в Кузнецком бассейне, внутри зоны складчатости полос крупных надвиговых дислокаций).

Объяснения цифр на карте. **Восточно-Европейская докембрийская плита:** 1 — Балтийский щит; 2 — Азовско-Подольский щит; 3 — подземные склоны Балтийского щита; 4 — Воронежский выступ докембрия; 5 — Восточно-Русская впадина и Подмосковная котловина; 6 — Польско-Германская впадина; 7 — Донецкий бассейн и его подземное продолжение; 8 — область предполагаемой киммерийской складчатости (в Прикаспийской впадине, Омбинском районе и на Устьурте).

Сибирская докембрийская плита: 9 — Анабарский (Северно-Сибирский) гнейсовый выступ; 10 — подземное продолжение Северно-Сибирской глыбы; 11 — Алданский гнейсовый массив; 12 — подземное продолжение Алданского массива; 13 — Байкальский кристаллический массив; 14 — В. Саян; 15 — Енисейский кряж; 16 — Ленско-

Енисейская древнепалеозойская полоса; 17 — южная ветвь Тунгусской впадины; 18 — северная ветвь Тунгусской впадины; 19 — Ленско-Вилуйская мезозойская впадина; 20 — Хатангская мезозойская впадина.

Урало-Сибирская палеозойская плита: 21 — Урал, Пай-хой; 22 — Новая Земля; 23 — складчатое сооружение Таймыра и Северной Земли; 24 — Казахская складчатая страна; 25 — группа северных хребтов Тянь-Шаня; 26 — группа южных хребтов Тянь-Шаня; 27 — Алтай; 28 — Салаир; 29 — Кузнецкий бассейн; 30 — Западный Саян; 31 — Кузнецкий Ала-тау; 32 — Восточный Саян; 33 — Минусинская котловина; 34 — Иртышская впадина; 35 — Тургайская впадина (пролив).

Альпийское складчатое сооружение: 36 — Крымские горы; 37 — Главный Кавказский хребт; 38 — Малый Кавказ; 39 — предгорная впадина Карпат, Крыма и Кавказа; 40 — Курило-Рионская впадина; 41 — Мангышлак-туаркырские складки; 42 — Система В. Балхана; 43 — Копет-даг; 44 — предгорная впадина Копет-дага; 45 — Памиро-Алайская система.

Восток Сибири: 46 — докембрийская плита архипелага де-Лонга; 47 — Кольмско-Чукотские складки; 48 — Юнагирское плато; 49 — система хребта Черского; 50 — система Верхоянского хребта; 51 — система Харулахских гор и хребта Прончищева; 52 — складчатая полоса восточного Забайкалья; 53 — Амуро-Амгунская складчатая область; 54 — область мезозойских и альпийских нарушений Приморья; 55 — Сахалин; 56 — Камчатка; 57 — Анадырский край.

В настоящее время в СССР наблюдается, по крайней мере на словах, совершенно беспримерное увлечение геохимией, при котором принято забывать или, точнее, замалчивать значение геологических факторов в решении геохимических вопросов; в обиход входят такие понятия, как геохимические щиты, геохимические пояса, геохимические дуги, геохимические карты и т. д., которые оказываются не чем иным, как тектоническими щитами, тектоническими поясами, тектоническими дугами, тектоническими и геологическими картами; под именем геохимических исследований проводятся нередко, если не в большинстве случаев, самые обычные геологические работы, сопровождаемые, а порой даже и не сопровождаемые некоторыми специальными наблюдениями и исследованиями; обычно аналитические лаборатории, производящие самые трафаретные анализы, превращаются в лаборатории геохимические и т. д. Нам кажется, настало время со всею резкостью отметить воцарившуюся нездоровую путаницу понятий и подчеркнуть, что в основе геохимических построений в огромном большинстве случаев лежат геологические данные, что лишь те геохимические исследования могут дать крупные результаты, которые опираются на особенно углубленный и тонкий геологический анализ и особенно широкий геологический синтез. Залог успеха заключается именно в надлежащем синтезе геологии и геохимии. Без осознания этого положения мы неизбежно должны будем совершить и уже совершаем множество очень крупных ошибок.

Из всего сказанного выше следует, что без создания правильной и возможно более подробной тектонической схемы СССР невозможно составить полное и отчетливое представление о его геохимии и, в частности, уяснить законы, управляющие образованием и распределением полезных ископаемых. Нам кажется, однако, что эти схемы должны служить лишь базой для построения разнообразных геохимических схем, и замена одних другими является ошибкой.

В ближайшем будущем мы надеемся вернуться к этому вопросу и опубликовать некоторые из намечающихся схем.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России. М., 1923.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Европейская часть. М., 1932.
- Наливкин Д. В. Геологические районы СССР. Пробл. сов. геол., 1933, 1, № 1.
- Обручев С. В. Кольмско-Индибирский край. Тр. СОПС АН СССР, 1931.
- Тетяев М. М. Les grandes lignes de la géologie et de la tectonique des terrains primaires de la Russie d'Europe (Основные черты геологии и тектоники палеозойских отложений Европейской России). Ann. Soc. géol. Belg., 1912, 39.
- Тетяев М. М. Принципы геотектонического районирования территории СССР. Пробл. сов. геол., 1933, 1, № 1.
- Ферсман А. Е. Геохимические проблемы СССР. Изд. СОПС АН СССР, 1931.
- Шатский Н. С. 1. Проблема нефтеносности Сибири. Нефт. хоз., 1932, № 8.
- Шатский Н. С. 2. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1932, № 3—4.
- Bubnoff S. Geologie von Europa, Bd. 2. Berlin, 1930.
- Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, 1924.

ГЕОЛОГИЯ И ГРАВИМЕТРИЯ¹

I

За последние годы в СССР усиленно развивается изучение силы тяжести с помощью маятников. О темпе этого развития легко судить по следующим цифрам. В 1921 г., когда Гижичкий и Савкевич (1923) опубликовали свою известную сводку маятниковых определений, ими на площади СССР зарегистрировано было всего 395 точек, в которых эти определения производились (209 в европейской и 186 в азиатской части СССР). С 1921 по 1929 г., по данным проф. Горшкова (1931), было произведено 542 определения, а к концу 1931 г., по сведениям Госплана СССР, общее количество маятниковых определений достигло на советской территории 1800. В настоящее время мы стоим перед началом работ по общей систематической гравиметрической съемке СССР, которая должна быстро и во много раз увеличить имеющийся материал.

Значительная часть гравиметрических работ, произведенных у нас после революции, организована была в связи с поисками полезных ископаемых, и та же цель становится наряду с другими и перед предполагаемой общей гравиметрической съемкой. Несмотря на обилие гравиметрических исследований, связанных с решением геологических задач, у нас почти не имеется работ, которые бы в общей форме ставили своей задачей выяснение соотношений, существующих между величиной силы тяжести и структурой поверхностных частей земной коры. Поэтому мне представляется вполне своевременным поставить этот вопрос и попытаться, с одной стороны, вскрыть те закономерности, которые намечаются при изучении аномалий силы тяжести в Восточной Европе, а с другой — выяснить, какими геологическими факторами эти аномалии обуславливаются. При установлении этих соотношений, как мне казалось, само собой должно было бы выясниться и то значение, какое может иметь гравиметрия для геологических исследований, и то, как геолог может подходить к расшифровыванию гравиметрических данных при попытках использовать последние для геологических целей.

Значение гравиметрии для геологии не ограничивается применением ее для выяснения структуры скрытых от непосредственного наблюдения участков земной коры. Учитывая приуроченность землетрясений к областям, имеющим часто большие гравитационные аномалии, мы можем в изучении последних надеяться найти средство к пониманию процессов, обуславливающих возникновение землетрясений.

Огромную роль, наконец, играет изучение силы тяжести при помощи маятников для выработки основных теоретических представлений относительно строения земной коры и механизма ее движений.

¹ Отдельное издание. Труды Научно-исследовательского института геологии и минералогии, 1933, вып. 1. — *Ред.*

Как известно, на изучении изменений силы тяжести в различных пунктах земной поверхности базируется одна из основных представлений современной геофизики и геологии, получившее название принципа изостазии.

На этом принципе в значительной мере зиждется учение о крайне неравномерной мощности внешней легкой оболочки земной коры, которая, по господствующим представлениям, под континентами имеет большую толщину, под океанами же резко утоняется и в некоторых случаях (Тихий океан) даже вовсе прерывается, так что на поверхность дна здесь непосредственно выходят более тяжелые массы *Sima*. Таким образом, получается то представление о плавании континентальных массивов на *Sima*, которое лежит в основе большинства новейших тектонических гипотез, начиная с Вегенера и кончая Штаубом.

Кроме этих основных представлений, с изостазией связывают также множество других геологических явлений: прогибание геосинклиналей под нагрузкой отлагающихся в них осадков, поднятие горных массивов параллельно их размыванию, прогибание участков континентов при развитии на них ледников и связанные с этим трансгрессии моря, поднятие тех же участков после таяния льда, явления так называемой цикличности при отложении осадков и многое другое. Подробное рассмотрение значення изостазии для геологических процессов интересующиеся могут найти в известной книге Борна «*Isostasie und Schwermessung*» (Born, 1923).

Я в своем дальнейшем изложении должен буду уделить большое внимание некоторым частным вопросам учения об изостазии, поскольку последняя привлекается к объяснению аномалий силы тяжести и некоторых движений земной коры в пределах континентов. Принципа изостазии в его общей форме мне касаться не придется ввиду того, что вопрос этот далеко выходит за рамки наших непосредственных задач и вообще геологическими методами решен быть не может.

II

Для того чтобы уяснить себе, какие соотношения существуют между величиной силы тяжести и геологическим строением Восточной Европы, необходимо прежде всего познакомиться с тем, что известно об изменениях силы тяжести в этой области.

Раньше чем перейти к изложению существующего фактического материала, я должен, однако, сказать, несколько слов о способе измерения силы тяжести и разъяснить, быть может, не вполне знакомое многим геологам понятие аномалии силы тяжести.

Не входя ни в какие подробности, напомним, что относительные измерения силы тяжести, которые представляют интерес для геолога, сводятся к сравнению качания маятника в точке наблюдения с качанием такой же длины маятника на какой-либо из основных геофизических обсерваторий. Если для этой основной главной станции период колебания маятника T_1 и величина ускорения силы тяжести g_1 известны, а в изучаемой точке период колебания T_2 определен наблюдением, то, принимая во внимание, что ускорения тяжести в различных точках обратно пропорциональны квадратам периода колебаний, мы получим уравнение:

$$g_1 : g_2 = \frac{1}{T_1^2} : \frac{1}{T_2^2},$$

где g_2 — ускорение силы тяжести в точке наблюдения.

Мы имеем, таким образом, все данные для определения g_2 .

Полученные таким образом для различных точек земной поверхности величины ускорения тяжести зависят не только от распределения масс в теле земного шара (что представляет интерес для геологических целей), но также от географического положения местности, от положения точки наблюдения P над уровнем моря и от рельефа прилежащих пространств.

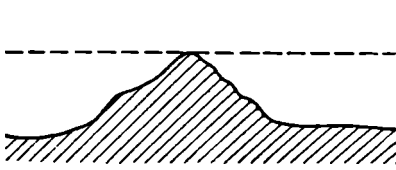


Рис. 1.

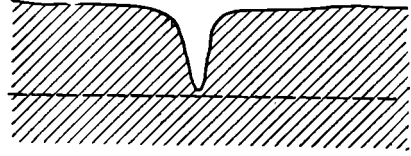


Рис. 2.

Вследствие этого полученные наблюдениями величины не могут быть использованы для геологических целей непосредственно и должны подвергнуться предварительной обработке путем введения ряда поправок или редуций.

Если точка наблюдения лежит не на равнине, то прежде всего придется вносить так называемую топографическую поправку, в зависимости от рельефа прилежащей местности.

Необходимость ее вытекает из того, что ускорение силы тяжести на вершине возвышенности очевидно меньше ускорения в точке, которая расположена на той же абсолютной высоте, но на равнине; в первом случае недостает притяжения масс, расположенных между поверхностью существующего рельефа и поверхностью упомянутой равнины (рис. 1).

То же самое имеет место и по отношению к станции, расположенной на дне глубокой долины. Здесь ускорение должно быть меньше того, которое имело бы место на равнине соответственной абсолютной высоты, потому что притяжение масс горных пород, расположенных в окрестностях точки наблюдения выше ее уровня, действует в обратном направлении, нежели притяжение масс, лежащих ниже этого уровня (рис. 2).

При сравнении наблюдений, произведенных в различных точках, указанные явления необходимо принимать во внимание, и чтобы сделать условия главными, к полученной при наблюдении величине ускорения придется прибавлять положительную поправку, которую можно вычислить, зная рельеф поверхности и плотность слагающих данную область горных пород. Таким образом мы получаем вместо g величину g' .

Следующей, важнейшей редуцией является поправка на абсолютную высоту местности. Так как ускорение тяжести зависит от этой высоты, для сравнения различных наблюдений их результаты необходимо привести к одному уровню, за который принимается уровень моря или, другими словами, поверхность геоида.

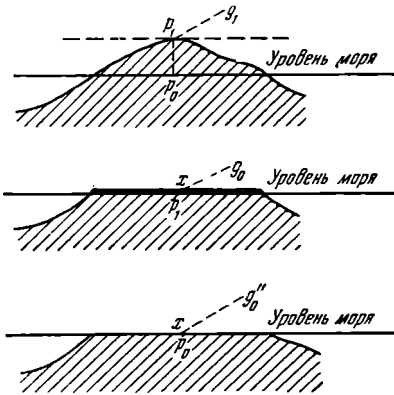


Рис. 3.

Редукцию эту можно произвести различными способами. Один из них, наиболее распространенный, носит название поправки в свободном воздухе. При вычислении этой поправки представляют, что точка наблюдения вместе с породами, которые залегают между ее уровнем и уровнем моря, придавлены к последнему. Таким образом, весь рельеф суши мыслится приплюснутым к уровню моря, а вся масса горных пород, залегающих в земной коре выше этого уровня, представляется сосредоточенной в бесконечно тонком листке на этом уровне (рис. 3, средняя схема).

При вычислении поправки в свободном воздухе наблюдаемая величина ускорения g или, где нужно, эта величина по внесению в нее топографической редукции g' должна возрасти, так как массы сосредоточиваются на поверхности, ближе расположенной к центру земли, чем это имеет место на самом деле.

Величина этой поправки

$$\Delta g = + \frac{2g}{R} H,$$

где g — наблюдаемое ускорение, R — средний радиус земли, H — высота станции над уровнем моря.

Таким образом, путем редукции в свободном воздухе мы получаем приведенную к уровню моря величину ускорения

$$g_0 = g + \frac{2g}{R} H.$$

При другом способе приведения к уровню моря рельеф устраняется простым срезанием и отбрасыванием лежащих выше уровня моря масс (рис. 3, нижняя схема). При введении этой поправки, известной под именем поправки Буге, исключают притяжение слоя горных пород, мощность которого равна высоте точки наблюдения над уровнем моря, а плотность — средней плотности слагающих этот слой пород; при этом принимают, что слой имеет бесконечную протяженность. При этих условиях величина вносимой поправки

$$\Delta g'' = - \frac{3D}{2Dm} \cdot \frac{H}{R} g,$$

где D — средняя плотность удаляемого слоя, Dm — средняя плотность земли (5,52), H — абсолютная высота точки наблюдения, R — средний радиус земли (6 370,3 км).

Отсюда получают приведенную к уровню моря величину

$$g_0'' = g_0 + \frac{2g}{R} H - \frac{3}{2} \cdot \frac{D}{Dm} \cdot \frac{H}{R} g.$$

Для того чтобы получить возможность на основе добытого при наблюдениях гравиметрического материала судить о структуре земной коры, приведенные к уровню моря величины g_0 и g_0'' сравнивают с величиной ускорения γ_0 , теоретически вычисленной для данной широты при предположении, что земля представляет эллипсоид вращения, лишенный всякого рельефа и состоящий из концентрических слоев равномерной плотности. Разность между наблюдаемой и теоретической величиной наблюдения известна под названием аномалии тяжести; сообразно с двумя основными редукциями для приведения g к уровню моря различают и два рода аномалий.

Первая из них ($\Delta g = g_0 - \gamma_0$) носит название полной аномалии и показывает, насколько наблюдаемое ускорение силы тяжести по приведении его к уровню моря отличается от теоретической, вычисленной величины. В том случае, когда g положительно, т. е. когда наблюдаемая величина выше теоретической, мы имеем указание на присутствие избыточных масс по сравнению с теоретически допущенными; отрицательная аномалия говорит, наоборот, о недостатке массы.

Аномалия второго рода ($\Delta g'' = g_0'' - \gamma_0$), известная под именем аномалии Буге, связана с массами, располагающимися ниже уровня моря, так как все, что расположено выше последнего, при редукции Буге отбрасывается.

Аномалии тяжести принято выражать в тысячных долях единицы ускорения, именно $\frac{\text{см}}{\text{сек}^2} \cdot 10^{-3}$, которые носят название миллигаль (мгл). Нанося полученные при наблюдениях величины на карту, можно соединять равные величины аномалии линиями, которые мы в дальнейшем будем называть изоаномалами.

В Америке широко применяется, кроме указанных, еще так называемая изостатическая аномалия, выработанная Хейфордом (Hayford a. Bowie, 1912); за последнее время, по примеру Хейсканена, ее видоизменения начинают проникать и в европейскую литературу. Не входя в подробности, мы укажем лишь на сущность этого метода получения аномалий.*

В противоположность другим авторам Хейфорд не приводит наблюдаемую величину g к уровню моря, чтобы затем сравнить g_0 с γ_0 , а сравнивает непосредственно наблюдаемую величину g с теоретически вычисленной для пункта наблюдения величиной g_0 . Для вычисления последней исходят из γ_0 , приводя ее на уровень наблюдений и учитывая влияние масс как в существующем рельефе, так и в земной коре. Для того чтобы решить эту последнюю задачу, Хейфорд прибегает к гипотезе изостазии в ее наиболее спорной форме, при допущении, что изостатически уравновешиваться могут в земной коре призмы очень малого диаметра.

III

Имея своей задачей выяснение соотношений между величиной силы тяжести и геологическим строением, мы для решения этого вопроса должны обратиться к изучению аномалий силы тяжести, именно к выяснению закономерностей в их географическом распространении и их связи с теми или иными структурными элементами земной коры. При этом, конечно, в первую очередь необходимо решить вопрос, какой из известных родов аномалий следует положить в основу нашей работы.

Даже не входя в подробное рассмотрение фактического материала, легко видеть, что аномалии Буге, при вычислении которых исключается влияние пород, залегающих выше уровня моря, менее пригодны для геологических целей, нежели полные аномалии, так как для геолога, особенно в возвышенных и горных областях, наибольшее значение имеют как раз те поверхностные части земной коры, которые при редукции Буге отбрасываются. Даже в тех случаях, когда специального интереса к этим верхним частям коры и не имеется, приходится признать, что путем срезания части последней мы более или менее сильно искажаем геологическую структуру местности и тем самым затрудняем, а часто делаем и невозможным геологическое истолкование (или, как у нас почему-то принято говорить, геологическую интерпретацию) аномалий.

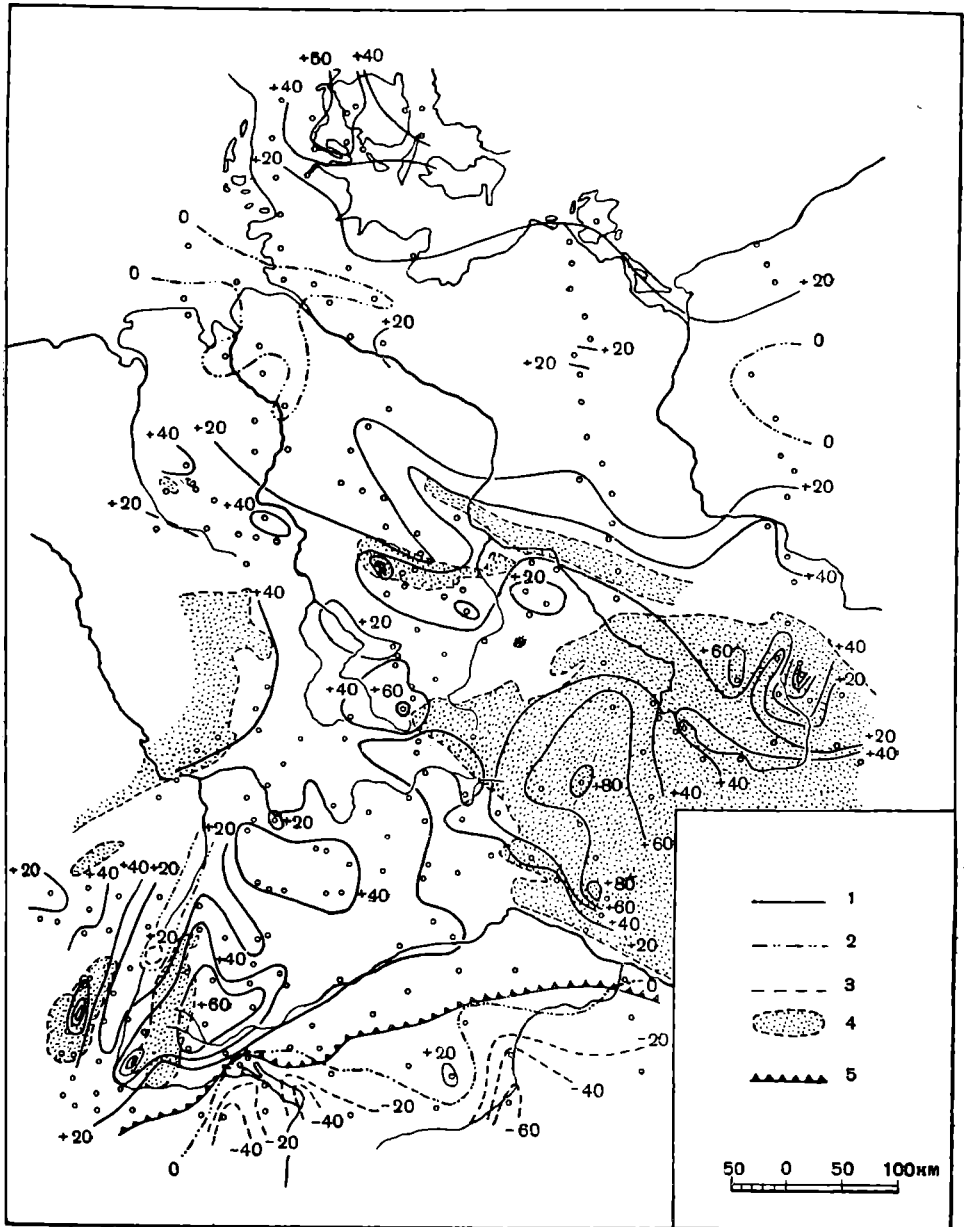


Рис. 4. Карта полных аномалий силы тяжести Германии ($g_0 - \gamma_0$) по Борну (Born, 1925):

1 — положительные изоаномалы; 2 — нулевая изоаномала; 3 — отрицательные изоаномалы; 4 — допермские горные сооружения; 5 — северная граница Предальпийской впадины.

Кроме этого, против поправки Буге могут быть сделаны и два других существенных возражения. Во-первых, определить с желательной точностью среднюю плотность слоя пород, залегающих между точкой наблюдения и уровнем моря, всегда бывает достаточно трудно, а для возвышенных, особенно складчатых горных областей в большинстве случаев

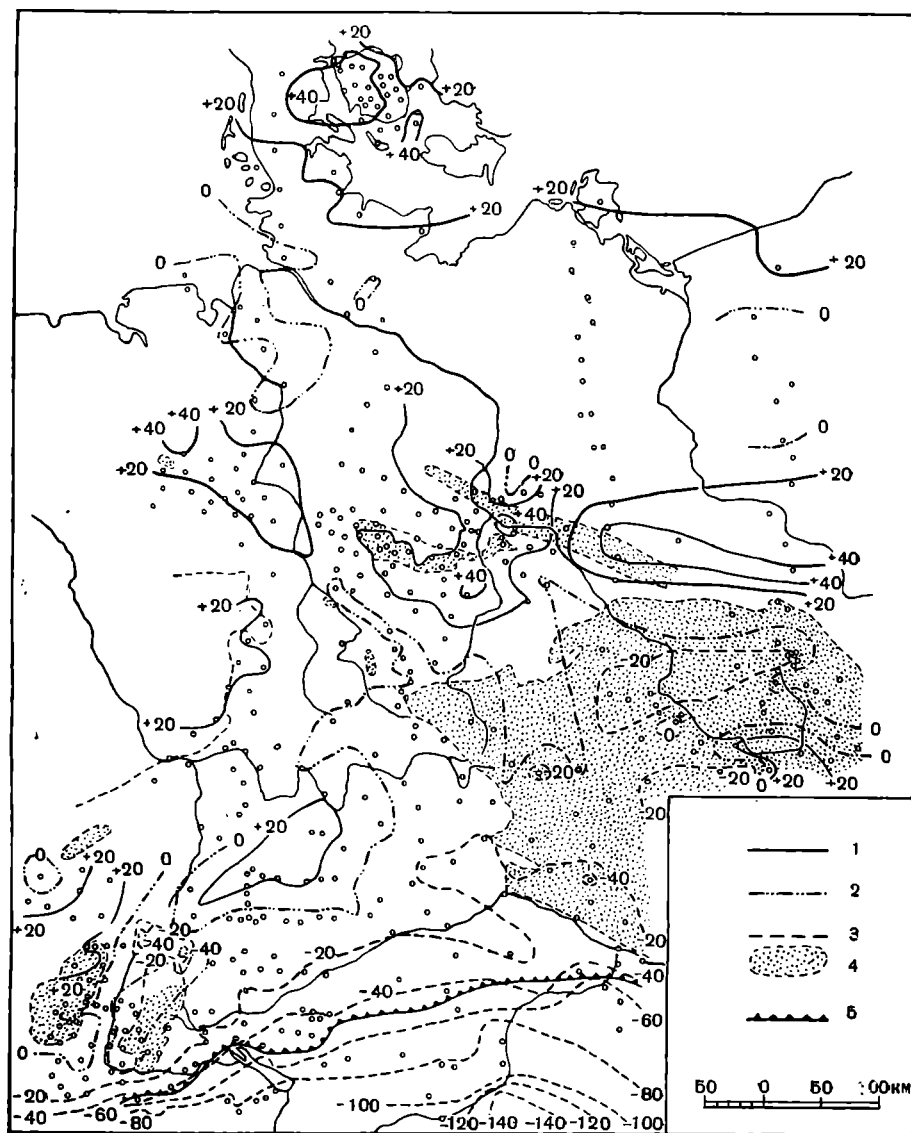


Рис. 5. Карта аномалий силы тяжести Германии ($g_0^* - \gamma_0$) по Борну:

1 — положительные изоаномалы; 2 — нулевая изоаномала; 3 — отрицательные изоаномалы;
 4 — допермские горные сооружения; 5 — северная граница Предальпийской впадины.

и просто невозможно; таким образом, в величину аномалии в самом же начале вносится некоторый элемент произвола. Дело еще более усложняется тем, что при вычислении аномалии учитывается влияние не реально существующих пород, которые слагают те или иные возвышенности, а влияние слоя бесконечной протяженности, равного по мощности абсолютной высоте точки наблюдения. Все это заставляет с самого начала отдавать для наших целей предпочтение полным аномалиям и обращаться к аномалиям Буге лишь в специальных случаях, когда интерес сосредоточивается на распределении масс ниже поверхности геоида; в первую оче-

редь приходится прибегать к этому при изучении вопросов, связанных с гипотезой изостазии.

Чтобы убедиться в правильности этих соображений, необходимо на достаточно хорошо изученных примерах установить, насколько аномалии того и другого рода отражают геологическую структуру местности.

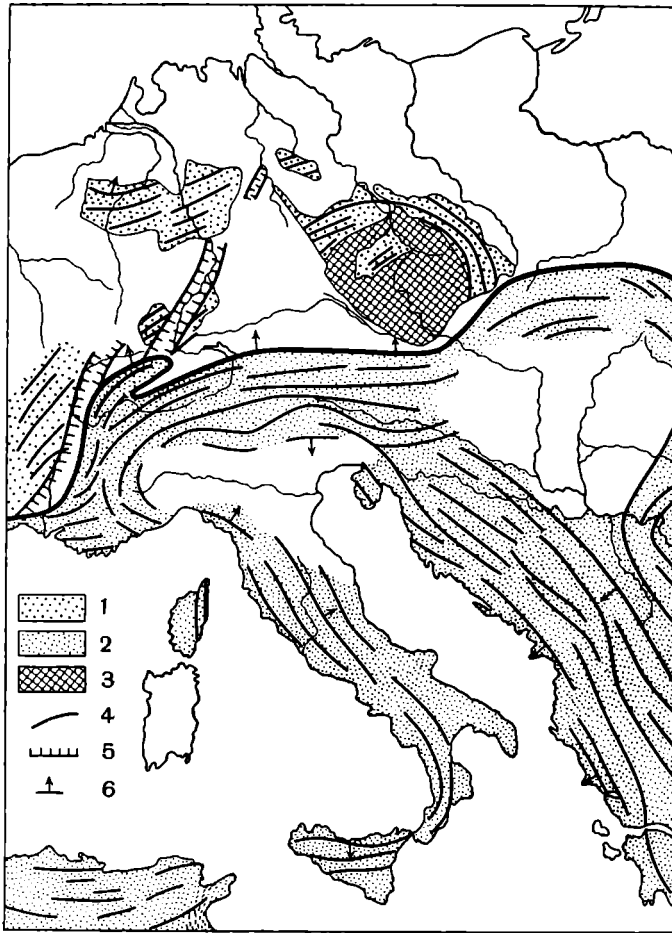


Рис. 6. Тектоническая карта Средней Европы:

1 — горстовые выступы варисийских горных сооружений; 2 — альпийские горные сооружения; 3 — Божемский массив; 4 — простирания; 5 — сбросы; 6 — направление надвигов.

Весьма ценный материал дает для этого хорошо изученная как в гравиметрическом, так и геологическом отношении площадь Германии, для которой картографический материал по аномалиям силы тяжести можно найти в работах Коссмата (Kossmat, 1920, 1921) и особенно Борна (Born, 1925).

В работе Борна в изолиниях дана только карта аномалий Буге, но по приведенным на ней цифрам легко составить такую же карту и для полной аномалии. Сравнивая обе эти карты, которые мы приводим на рис. 4 и 5, с тектонической картой Средней Европы (рис. 6), легко видеть, что

полные аномалии гораздо полнее и точнее отражают геологическую структуру взятой нами для примера области.

Как известно, северная часть Германии занята глубокой Польско-Германской впадиной, выполненной мезозойскими и кайнозойскими породами. Эта впадина одинаково хорошо вырисовывается на обеих картах малыми положительными аномалиями, которые в осевой полосе прогиба нередко переходят в малые отрицательные.

Другая впадина, Предальпийская, располагается на юге, прилегая к северной окраине Альпийских гор. На карте полных аномалий Предальпийская впадина характеризуется отрицательными значениями, причем северная граница площади отрицательных аномалий почти в точности отвечает границе впадины в том виде, как она указана Борном. На карте аномалий Буге северный край Предальпийской впадины совпадает с изоаномалой — 50, а отрицательные аномалии распространяются отсюда еще далеко на север.

Между обеими упомянутыми сейчас впадинами располагается очень сложно построенная область, состоящая из горстовых выступов древних варисийских горных сооружений и разделяющих эти горсты районов относительного опускания, в которых палеозойские складчатые породы залегают на большой глубине под мезозойскими и отчасти третичными образованиями; часть этих районов представляет резко выраженные молодые грабены.

На карте полных аномалий почти вся эта область охарактеризована положительными значениями, имеющими свыше $20 \cdot 10^{-3}$ см/сек² и достигающими в отдельных точках 90 и даже $140 \cdot 10^{-3}$ см/сек². В общем наиболее значительные аномалии приурочиваются к наиболее возвышенным районам, сложенным из дислоцированных палеозойских пород, но из этого нередко можно наблюдать и исключения.

В области Рейнского грабена аномалии или близки к нулю или же имеют довольно большие отрицательные значения (до — 43).

Иную картину представляет карта аномалий Буге; здесь положительные аномалии сосредоточиваются у западной и северной окраин области, приурочиваясь почти исключительно к горстам герцинских горных сооружений (Вогезы, Шварцвальд, Таунус, Келлервальд — на западе; Тевтобургский лес, Гарц, Лаузицкие горы с их подземным северным продолжением — на севере); большая южная часть области, включающая и палеозойские массивы и разделяющие их районы развития мезозойских отложений, характеризуется отрицательными аномалиями. Вследствие этого на карте аномалий Буге область горстовых выступов не отделяется столь резко от Предальпийской впадины, как на предыдущей, а в значительной мере сливается с нею.

В общем приходится сказать, что для Германии крупные структурные геологические элементы лучше отражаются полными аномалиями, нежели аномалиями Буге. При этом выясняется, что районом молодых опусканий или впадинам, в пределах которых древние дислоцированные и метаморфизованные породы залегают на большой глубине, под мощной толщей горизонтально лежащих или слабо дислоцированных осадочных образований, свойственны отрицательные и частью очень слабые положительные полные аномалии. Наоборот, в областях, где дислоцированные породы залегают или на поверхности или сравнительно близко от поверхности, преобладание принадлежит положительным аномалиям. При пользовании аномалиями Буге разница между двумя указанными типами структур в значительной мере сглаживается.

К югу от рассмотренной в разобранном примере области располагается

альпийская горная система, для которой карта аномалий Буге (рис. 7) дана в работах Коссмата (Kossmat, 1920, 1921).

Поскольку нам известно, полные аномалии имеют во всей этой области положительный знак. По вычислениям Коссмата, в общем Альпам свойственен избыток тяжести, равный $70 \cdot 10^{-3}$ см/сек². Крупные положительные аномалии наблюдаются также во внутренних областях опускания альпийской системы — по внутренней стороне Карпат, в Паннонской низменности, а также в области Тирренского и Средиземного морей.

Существенно иную картину дает карта аномалий Буге. Горным хребтам здесь в общем свойственны отрицательные значения аномалий, причем в Альпах на очень больших площадях удерживаются отрицательные величины, превышающие $100 \cdot 10^{-3}$ см/сек². Однако в Карпатах, в Апеннинах и на небольших участках в Альпах от этого правила наблюдаются отклонения, и здесь появляются положительные аномалии, достигающие в отдельных пунктах +50 и даже $+80 \cdot 10^{-3}$ см/сек². В Паннонской низменности и в области Тирренского и Средиземного морей положительные аномалии сохраняются.

Таким образом, для горных областей с точки зрения выявления их геологической структуры предпочтение, на первый взгляд, приходится отдать аномалиям Буге, так как они в общем ярко оттеняют противоположность горных хребтов и разделяющих их впадин, что не имеет места при полных аномалиях, где и на горах и во впадинах аномалии имеют один и тот же знак.

Сопоставляя все до сих пор сказанное, мы однако должны будем прийти к несколько иному выводу, так как оказывается, что полные аномалии дают более устойчивую характеристику основных структурных элементов Средней Европы. Для всех без исключения горных сооружений характерным является избыток массы, и различия в гравиметрической характеристике выявляются лишь в отношении впадин, из которых одни имеют положительные, другие же отрицательные аномалии. Иное наблюдается в отношении аномалий Буге, где как горные сооружения, так и впадины в одних случаях характеризуются положительными, в других же отрицательными аномалиями. Более внимательное изучение вопроса показывает, что между впадинами, имеющими различную гравиметрическую характеристику, существуют и крупные геологические различия; так, в Паннонской низменности, которая имеет положительные аномалии, широко развиты изверженные породы, отсутствующие во впадинах, характеризующихся наличием отрицательных аномалий.

В качестве второго примера мы разберем результаты довольно подробной гравиметрической съемки восточного Азербайджана, опубликованные в статье Архангельского и Федынского (1932). При сравнительном изучении приведенных ими карт, к которым нам придется еще возвращаться в дальнейшем, выясняется, что полные аномалии чрезвычайно точно отражают основные структурные элементы области (рис. 8 и 9). Горным массивам Главного Кавказского хребта и Малого Кавказа соответствуют положительные аномалии, а Куринской и Прикаспийской впадинам — отрицательные; на карте аномалий Буге положительные аномалии в области Главного Кавказского хребта заменяются отрицательными, чем затушевывается его граница с прилежащими впадинами. Иное, менее соответствующее, повидимому, геологическому строению области направление получают изоаномалы в пределах Прикаспийской впадины. Из сказанного следует, что в отношении восточного Азербайджана, как и в отношении Германии, полные аномалии более точно передают геологическую структуру страны.

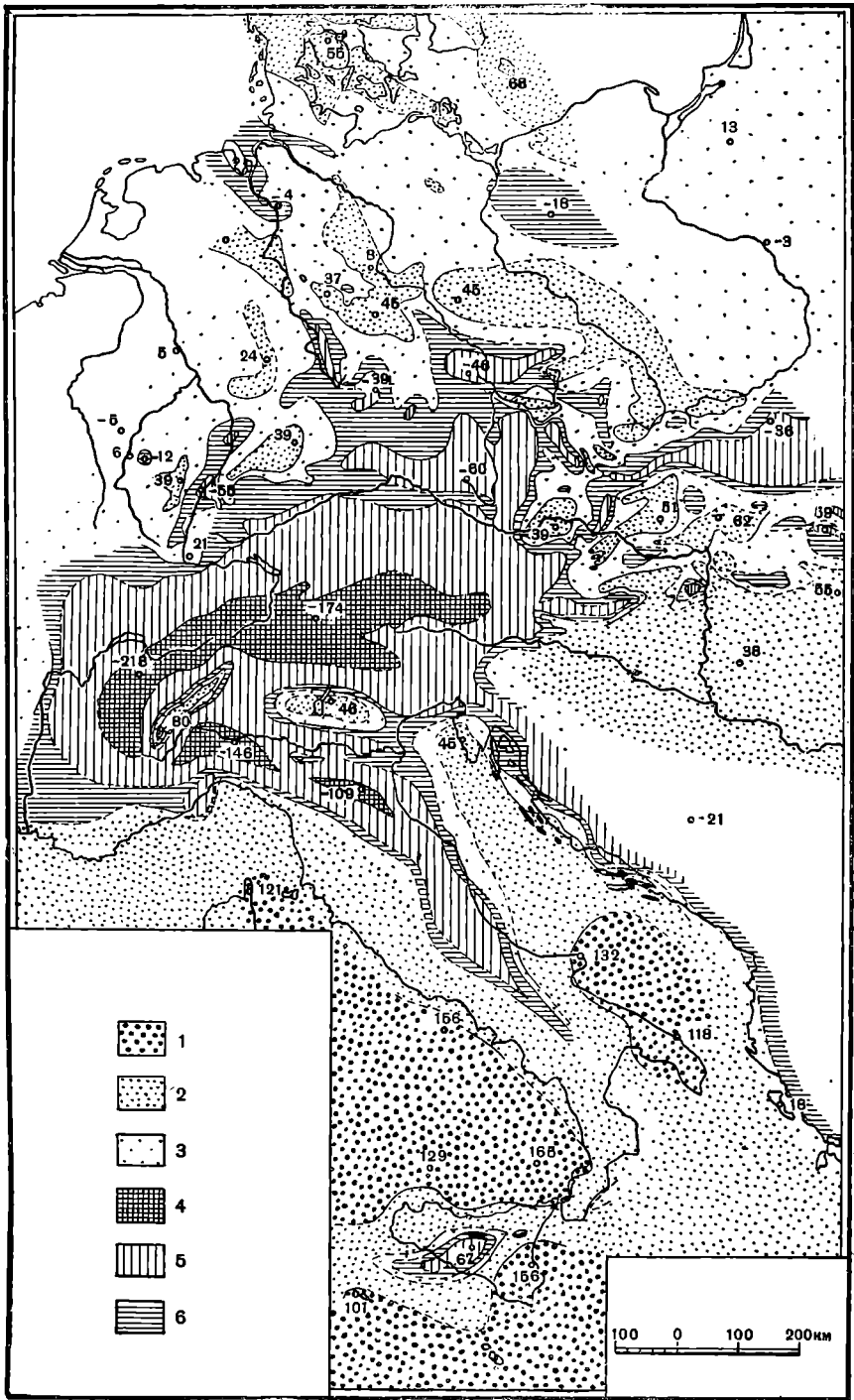


Рис. 7. Аномалии Буге ($g_0 - \gamma_0$) Средней Европы из Коссмата (Kossmat, 1921):
 1 — области положительных аномалий выше $100 \cdot 10^{-8}$ см/сек²; 2 — от +20 до +100; 3 — от 0 до +20; 4 — свыше -100; 5 — от -20 до -100; 6 — отрицательные аномалии — от 0 до -20.

В обоих разобранных случаях мы имели дело со сравнительно молодыми складчатыми горными сооружениями альпийского и варисийского возраста; обратимся теперь к Восточно-Европейской плите, в пределах которой послезоозойские осадочные породы являются мало или вовсе не дислоцированными и основные структурные элементы которой определяются расположением докембрийских пород.

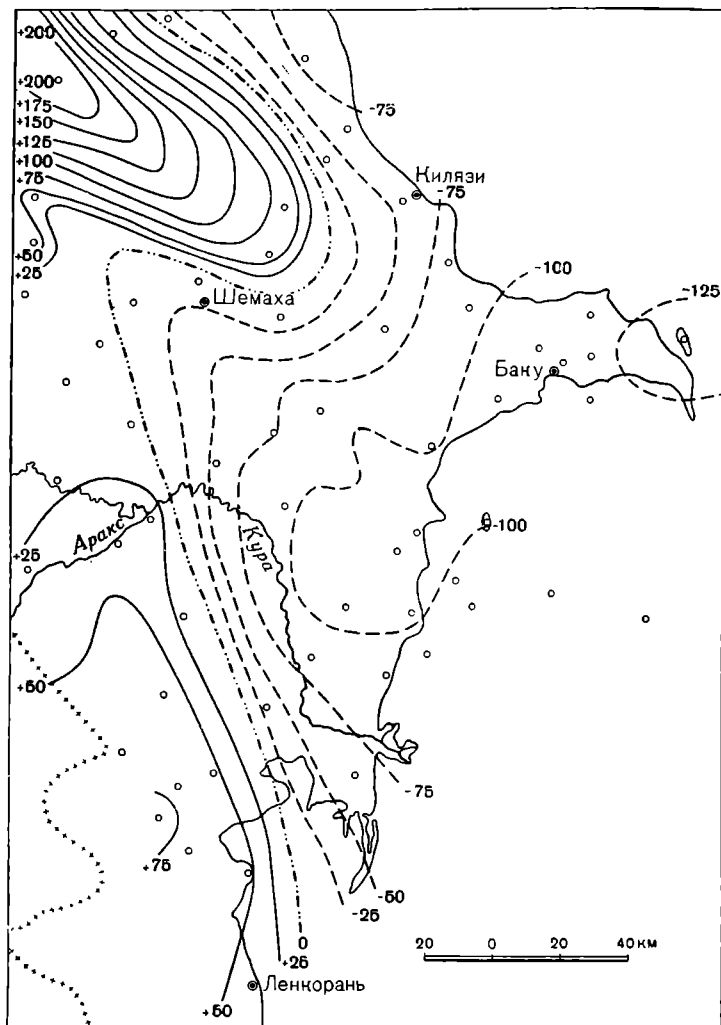


Рис. 8. Карта полных аномалий силы тяжести восточного Азербайджана ($g_0 - \gamma_0$), по Архангельскому и Федынскому (1932), с исправлениями по исследованиям 1932 г.

Ввиду того, что в пределах Восточно-Европейской плиты относительно хорошо изучены лишь северо-западная и юго-западная части последней, мы ограничимся здесь рассмотрением гравиметрических карт Финляндии и Украины.

С аномалиями тяжести Финляндии нас знакомят работы Пезонена (Pezonen, 1927, 1930); для сравнения результатов гравиметрических работ с

геологическими данными, я пользуюсь геологической картой Финляндии, опубликованной недавно Седергольмом (Sederholm, 1930). Из прилагаемого рис. 10 видно, что большая, восточная, часть южной Финляндии характеризуется положительными полными аномалиями. На крайнем

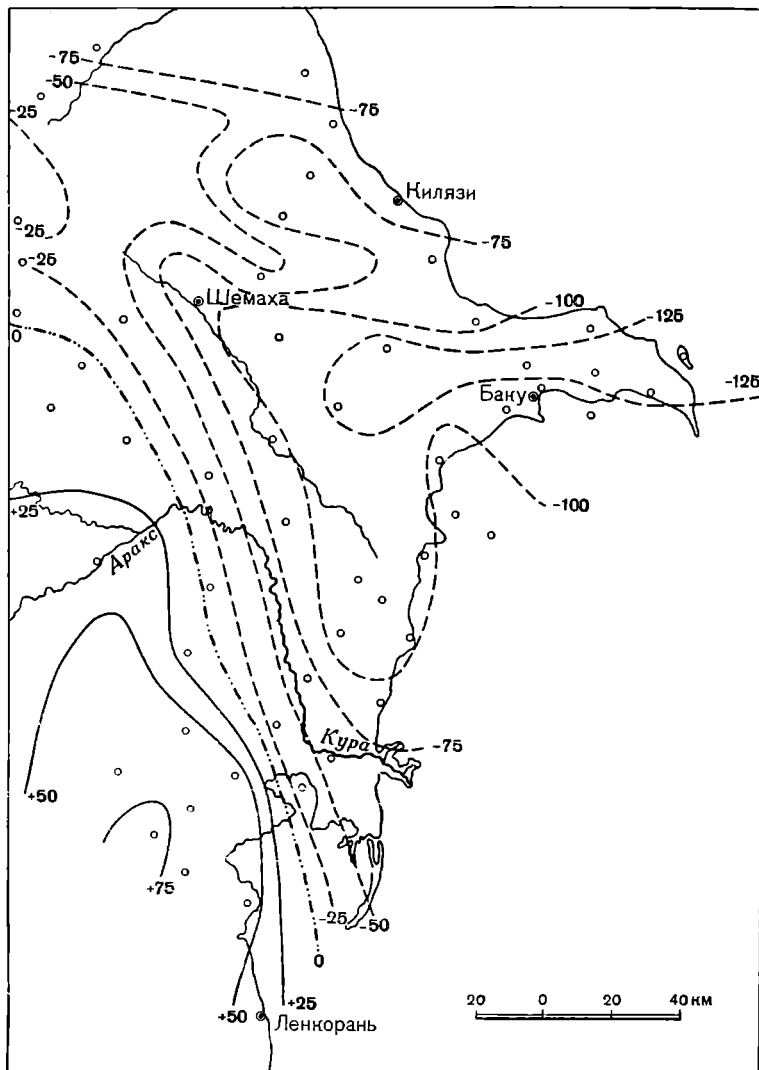


Рис. 9. Карта аномалий силы тяжести восточного Азербайджана ($g_0 - \gamma_0$), по Архангельскому и Федынскому (1932), с исправлениями по исследованиям 1932 г.

юго-востоке, по северо-западному побережью Ладожского озера, аномалии падают до нуля, и это падение совпадает с областью выходов гранитов — рапакиви у Солми и Пальберви; вторая обширная площадь отрицательных аномалий также точно соответствует огромному массиву рапакиви, который располагается по побережью Финского залива между Выборгом и Хельсинки. Третий район отрицательных аномалий сопровождается восточное побережье Ботнического залива. Повидимому, он

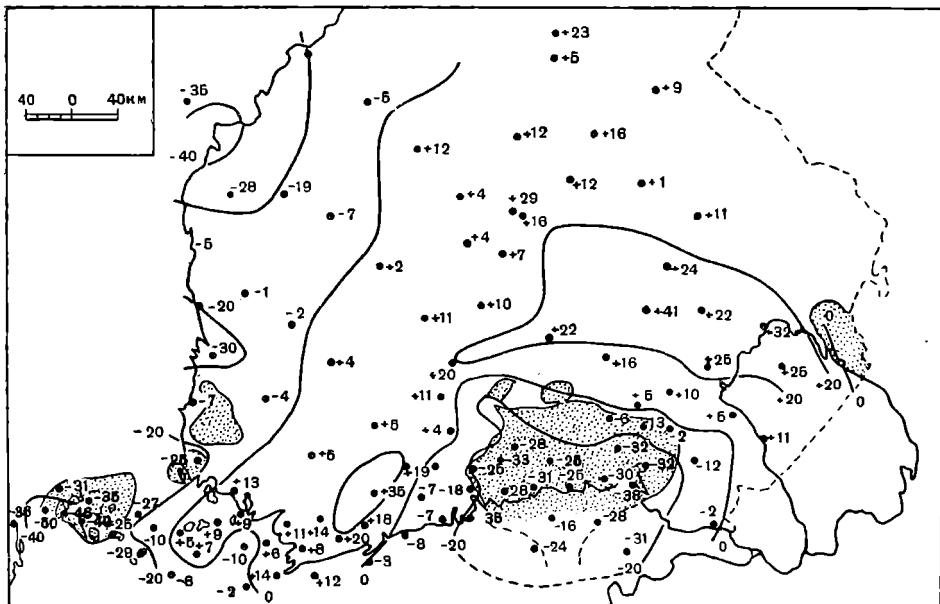


Рис. 10. Карта полных аномалий силы тяжести ($g_0 - \gamma_0$) средней и южной Финляндии, по Пезозену (Pesonen, 1927, 1930), с показанием выходов гранитов-рапакиви (точки), по Седергольму (Sederholm, 1930)

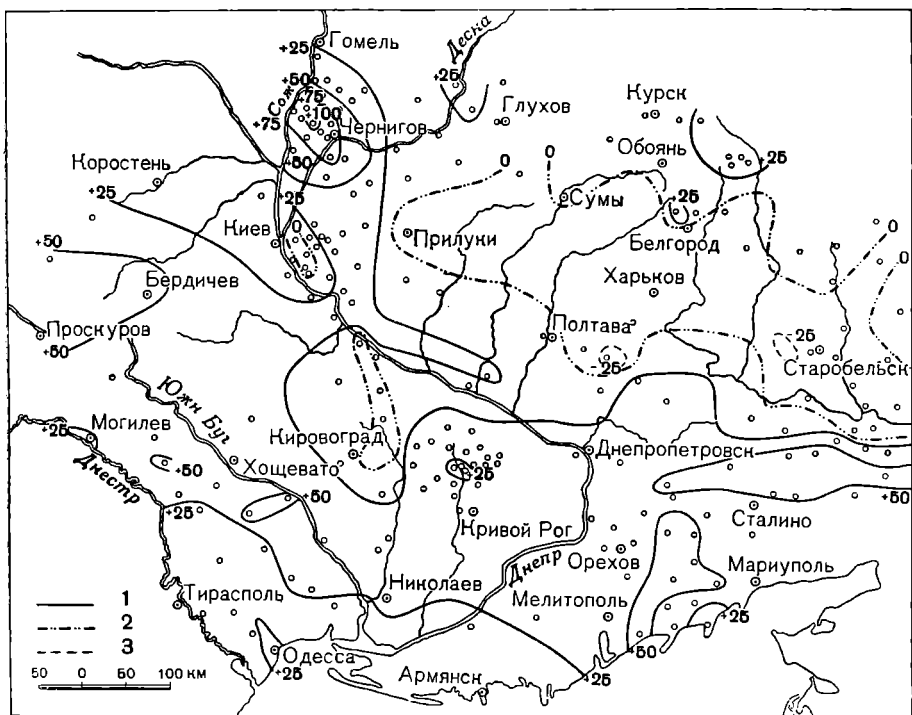


Рис. 11. Карта полных аномалий силы тяжести ($g_0 - \gamma_0$) Украины, по Орлову: 1 — положительные изоаномалы; 2 — нулевая изоаномала; 3 — отрицательные изоаномалы.

представляет лишь окраину обширного отрицательного поля, расположенного в пределах Швеции, но наибольшие значения отрицательных аномалий, приуроченные к юго-западному углу Финляндии, и здесь отвечают выходам рапакиви.

Таким образом выясняется, что в Финляндии отрицательные полные аномалии приурочиваются преимущественно к районам развития наиболее молодых, незатронутых процессами динамометаморфизма гранитов, тогда как площади более древних пород, как изверженных, так и метаморфи-

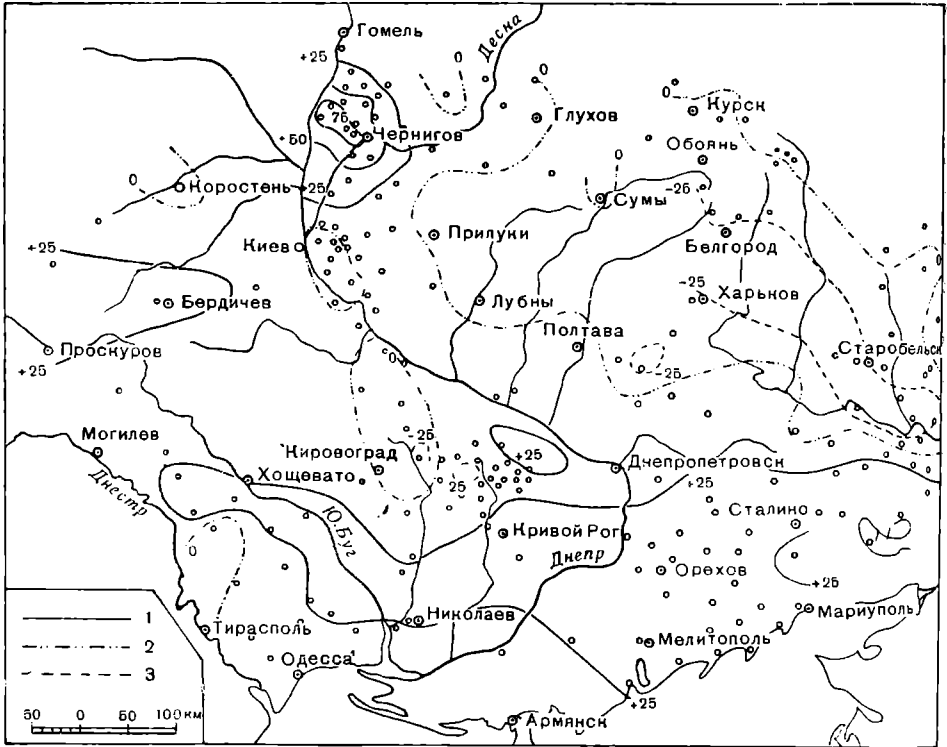


Рис. 12. Карта аномалий силы тяжести ($g'' - \gamma_0$) Украины, по Орлову:

1 — положительные изоаномалы; 2 — нулевая изоаномала; 3 — отрицательные изоаномалы.

зованных осадочных, преимущественно характеризуются положительными аномалиями.

На карте аномалий Буге районы развития рапакиви также выделяются наиболее высокой величиной отрицательных аномалий; площадь распространения положительных аномалий резко сокращается. Таким образом, для Финляндии с геологической точки зрения нельзя отдать особого предпочтения какой-либо из рассматриваемых поправок.

Для Украины и прилежащих к ней с востока и северо-востока местностей мы имеем сравнительно густую сеть маятниковых пунктов, установленную работами Полтавской гравиметрической обсерватории на Украине, Московского астрономического, Центрального геологоразведочного института и других организаций. На основе материала этих исследований, полученных мною от А. Я. Орлова и Л. В. Сорокина, и составлены две прилагаемые карты (рис. 11 и 12).

Сравнивая карту полных аномалий Украины с тектонической картой Восточно-Европейской плиты (рис. 17), легко видеть, что область Азовско-Подольского и Воронежского докембрийских кристаллических массивов в общем характеризуется положительными значениями аномалий; отрицательные значения встречаются здесь лишь изредка, причем часть их на Украине приурочивается, как и в Финляндии, к выходам гранитов-рапакиви. Прекрасно вырисовывается Днепровско-Донецкая впадина,

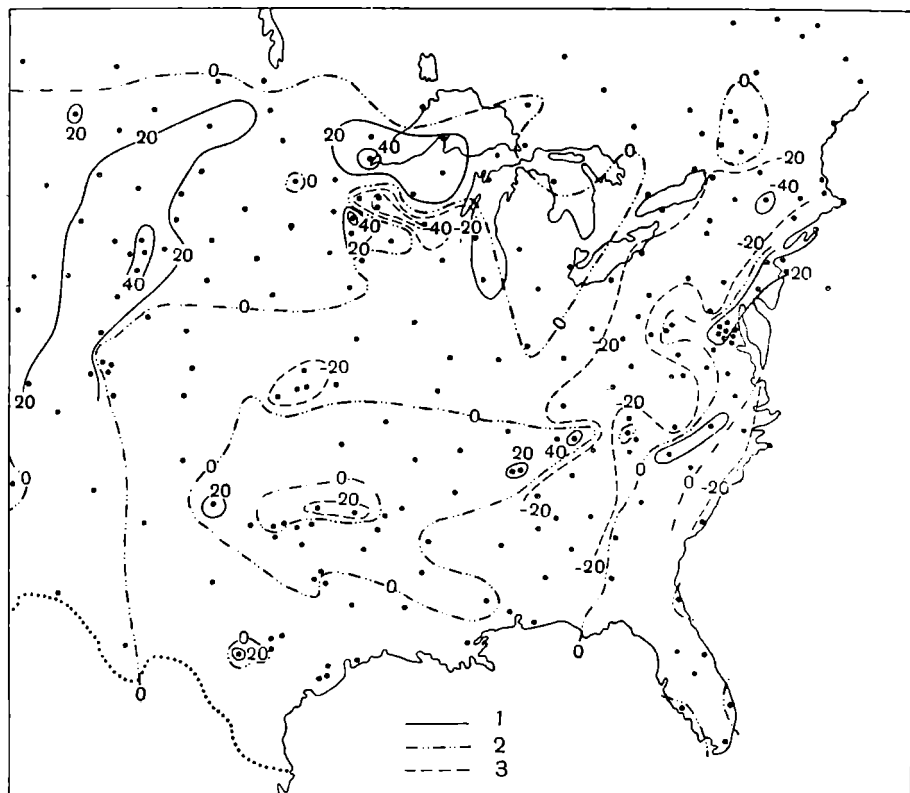


Рис. 13. Карта изостатических аномалий в восточной части США, по Уайту (White, 1924):

1 — положительные изоаномали; 2 — нулевая изоаномали; 3 — отрицательные изоаномали.

в пределах которой положительные аномалии сменяются отрицательными. Наконец выделяется Донецкий бассейн, вдоль осевой части которого протягивается полоса особенно крупных положительных аномалий.

Переходя к карте аномалий Буге, мы видим, что на ней геологическая структура рассматриваемой области выявляется хуже, нежели на предыдущей. Прежде всего область отрицательных аномалий здесь чрезвычайно расширяется, захватывая Воронежский кристаллический массив, чем затемняется его граница с Днепровско-Донецкой впадиной; последняя, впрочем, и здесь выделяется особенно крупными отрицательными аномалиями. Полоса избытков массы, соответствующая Донецкому краю, исчезает.

Подводя итог всему сказанному, мы видим, что оба рода аномалий явно связываются с геологическими явлениями, но полные аномалии

обычно лучше отражают геологическую структуру местности, нежели аномалии Буге. Поэтому за основу дальнейших рассуждений мы с полным правом можем принять именно полные аномалии.

В заключение необходимо сказать несколько слов относительно изостатических аномалий, которые, как указано выше, в большом ходу у американских геологов и геофизиков. Мы не можем пользоваться изостатической редукцией просто потому, что европейский материал с этой точки зрения еще очень мало проработан. Коссмат и Борн считают, что эту редукцию нельзя применять принципиально, так как она основана на произвольном предположении о местном характере движений изостатического выравнивания и о почти полном изостатическом равновесии земной коры. Вполне соглашаясь с тем, что предположения эти являются произвольными, я не могу, однако, из этого сделать вывод, что изостатическими аномалиями нельзя пользоваться для геологических целей.

Названные сейчас авторы предполагают, что аномалии силы тяжести в основном обуславливаются нарушением изостатического равновесия, и потому для них естественно неприемлема редукция, которая уже включает в себя определенные спорные гипотезы относительно характера движений земной коры, связанных с этими нарушениями. Мы увидим, однако, в дальнейшем, что мнение Коссмата и Борна не отвечает действительности, и аномалии связаны со структурой верхних частей земной коры, влияние которых должно проявляться вне зависимости от изостатического состояния последней. Поэтому приведенные возражения теряют значительную долю своего значения, и принципиально отказываться от пользования изостатической редукцией мы уже не можем.

Вторым и притом наиболее серьезным возражением против применения редукции Хейфорда у Коссмата является то, что гравиметрическая карта САСШ, составленная в 1912 г. Бови (Hayford a. Bowie, 1912), не обнаруживает тех замечательных соотношений с геологической картой, с которыми мы познакомились в предыдущих примерах. Такое несоответствие гравиметрической и геологической карты объясняется, однако, не свойствами изостатической редукции, а исключительно малой фактической обоснованностью карты Бови, который использовал для ее составления всего 124 определения силы тяжести. В последние годы вопросом о соотношениях между аномалиями силы тяжести и геологическим строением в САСШ занимался Уайт, который, используя большой новый гравиметрический материал, пришел к заключению, что изостатические аномалии обнаруживают тесную связь с геологическим строением местности (White, 1924). Мне в дальнейшем неоднократно придется возвращаться к работе Уайта, здесь же я ограничусь несколькими замечаниями по поводу опубликованной им карты восточной части САСШ, на которой нанесено довольно большое число пунктов определений величины силы тяжести. Соединяя изолиниями эти пункты, мы получим карту (рис. 13), сравнивая которую с тектонической схемой САСШ, составленной Блэкуэлдером (Blackwelder), легко видеть, что на карте изостатических аномалий совершенно отчетливо отражаются основные структурные элементы. В самом деле, на западе в виде полосы значительных положительных аномалий здесь выступают горные сооружения Скалистых гор. На востоке полоса крупных отрицательных аномалий намечает положение системы Аппалачей, а параллельная ей полоса положительных аномалий — горные сооружения системы Пидмонт.

Прибрежные равнины всюду характеризуются отрицательными аномалиями, что же касается внутреннего бассейна, то здесь господствуют

малые положительные и малые отрицательные аномалии. Система Уачита вырисовывается в виде полосы отрицательных аномалий.

Все это показывает, что пользование изостатической редукцией в геологических целях вполне допустимо; представляет ли она какие-либо преимущества перед редукцией в свободном воздухе, для меня за отсутствием сравнительного материала представляется неясным.

Нельзя пройти молчанием карту изостатических аномалий Кавказа, составленную недавно Савицким (Sawicky). Знакомясь с нею, геолог может утратить всякое доверие к изостатической редукции, так как карта эта противоречит всяким геологическим представлениям. Зависит это, однако, только от полной неосведомленности автора в геологии, а не от существа дела.

IV

После всего сказанного мы можем перейти к рассмотрению полных аномалий силы тяжести Восточной Европы и прилежащих к ней частей Азии и к анализу тех соотношений, какие существуют между полными аномалиями и геологической структурой этой обширной страны. Основой для наших рассуждений будут служить три гравиметрические карты тех участков Восточно-Европейской равнины и примыкающих к ней горных сооружений, которые сравнительно полно изучены в гравиметрическом отношении. Дать карту аномалий силы тяжести для всей площади европейской части СССР не представляется еще возможным, так как очень большие участки ее или вовсе лишены гравиметрических наблюдений, или же имеют настолько малое число последних, что на основе их еще нельзя делать никаких обобщений.

Наиболее полно изучена южная полоса европейской части СССР, включающая в себя Украину с прилежащими частями Центрально-черноземной области, Нижне-Волжского и Северо-Кавказского края, а также Крымско-Кавказскую горную область; карта аномалий этой области дана на рис. 14. Главнейшим литературным источником для ее составления послужила работа Гижицкого и Савкевича (1923), в которой сведены все определения силы тяжести, произведенные в России до 1921 г. Ряд ценных дополнений к данным Гижицкого и Савкевича дают немногие печатные работы, касающиеся гравиметрических исследований, произведенных за последние годы при изучении Грозненского и Азербайджанского нефтеносных районов (Нумеров, 1929; Степанов, 1931; Архангельский и Федьинский, 1932). Главным образом, однако, приводимая мною карта основана на неопубликованном еще материале, который был предоставлен мне различными учреждениями и лицами: А. Я. Орловым для Украины, Московским астрономическим институтом и Л. В. Сорокиным для Крыма, Черного моря, Кубанского нефтеносного района и прилегающих к Украине частей ЦЧО и Северо-Кавказского и Нижне-Волжского края, Нефтяным геологоразведочным институтом и Федьинским для западного побережья Каспийского моря и Закавказья и, наконец, И. А. Казанским и Институтом геодезии и картографии для Нижне-Волжского края.

Значительно хуже изучена северо-западная часть Восточно-Европейской равнины, карта полных аномалий которой приведена на рис. 15. Для Финляндии карта эта базируется на последних работах Пезонена (Pezonen, 1927, 1930). Фактический материал по советской части, охватываемой картой территории, заимствован из сводки Гижицкого и Савкевича и ряда позднейших публикаций Ленинградского астрономического института (Нумеров, 1924; Гижицкий и Яхонтов, 1924; Гижицкий, 1924,

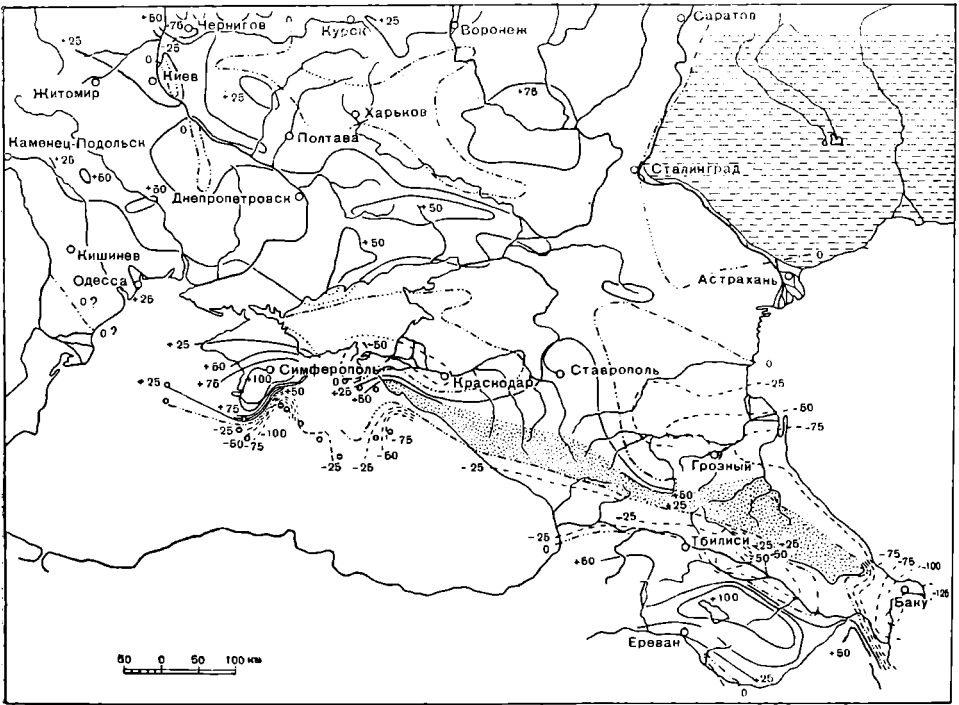


Рис. 14. Карта полных аномалий силы тяжести юга европейской части СССР.

Точками отмечена плохо изученная в гравиметрическом отношении область Главного Кавказского хребта, характеризующаяся положительными аномалиями; прерывистыми линиями заштрихован район отрицательных аномалий Прикаспийской впадины.

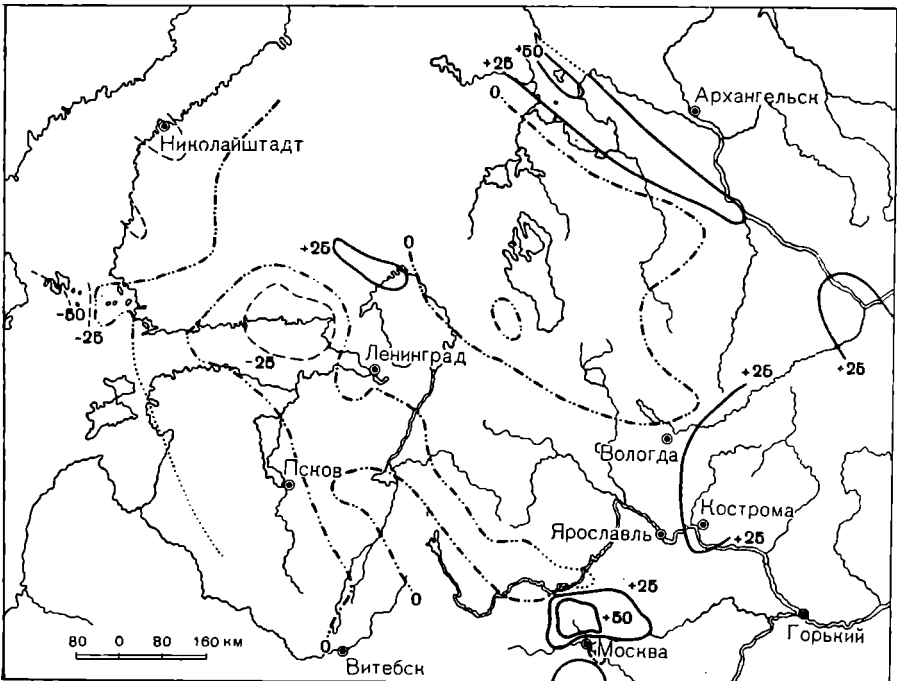


Рис. 15. Карта полных аномалий силы тяжести ($g_0 - \gamma_0$) северо-западной части СССР и южной Финляндии.

1928, 1929; Козловский, 1924). Кроме того, Б. В. Нумеровым мне была доставлена сводка гравиметрических данных по большей части охваченной картой области.

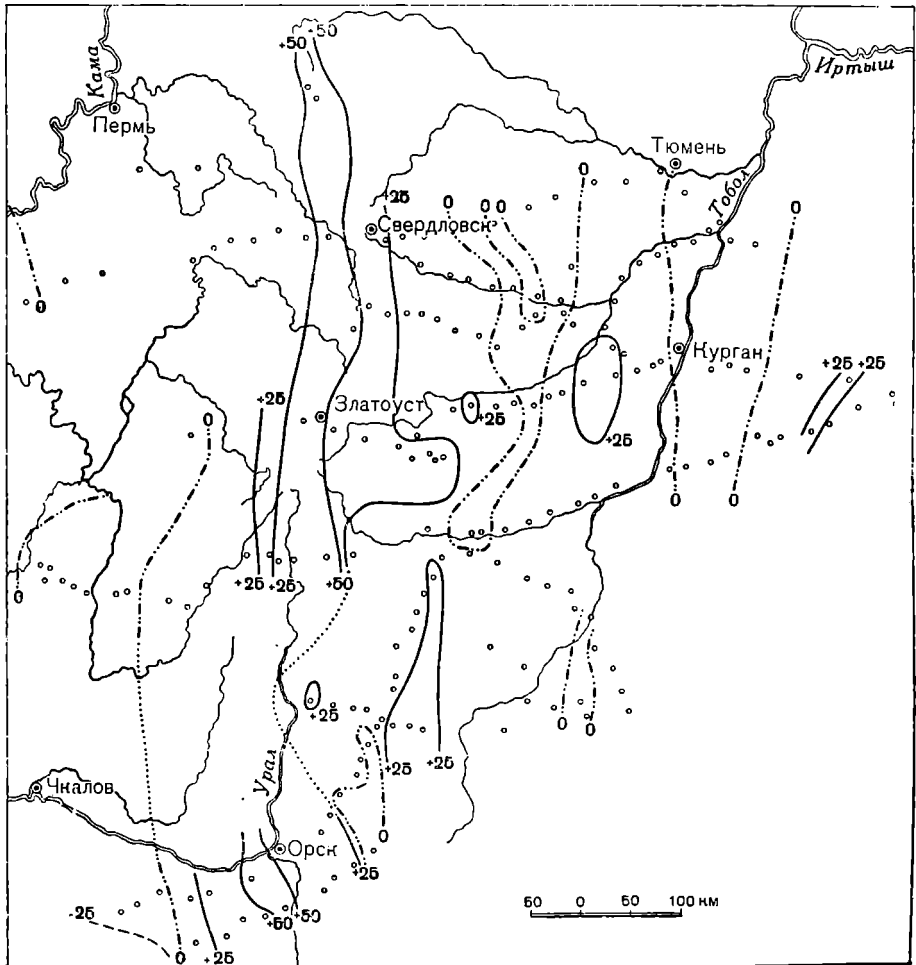


Рис. 16. Карта полных аномалий силы тяжести ($g_0 - \gamma_0$) Урала и части Западно-Сибирской низменности.

Последняя карта (рис. 16), охватывающая Приуралье, основана главным образом на новейших работах, организованных Ленинградским астрономическим институтом; сводка результатов этих работ доставлена мне Б. В. Нумеровым. Литературными источниками служили, кроме сводки Гижичко и Савкевича, еще некоторые статьи, помещенные в списке литературы (Горшков, 1931; Гижичкий, 1928¹, 1931; Нумеров, 1931, 1932).

На все даваемые мною карты следует, конечно, смотреть лишь как на первую слабую попытку схватить основные черты той сложной картины, какую мы должны получить после проведения систематической гравиметрической съемки изучаемой области. Съемка эта несомненно сильно

усложнит даваемые теперь схемы, в очень многих отношениях должна будет существенно изменить их, но я думаю, что основные черты картины, о которых сейчас будет идти речь, останутся и в будущем.

Первый же взгляд на карты рис. 14—16 показывает, что на площади Восточной Европы и в прилежащих к ней частях Азии сила тяжести изменяется с определенно выраженной закономерностью. Положительные и отрицательные аномалии располагаются на картах полосами, свиде-

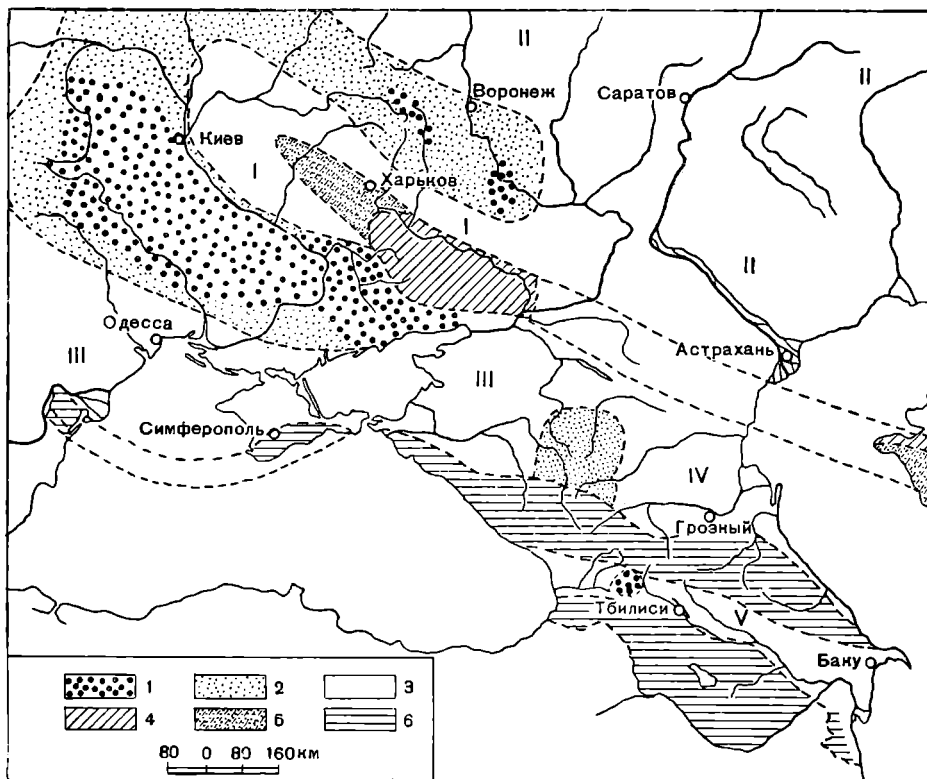


Рис. 17. Тектоническая карта юга европейской части СССР:

I и *2* — Азовско-Подольский, Воронежский, Старопольский и Дзврульский докембрийские массивы (кружками отмечена область, в которой докембрийские породы или выходят на поверхность или залегают особенно близко к поверхности); *3* — впадины: *I* — Днепровско-Донецкая, *II* — Восточно-Русская, *III* — Причерноморская, *IV* — Терская; *4* — Донецкий бассейн и Мангышлакские горы; *5* — продолжение их, скрытое новейшими породами; *6* — Кавказские, Крымские и Добруджские горы.

тельствующими о том, что сила тяжести испытывает волнообразные изменения. Легко можно различать три такие системы волн тяжести. Одна из них приурочивается к северо-западным частям Восточно-Европейской плиты, две же других расположены по окраинам последней и в своем происхождении связываются несомненно с имеющимися здесь горными сооружениями. Мы начнем наш обзор с юга, с Крымско-Кавказской области.

В геологическом отношении область эту, как известно, можно подразделить на несколько районов, сильно разнящихся между собою как по истории развития, так и по тектонической структуре и наконец по слагающим эти районы породам (Архангельский, 1926, 1932₃; Ренгартен, 1930).

Напомним, что Кавказ состоит из двух складчатых горных районов: Главного Кавказского хребта (Большой Кавказ) и Малого Кавказа

(рис. 17). Как тот, так и другой состоят из сложно дислоцированных докембрийских, палеозойских, мезозойских и третичных образований, но Малый Кавказ сильно отличается от Большого чрезвычайно широким развитием как в мезозое, так и в кайнозое основных изверженных пород и их туфов. Из особенностей тектоники Большого Кавказа напомним, что хребет опрокинут на юг и надвинут на примыкающую здесь к нему впадину; размеры надвигания пока остаются невыясненными. Как у западного (Анапа на Черном море), так и у восточного (окрестности ст. Килязи на Каспийском) окончаний хребта высота его быстро уменьшается, интенсивность дислокаций резко падает и хребет погружается под уровень моря.

Отделяется Главный хребет от Малого Кавказа Курино-Рионской депрессией или впадиной. Здесь лишь в области Дзирульского массива (район Сурамского перевала) выходят на поверхность нижние горизонты мезозоя и подстилающие их более древние породы, на остальном пространстве Курино-Рионская впадина представляет синклиналиный прогиб, на очень большую глубину заполненный мезозойскими и третичными породами, вплоть до новейших; дислокация в этих породах относительно очень слабая.

Район Таманского и Керченского полуостровов, сложенных из слабо дислоцированных третичных пород и представляющих по существу продолжение Азовской впадины, отделяет Главный Кавказский хребет от Таврических или Крымских гор, от которых на суше теперь сохранился лишь небольшой относительно участок; западное продолжение их, повидимому, находится на дне Черного моря.

Прилегающая с севера к Главному Кавказскому хребту равнина по ее геологической структуре может быть подразделена на три части. Средняя из них, расположенная в районе Ставропольского плато и продолжающаяся на юг к Минераловодскому району, имеет в основе на сравнительно небольшой глубине жесткий фундамент из древнепалеозойских и докембрийских пород, а восточная (бассейн Терека) и западная (бассейн Кубани) представляют впадины, выполненные на огромную глубину молодыми породами, которые лишь по соседству с хребтом обнаруживают слабую дислокацию. Непосредственным западным продолжением впадины низовьев Кубани является котловина Азовского моря, Сивашей и Каркинитского залива.

С юго-запада Крымско-Кавказская область ограничивается впадиной Черного моря, а с востока — Каспийским морем. Первая из них представляет колоссальный грабен, возникший, повидимому, в третичном периоде и медленно расширяющийся вплоть до настоящего времени (Архангельский, 1929; Архангельский и Страхов, 1932). Что касается Каспийского моря, то для выяснения геологической природы занимаемой им котловины у нас имеется еще мало данных, но очень многое говорит в пользу того, что мы имеем здесь дело с достаточно древним геосинклинальным прогибом.

На гравиметрической карте Крымско-Кавказской области, поскольку мы эту карту в настоящее время можем составить, чрезвычайно отчетливо и чрезвычайно характерно отражаются отмеченные выше основные черты геологической структуры, причем можно сказать, что в общем горным сооружениям отвечают аномалии положительные, впадинам же — отрицательные. Ясность картины, к сожалению, сильно затуманивается недостатком фактического материала.

В области Главного Кавказского хребта имеется чрезвычайно мало определений силы тяжести, причем большинство из них приурочивается к Военно-Грузинской и Военно-Осетинской дорогам. Во всех пунктах, если

исключить две точки в системе р. Кодора на южном склоне хребта (Клыч — 0 и Амтхел — 11), аномалии имеют положительный знак; величина их в большинстве случаев меньше 100 мгл, но в отдельных точках осевой полосы хребта достигает 124 и 149, а на востоке в верховьях р. Кубай — даже 230 мгл.

Особого упоминания заслуживают аномалии на обоих окончаниях Главного хребта. На востоке у ст. Килязи на Каспийском море вместе с погружением Главного хребта аномалии по его оси быстро уменьшаются и затем меняют свой знак на отрицательный; на берегу Каспийского моря погружающийся хребет можно отличить от сопровождающих его с севера и юга впадин только по интенсивности аномалий, но не по их знаку: у ст. Килязи и ст. Кизил-бурун аномалии равны соответственно — 60 и — 68 · 10⁻³ см/сек², в то время как севернее и южнее они опускаются ниже — 90 · 10⁻³ см/сек². Совершенно то же явление имеет место у западного окончания Главного Кавказского хребта, на Таманском и Керченском полуостровах, где, несмотря на складчатость, мы имеем отрицательные аномалии ниже — 50 мгл.

Равномерные, нежелые в Главном хребте, распределены малочисленные наблюдения в пределах Малого Кавказа; в отдельных случаях и здесь встречаются аномалии, превышающие 100 мгл (Шуша — 162), но обычно они меньше этой величины; в двух пунктах (Джувльфа на Араксе и Артвин на Чорохе) известны отрицательные аномалии. Малое количество гравиметрических данных и недостаточная геологическая изученность местности не позволяют высказаться с определенностью, с какими особенностями геологического строения связывается их появление.

Глубокий интерес представляют аномалии Куринско-Рионской депрессии. Поскольку можно судить по малому числу имеющихся наблюдений, область эта в общем характеризуется отрицательными аномалиями. Распространение последних не ограничивается областью развития третичных и четвертичных образований, выполняющих наиболее глубокие части депрессии, но они наблюдаются и в районе выходов мезозоя по периферии Дзиркульского массива (Михайлово и Дарквети) и в Кугаисе. В пределах самого массива наблюдений, к сожалению, не имеется.

Исключением из общего правила является юго-восточный, ближайший к морю участок Куринской низменности, где последняя сильно расширяется, постепенно переходя в дно Каспийского моря; это характерное расширение низменности при приближении к последнему создает впечатление, что Куринская впадина является непосредственным продолжением южной глубокой части Каспия. Расширение низменности, однако, не только не сопровождается расширением площади распространения отрицательных аномалий, но, напротив, величина последних здесь резко уменьшается, и в полосе около 40 км шириною, идущей от слияния Куры и Аракса на северо-запад к Главному хребту, отрицательные аномалии заменяются положительными. Замечательно, что эта полоса увеличенной тяжести или избытка массы не ограничивается районом низменности, но продолжается как на север, в пределы Главного хребта, где на продолжении нашей полосы располагается максимальная из известных для Кавказа аномалий (+ 232), так и на юг, в район Малого Кавказа.

Таким образом, по гравиметрическим данным, Каспийская впадина оказывается весьма резко изолированной от Куринско-Рионской.

Из предыдущего видно, что Кавказ в тесном смысле этого слова в соответствии со своим геологическим строением характеризуется двумя положительными и одной отрицательной волной тяжести восточно-северо-восточного простирания. Две южные волны на западе обрезаются Черным

морем, третья же после перерыва возобновляется в горах южного берега Крыма, где исследования Л. В. Сорокина и Н. А. Казанского обнаружили повсеместное распространение положительных аномалий, величина которых доходит местами до 170 мгл.

Переходим теперь к рассмотрению последней, предкавказской волны тяжести Крымско-Кавказской области, которая доступна для наблюдений на еще большем протяжении, чем предыдущая.

В соответствии с геологической структурой Предкавказья, рассматриваемую полосу аномалий легко подразделить на три части.

Первая из них, восточная, соответствующая Терской впадине, охватывает среднее и нижнее течение Терека и Сулака и характеризуется крупными отрицательными аномалиями, достигающими — $80 \cdot 10^{-3}$ см/сек². На востоке эта область отрицательных аномалий смыкается с меридиональной полосой их, сопровождающей берег Каспийского моря. К северу от Терека величина аномалий медленно убывает и к северу от Маныча и Калауса отрицательные аномалии сменяются положительными. Южная граница Терского отрицательного поля известна нам лишь в западной его части, так как к востоку от течения Терека в Главном Кавказском хребте и непосредственно у его подножья наблюдений почти не имеется.

Средняя часть Предкавказья, соответствующая по своему положению подземной Ставропольской глыбе докембрийских пород, резко отличается от прилегающих к нему с востока и с запада участков своими положительными аномалиями, средняя величина которых равняется — 30 мгл.

Западная, прикубанская, часть рассматриваемой нами области подобно восточной характеризуется отрицательными аномалиями. Границы ее достаточно хорошо очерчиваются существующими наблюдениями. Минимумы тяжести здесь приурочиваются приблизительно к долине Кубани, где величина аномалий доходит до —45 и —49; таким образом область минимумов довольно близко придвинута к горам. С запада Кубанская впадина продолжается в котловину Азовского моря; в пределах последнего определения тяжести не производились, но можно с уверенностью утверждать, что отрицательные значения должны сохраняться почти на всей площади Азовского моря, так как по его побережьям на юге и на востоке наблюдаются лишь отрицательные аномалии, а на севере и западе сила тяжести почти строго отвечает теоретической величине ее. К западу от Азовского моря проследить полосу уменьшенной силы тяжести становится труднее, но все же мы имеем основания думать, что она продолжается через Перекопский перешеек (где $\Delta g = +1$) к устьям Дуная, где в Измаиле измерения дали —17 мгл.

С описанными аномалиями Причерноморской впадины теснейшим образом связываются аномалии Таманского и Керченского полуостровов, также имеющие отрицательный знак. Невидимому, по берегам Керченского пролива сила тяжести опускается до минимума, так как в Тамани мы имеем —54, а в Керчи —58 мгл.

Чтобы покончить с Крымско-Кавказской областью, необходимо ознакомиться с аномалиями Каспийской и Черноморской впадин.

Котловина Каспийского моря теснейшим образом связана с расположенной к северу от нее низменной Прикаспийской впадиной, занятой древнекаспийскими отложениями, и должна рассматриваться совместно с последней. Об аномалиях Каспия мы можем судить только по наблюдениям на его побережьях, полуостровах и островах, для суждения же о величине силы тяжести в Прикаспийской впадине в нашем распоряжении находятся многочисленные определения ее, произведенные в Эмбинском

нефтяном районе, вдоль Астраханской железной дороги и между южной оконечностью Ергеней и Астраханью.

По западному побережью Каспия, от Ленкорани до устья Кумы, наблюдаются крупные отрицательные аномалии, величина которых, как это видно на Апшеронском полуострове и прилежащих к нему островах, возрастает при движении с запада на восток по направлению к средним частям Каспийской впадины, достигая в юго-восточной части Апшеронского полуострова -128 и на острове Артема $-133 \cdot 10^{-3}$ см/сек². Учитывая то обстоятельство, что на полуострове Мангышлаке, расположенном на восточном берегу Каспия, против устья Терека, аномалии колеблются около нуля ($+2$ и -2), а на побережье и островах к югу от Краснодарского полуострова имеют место исключительно отрицательные аномалии, достигающие очень значительной величины, можно предполагать, что вся котловина Каспийского моря к югу от 45° сев. широты характеризуется отрицательными аномалиями. Полосы положительных аномалий, характеризующие хребты Кавказа и горы Краснодарского полуострова, подходя к морю, сглаживаются. На западном побережье, между устьем Кумы и Астраханью, отрицательные аномалии сменяются положительными, причем из изучения общей гравиметрической карты выясняется, что рассматриваемый район является восточным окончанием длинной широтной полосы положительных аномалий, о которой нам придется говорить в дальнейшем. По северному побережью моря и по всей площади Прикаспийской впадины, где только были произведены гравиметрические определения, аномалии имеют отрицательный знак и достигают местами очень больших размеров; так на юго-восточном побережье Баскунчакского озера мы имеем -66 , а к юго-востоку от него даже -71 мгл.

Таким образом, и в гравиметрическом отношении, как и в геологическом, Прикаспийская впадина теснейшим образом оказывается связанной с впадиной Каспийского моря и является ее непосредственным продолжением.

Довольно густая сеть станций, имеющаяся в восточном Азербайджане, по западному побережью южного Каспия, позволяет между прочим поставить вопрос о том, оказывает ли влияние на величину ускорения силы тяжести тот тип новейшей складчатости, который характеризует эту область. Как известно, третичные породы, слагающие восточный Азербайджан, образуют довольно сложную систему весьма своеобразных антиклинальных и синклинальных брахискладок, комбинирующихся в длинные антиклинальные и синклинальные зоны; дислокация эта не сопровождается заметным уплотнением и метаморфизмом участвующих в ней пород. Из карты, приложенной к статье Архангельского и Федынского (1932), видно, что линии простирания складок в большей части области почти перпендикулярны изоаномалам, и, таким образом, получается впечатление, что они не оказывают никакого влияния на аномалии. Приходится, однако, отметить, что маятниковые наблюдения в рассматриваемой области не имели своей задачей решение поставленного сейчас вопроса. Весьма возможно, что при большем числе точек наблюдений и при ином их расположении антиклинали дали бы себя знать некоторым возрастанием силы тяжести, но на общей картине эти вторичные колебания могли бы отозваться лишь в минимальной степени.

В ином положении находится вопрос об изучении аномалий силы тяжести на Черном море. Здесь в 1909 г. Геккером (1919) были произведены определения силы тяжести на корабле «Прут» при плавании из Одессы в Батум путем сравнения показаний ртутных барометров и гипсотер-

мометров, а в 1930 г. Сорокин произвел многочисленные наблюдения с маятниками на подводной лодке.

В северо-западной мелководной части моря, между Одессой и широтой южного берега Крыма, наблюдения Геккера показали почти исключительно положительные аномалии, которые в соответствии с тем, что имеет место в Крыму, достигают особенно большой величины в южных частях рассматриваемого района. В южной, глубокой части моря Геккером сделано девять определений; из них четыре дали положительные и пять — отрицательные аномалии. Определения Геккера вследствие неточности метода наблюдения не представляют ценности, и тем большее значение имеют для нас работы Сорокина.

К западу от Новороссийска и к западу от Севастополя в мелководных участках моря, а также в узкой прибрежной полосе вдоль южного берега Крыма маятниковые определения силы тяжести дали положительные аномалии, согласующиеся с аномалиями Крымских гор и Главного Кавказского хребта. Совершенно другую картину дает область глубокого моря, в которой на всех станциях были обнаружены исключительно отрицательные аномалии. Сравнение полученной гравиметрической карты с составленными Архангельским (1929; Архангельский и Страхов, 1932) гипсометрической и тектонической картами прилежащего к южному берегу Крыма участка морского дна показывает, что величина силы тяжести меняется в явном соответствии с геологическим строением этой области. К югу от мыса Сарыч и к юго-востоку от Ялты, а также южнее Новороссийска, где глубины близко подходят к берегу и где крутой уступ, отделяющий прибрежную мелководную площадку от глубокого моря, имеет сбросовой характер, крупные положительные аномалии, характеризующие Крымские и Кавказские горы, сменяются вдоль упомянутого уступа не менее крупными отрицательными; величина последних близ Ялты, в эпицентральной области крымских землетрясений, достигает — 110. Против Керченского и Таманского полуостровов, где глубины возрастают постепенно и где, судя по всему, сбросов не имеется, величина аномалий значительно уступает величине их в только что рассмотренных местностях.

Четырьмя описанными волнами тяжести не исчерпывается еще система аномалий западно-северо-западного простираения, характеризующая южную часть Восточной Европы. Чтобы охватить ее полностью, мы должны еще ознакомиться с изменениями силы тяжести на площади Украины и в прилежащих к ней местностях, которые в настоящее время в гравиметрическом отношении довольно хорошо изучены.

В геологическом отношении эта область очень резко отличается от Крымско-Кавказской, так как мы здесь имеем дело с участками типичной плиты (Архангельский, 1932₃). Напомним (см. тектоническую карту, рис. 17), что значительная часть Украины расположена на огромном массиве докембрийских пород, который известен под именем Азовско-Подольского; массив этот занимает почти всю правобережную часть Украины, переходит у Днепропетровска и Запорожья на левый берег Днепра и распространяется отсюда на восток к Мариуполю и Таганрогу, в котором докембрийские породы достигнуты были уже только глубоким бурением. К юго-восточной части Азовско-Подольского массива с севера прилегает Донецкий бассейн или кряж, состоящий в основном из огромной толщи довольно сложно дислоцированных каменноугольных и частично пермских и мезозойских пород. Ни западное, ни восточное окончание Донецкого кряжа нам неизвестно, так как и там и здесь палеозойские образования скрываются под несогласно налегающими на них третичными породами. С севера к Донецкому кряжу, а западнее непосредственно

к Азовско-Подольскому массиву примыкает Днепровско-Донецкая впадина, в которой докембрийские и палеозойские породы опущены на большую глубину и где с поверхности развиты мощные толщи третичных и мезозойских отложений. Северным бортом Днепровско-Донецкой впадины является Воронежский массив докембрийских пород, о котором подробнее мы здесь говорить пока не станем.

Сравнивая нашу гравиметрическую карту с только что описанной тектонической, легко видеть, что между ними существует весьма тесная связь.

Прежде всего на ней достаточно отчетливо вырисовывается Азовско-Подольский массив, которому в его целом свойственны положительные аномалии, превышающие +25, а местами и +50 мгл. Сравнивая площадь, ограниченную изоаномалой +25, с площадью, на которой докембрийские породы выходят непосредственно на поверхность, легко видеть, что первая значительно превышает вторую. Это явление в полном согласии с геологическими данными говорит о том, что докембрийские породы не сразу опускаются на большую глубину, но некоторое время под покровом более молодых образований держатся достаточно близко к поверхности. Местами в пределах Азовско-Подольского докембрийского массива наблюдаются крупные местные аномалии, которые мы рассмотрим в дальнейшем.

Донецкий кряж, подобно горным сооружениям Крымско-Кавказской области, характеризуется положительными аномалиями. В соответствии с малой интенсивностью дислокаций, малым развитием основных изверженных пород и малой высотой кряжа величина аномалий в большинстве случаев не превышает 50 мгл, и поэтому на карте Донецкий бассейн трудно отграничить от Азовско-Подольского массива. Что аномалии на водоразделе рек Самары и Орши, с одной стороны, и Северного Донца — с другой, связаны не с докембрийскими породами этого массива, а с Донецким бассейном, можно заключить из того, что изгиб изоаномалы +25 здесь хорошо совпадает с направлением погружающегося кряжа.

Чрезвычайно большой интерес представляет в Донецком бассейне довольно широкая полоса аномалий, превышающих $50 \cdot 10^{-3}$ см/сек², которая протягивается почти в широтном направлении от Чаплино в бассейне р. Волчьей через Гришино, Сталино, Никитовку, Дебальцево, Федоровку и Ровеньки. Будучи вытянута подобно самому Донецкому бассейну в широтном направлении, полоса эта, однако, не вполне совпадает с простиранием пород и пересекает их под очень острым углом. У своего западного окончания полоса выходит из пределов Донецкого кряжа.

Выше было указано, что у восточной окраины Донецкого бассейна слагающие его каменноугольные породы несогласно покрываются третичными отложениями, и восточное продолжение кряжа остается неизвестным. В геологической литературе, по инициативе А. П. Карпинского, принято считать, что Донецкий кряж принадлежит к той же системе поднятий, что и горные сооружения полуострова Мангышлак на восточном побережье Каспийского моря, и что в прошлом по линии, соединяющей Донецкий бассейн с Мангышлаком, располагались связывающие их складчатые хребты. Изучение нашей гравиметрической карты дает весьма серьезную опору для этих предположений, так как на продолжении простирания донецких складок вплоть до берега Каспийского моря протягивается полоса положительных аномалий, разделяющая поля отрицательных аномалий Терской и Прикаспийской впадин.

Гравиметрические данные как будто дают указание и на возможное решение вопроса о западном продолжении Донецкого кряжа под покровом

мезозойских и третичных пород. К сожалению, район, непосредственно примыкающий к северо-западной окраине Донецкого бассейна, в гравиметрическом отношении является мало изученным, но несколько далее, близ Лохвицы, на продолжении основных простираний донецкой складчатости, располагается область с повышенной величиной положительных аномалий, а еще дальше на том же направлении находится район замечательных Черниговских аномалий, где положительные аномалии достигают $+100$. Не исключена возможность, что обе эти аномалии связаны с тектоническими сооружениями, принадлежащими к той же системе, что и Донецкий кряж. Если это так, то на разобранном материале с исключительной ясностью выявляется та роль, которую может играть гравиметрический метод исследования для обнаружения древних, скрытых от непосредственного наблюдения горных сооружений.

Вполне отчетливо вырисовывается своими отрицательными аномалиями Днепровско-Донецкая впадина, которой соответствует последняя, шестая волна тяжести западно-северо-западного простирания.

Необходимо несколько подробнее остановиться на некоторых деталях имеющейся здесь картины. С полосой отрицательных аномалий, сопровождающих Днепровско-Донецкую впадину, повидимому, связывается добавочная полоса таких же аномалий, отходящая от основной близ Валук и направляющаяся отсюда на северо-восток к излучине Дона у Коротояка. Существование этой полосы мы выводим из наличия отрицательных аномалий в Валуйках (-13), Новом Осколе (-5) и Лисках (-12); материал этот, конечно, недостаточен для того, чтобы можно было с уверенностью говорить о существовании непрерывной площади отрицательных значений, но наличие таковых не подлежит сомнению. В пределы этой добавочной полосы Днепровско-Донецкая впадина заведомо не распространяется, и здесь появление отрицательных аномалий связано, вероятно, с какими-то неизвестными нам особенностями докембрийских пород Воронежского докембрийского массива.

И остановился на этом явлении, чтобы подчеркнуть ту осторожность, с какой всегда необходимо подходить к истолкованию аномалий силы тяжести даже при кажущейся простоте и понятности явлений. Рассматриваемые отрицательные аномалии уже были однажды истолкованы, как доказательство вторичного погружения докембрийских пород на большую глубину, что совершенно не отвечает действительности.

Второй в высшей степени интересный вопрос связан с окрестностями железнодорожной ст. Глубокой. Полная аномалия равна здесь -19 , и, судя по этому, Глубокая расположена близко от осевой линии впадины. Недавно, однако, было выяснено, что в окрестностях Глубокой и в прилегающих к ней местностях имеются выходы каменноугольных отложений, а также своеобразных тектонических брекчий, слагающихся из глыб каменноугольных и меловых пород. Тектоника местности еще ни в какой мере не выяснена, но наличие упомянутых брекчий и некоторые другие факты наводят на мысль о существовании крупных надвигов карбона на мел.

Район Украины, значительная часть которой расположена на Азовско-Подольской глыбе, представляющей обломок докембрийского фундамента Восточно-Европейской плиты, служит естественным переходом к этой последней. Напомним, что область в соответствии с глубиной залегания ее докембрийского фундамента может быть подразделена на несколько частей.

На северо-западной окраине плиты выделяют Балтийский кристаллический щит, в пределах которого докембрийские породы выходят

непосредственно на поверхность. По периферии щита никаких сбросов не имеется, и поверхность докембрийских кристаллических пород весьма постепенно опускается под покровом палеозойских отложений, образуя восточный и южный подземные склоны Балтийского щита. Южный склон на глубине сообщается с Азовско-Подольским массивом через посредство так называемого Полесского подземного вала, или моста.

Другая область неглубокого залегания докембрийских образований располагается к северу от Днепровско-Донецкой впадины, в Центрально-черноземной области, и известна под именем Воронежского подземного массива или горста докембрийских пород.

Огромный участок плиты, остающийся за выделением Балтийского щита с его подземными склонами и Воронежского массива, получил название Восточно-Русской впадины. От последней легко отделяется так называемая Подмосковная котловина, заливом вдающаяся между Воронежским массивом и восточным склоном Балтийского щита и отгороженная от остальной впадины антиклинальным изогнутым поднятием палеозойских пород, известным под именем Окско-Цнинского вала. Отличие восточной части впадины или Восточно-Русской впадины, в тесном смысле этого слова, является наличие в ней многочисленных слабых дислокаций осадочных пород, которые чужды подземным горстам фундамента, склонам щитов и Подмосковной котловине.

Обзор аномалий плиты следует начинать с северо-запада, который в гравиметрическом отношении сравнительно хорошо изучен.

В предыдущем мы видели, что в юго-восточной Финляндии между Хельсинки, Выборгом и С. Михелем располагается обширное поле отрицательных аномалий. Аномалии эти распространяются отсюда на юго-восток до р. Шелони одной сплошной полосой, а у Шелони последняя подразделяется на две. Одна из них, восточная, прослеживается от Новгорода до Волги у Твери и Корчевы¹. Между Волгой и Москвой-рекой на продолжении полосы отрицательных аномалий появляются крупные положительные, так называемые Московские аномалии («Магнитная и гравиметрическая съёмка...», 1929), но еще далее к юго-востоку по Москве-реке, между Москвой и Бронницами, а также на Оке, близ Рязани и Спасска, мы вновь встречаем слабые отрицательные аномалии, лежащие на продолжении восточной ветви. Вторая, западная, ветвь рассматриваемой полосы отрицательных аномалий может быть прослежена только от Порхова на р. Шелони до Холма на р. Ловати, так как далее к юго-востоку наблюдения отсутствуют; нужно, однако, отметить наличие отрицательных аномалий в верховьях Ловати и в большом расстоянии от этой последней — в верховьях Оки, в Орле, который расположен на продолжении западной ветви.

В общем рассмотренная сейчас полоса отрицательных аномалий прослеживается непрерывно на 750 км, если же присоединить к ней участок между Корчевой и Спасском, где отрицательные аномалии встречаются спорадически, то общая длина полосы окажется более 1000 км. Этим, однако, дело не ограничивается. Если продолжить осевую линию полосы отрицательных аномалий на северо-запад, в среднюю и западную Финляндию, то на первый взгляд представляется, что всякие следы этой полосы сглаживаются. В самом деле, близ Тавастгуса наша линия пересекает неширокую полосу слабых положительных аномалий, имеющую направление на северо-восток, а затем вступает опять в район отрицательных

¹ Место, где была Корчева, находится ныне в зоне затопления канала им. Москвы. — *Ред.*

значений, который располагается вдоль восточного побережья Ботнического залива. Более внимательное изучение вопроса показывает, однако, что это первоначальное впечатление неверно и что вдоль намеченного нами направления продолжает чувствоваться заметное уменьшение величины силы тяжести. В самом деле, в области, где наша линия пересекает полосу положительных аномалий, последние имеют минимальную величину, а у Николайштадта, где линия достигает Ботнического залива, наблюдаются особенно крупные отрицательные величины. Таким образом, на северо-западе мы имеем не затухание полосы уменьшенной силы тяжести, а лишь периодические колебания ее резкости; мы наталкиваемся здесь на явление, аналогичное погружениям и поднятиям осей складок или складчатых зон.

Параллельно рассмотренной полосе отрицательных аномалий от средней Финляндии до Волги у Углича и Ярославля легко прослеживается полоса положительных. К юго-востоку от указанного участка Волги мы вступаем в область, мало изученную в гравиметрическом отношении. Имеющиеся наблюдения говорят о том, что на огромной площади Восточно-Русской впадины, орошаемой верхним течением Дона, средним и нижним течением Оки и Волги, низовьями Камы, Вяткой, Соком, Кинелем и другими, величина силы тяжести слегка превышает нормальную.

Продолжая сюда направление рассматриваемой сейчас полосы избытков массы, мы пересекаем Оку близ ее устья и достигаем Волги у Сызрани. Обращаясь к гравиметрическому материалу, который имеется из этого участка Восточно-Русской впадины, мы видим, что в полосе, идущей от г. Горького через среднее течение Суры к берегу Волги между Ульяновском и Вольском, всюду, где были произведены определения, аномалии оказались выше +25 мгл; в Ульяновске аномалия равна +40, а в Хвалынске даже +59. Эти факты заставляют думать, что близ Ярославля полоса избытков массы не прекращается и, продолжаясь в юго-восточном направлении, доходит до Хвалынска, Самары и Ульяновска.

К северо-востоку от рассмотренной до сих пор области, в бассейне Онежского озера и Белого моря, фактический материал настолько мал, что изучение закономерностей в распределении аномалий становится весьма трудным. Тем не менее можно с некоторой долей уверенности утверждать, что полосовое расположение аномалий удерживается и в этой области.

В районе, прилегающем к Онежскому озеру, повидимому, обособляется обширное поле отрицательных аномалий; об этом свидетельствует то обстоятельство, что из десяти определений ускорения силы тяжести, произведенных в этой области, лишь в одном случае получена положительная аномалия, в одном случае — 0; в остальных восьми случаях Δg имеет отрицательный знак. Продолжается ли это поле на северо-запад, в среднюю и северную Финляндию, за отсутствием наблюдений остается неизвестным. По направлению к востоку и юго-востоку отрицательные аномалии исчезают, но недостаток наблюдений не позволяет выяснить здесь закономерности в распределении аномалий. К северо-востоку от Онежского поля отрицательных аномалий располагается, повидимому, довольно узкая полоса избытка массы. От Кемь и Соловецких островов через устье Онеги к устью Ваги ряд наблюдений дал аномалии, превышающие +25; на Соловецких островах они повышаются до +43 и +69 мгл. К той же полосе относятся, повидимому, и довольно крупные аномалии (от +30 до +40) в области слияния рек Вычегды и Северной Двины. Далее на северо-восток мы из-за отсутствия материала следить за изменениями силы тяжести не можем.

Очень немного у нас имеется также данных для области, расположенной к юго-западу от первоначально описанной полосы отрицательных аномалий, проходящей от Николайштадта через о. Готланд к Новгороду и Твери. Непосредственно к этой полосе с запада примыкает поле положительных аномалий, которые констатированы довольно многочисленными наблюдениями в юго-западной Финляндии и далее на юго-восток в Ревеле, Дерпте, Валке, по течению р. Великой в Невеле и др. На Аландских островах в Ботническом заливе положительные значения вновь сменяются отрицательными (до -50). Имеем ли мы здесь дело с началом еще одной полосы уменьшенной тяжести, или аномалии Аландских островов ограничиваются только этой областью, остается невыясненным из-за отсутствия материала; намеком на возможность продолжения их к югу служит отрицательная аномалия в Якобштадте на Западной Двине.

Подводя итоги сказанному, мы видим, что юго-восточная часть Балтийского щита, а также южный и восточный склоны последнего характеризуются волнообразными изменениями силы тяжести, вследствие чего в этой области наблюдается несколько чередующихся полос положительных и отрицательных аномалий северо-западного простираия.

Для Восточно-Русской впадины по недостатку фактического материала мы не можем делать серьезно обоснованных обобщений. Повидимому, здесь, если исключить приуральскую часть впадины, отрицательные аномалии не встречаются, и господство принадлежит аномалиям положительным. Величина аномалий колеблется в широких пределах, от 0 до 59 мгл. Подчиняются ли эти колебания каким-либо определенным закономерностям, мы еще не знаем, но, судя по предыдущему, и здесь не исключена возможность существования волн тяжести северо-западного простираия.

Область Воронежского докембрийского массива еще очень плохо изучена в гравиметрическом отношении. В общем район этот характеризуется, как и район Азовско-Подольского массива, положительными значениями Δg , но местами здесь, как мы уже видели раньше, встречаются и отрицательные аномалии. Необходимо отметить, что при маятниковых работах, произведенных А. А. Михайловым в связи с изучением Курской магнитной аномалии, был установлен тот интересный факт, что толщи железистых кварцитов, обуславливающих магнитные аномалии, весьма заметно действуют и на маятник (Михайлов, 1927^{1, 2, 3}). Так близ Огибного в Старо-Оскольском районе над кварцитами, залегающими на глубине около 100 м, наблюдалось возрастание Δg на 13 мгл.

Переходя к юго-западной окраине плиты, в область Азовско-Подольского массива, мы и здесь можем найти некоторые следы только что рассмотренной системы волн тяжести, которые, однако, в этом районе приобретают более близкое к меридиану направление. На карте полных аномалий резко выделяется на протяжении от низовьев Десны до Ингула полоса северо-северо-западного простираия, в пределах которой Δg имеют меньшую, нежели в соседних местностях, величину и частично получают отрицательный знак; особенно ярко выделяется эта полоса на карте аномалий Буге, где она целиком характеризуется отрицательными аномалиями. В юго-восточной части массива, в окрестностях Гуляй-Поля, Верхнего Токмака и других, вырисовывается другая близкая к меридиану полоса, в которой аномалии имеют повышенную величину (от $+50$ до $+60$ мгл).

Упомянем, наконец, что Александровым (1931) при изучении области Кривого Рога над выходами железистых кварцитов обнаружено резкое (на целых двадцать единиц) увеличение Δg , так что вдоль криворожской же-

лезорудной полосы должна существовать длинная, но очень узкая полоса увеличенной тяжести.

Естественно, возникает вопрос, с какими геологическими явлениями могут быть связаны описываемые волнообразные изменения тяжести в пределах плиты. На это приходится ответить пока только очень неопределенным указанием на то, что полосовое расположение аномалий связано со строением докембрийского фундамента плиты и, в частности, выражает направление тектонических линий последнего. Основанием для таких утверждений служат двоякого рода факты. Во-первых, как мы видели в предыдущем, часть отрицательных аномалий Финляндии и Азовско-Подольской докембрийской глыбы Украины оказывается строго приуроченной к массивам гранитов-рапакиви и, во-вторых, направление волн тяжести совпадает с простираем наиболее молодых горных сооружений докембрийской эры, именно с простираем карелид Балтийского щита, железистых кварцитов района Курской магнитной аномалии, сланцев тетерево-бугской и криворожской групп на Украине и др.

Особого упоминания заслуживают изолированные крупные положительные аномалии, которые известны в пределах Восточно-Русской впадины у Москвы и Хвалынска. С какими особенностями геологического строения связаны эти аномалии, остается совершенно неизвестным, так как докембрийские породы, к которым могут быть приурочены тяжелые массы, залегают в районах их развития на большой глубине.

Нам остается рассмотреть восточную, связанную с Уралом и имеющую подобно последнему меридиональное направление систему волн тяжести (рис. 16).

Из-за недостатка фактического материала, мы еще не можем наметить с достаточной точностью западную границу этой системы, но уже и сейчас становится ясным, что перед западным склоном Урала протягивается полоса, где сила тяжести меньше нормальной. С особенной ясностью на нашей карте это сказывается в появлении отрицательных значений полной аномалии, которые, повидимому, совершенно чужды более западным участкам Восточно-Русской впадины. В северном Приуралье отрицательные аномалии обнаружены были маятниковыми работами в Соликамском соленосном районе. После значительного перерыва, обусловленного, вероятно, только недостаточной изученностью области, мы вторично встречаем их в районе Сарапуля. Если к отрицательным присоединить также очень малые положительные аномалии (+2 и +3), то полоса пониженной тяжести расширяется на линии Сарапуль — Красноуфимск по меньшей мере до меридиана Перми. Южнее широты Сарапуля каждая линия промеров дала у подножья западного склона Урала отрицательные аномалии, и поэтому мы вправе утверждать, что они образуют здесь непрерывную полосу, доходящую на юге во всяком случае до р. Илека. Южнее последнего полоса эта сливается, повидимому, с тем обширным полем отрицательных аномалий, которое характеризует Прикаспийскую впадину.

Вполне очевидно, что установленная нами полоса пониженного значения силы тяжести вполне аналогична предкавказским полям отрицательных аномалий и отвечает Предуральской впадине, которую удастся выделить только гравиметрическим путем.

Большой интерес представляют гравиметрические исследования в Эмбинском нефтеносном районе, результаты которых опубликованы частично в статье Нумерова и Козловского (1929 и 1931). Так как работы производились здесь одновременно при помощи маятников и крутильных весов Этвеша, представлялась возможность получить относительно очень

подробную гравиметрическую карту, на которой отчетливо выступает ряд минимумов силы тяжести, соответствующих антиклинальным поднятиям, ядра которых образованы огромными массами легких пород, именно гипса и соли.

Переходя в пределы Урала (Архангельский, 1932; Гижицкий и Савкевич, 1923; Нумеров, 1931, 1932; «Результаты маятниковых работ...», 1931; Самойлова и Яхонтов, 1927), мы аналогично ранее рассмотренным горным хребтам попадаем в область положительных значений полных аномалий. В противоположность горным хребтам Крымско-Кавказской области, Урал имеет сравнительно спокойный рельеф при малой абсолютной высоте, большой ширине и замечательно правильном расположении основных групп слагающих его пород. Эти условия делают его исключительно удобным объектом для выяснения соотношений между величиной силы тяжести и геологическим строением и для решения вопроса о том, какими причинами обуславливается увеличение силы тяжести в области горных сооружений. Нанеся на геологическую карту Урала в масштабе 1 : 1 000 000 точки, в которых произведены были определения ускорения силы тяжести, легко видеть, что аномалии находятся в совершенно определенной связи с геологическим строением хребта. В области западного склона последнего, сложенной из мало измененных палеозойских пород, а также в полосе докембрийских кристаллических сланцев аномалии в большинстве случаев не превышают + 25. Восточнее, в зоне зеленокаменных пород и габбро-перидотитовых интрузий, величина аномалий сильно возрастает, и они не только превышают + 50 мгл, но в отдельных пунктах, в районе габбро-перидотитовых массивов, достигают 106—112 мгл. К востоку от полосы зеленокаменных пород, в области выходов гранитных интрузий и сложно дислоцированных палеозойских пород восточного склона Урала, величина аномалий вновь быстро уменьшается, и появляются отрицательные значения их. Чтобы уяснить причину этих изменений, я нанес точки, в которых обнаружены были отрицательные аномалии, на геологическую карту Урала в масштабе 1 : 1 000 000 и старался определить, на выходах каких горных пород они находятся. Удалось это сделать для восьми точек, из которых пять оказались на гранитах или на границе гранитов с другими породами и три — на палеозойских осадочных породах. Учитывая несовершенство нашей геологической карты, вполне доверять полученным результатам, конечно, нельзя, но все же видимая приуроченность отрицательных аномалий к гранитным интрузиям невольно привлекает к себе внимание, так как здесь, быть может, имеется повторение тех соотношений, которые мы наблюдали в Финляндии и на Украине.

За последние годы были произведены довольно многочисленные определения силы тяжести к востоку от Урала в пределах западной части Западно-Сибирской изменности, и здесь также обнаружилися чередующиеся полосы положительных и отрицательных аномалий меридионального направления (Архангельский, 1932; Гижицкий, 1931; Горшков, 1931; Нумеров, 1931, 1932; «Результаты маятниковых работ...», 1931). Наличие этих волн тяжести в пределах равнины представляется естественным следствием того, что Уральская система складчатости не оканчивается на последних выходах палеозоя восточного склона Урала, но уходит под горизонтальные слои мезозойских и кайнозойских образований, слагающих равнину. Горшков и Нумеров видят причину этих периодических изменений силы тяжести в периодических поднятиях и опусканиях древних пород, слагающих подземное продолжение Урала, Архангельский же считает их следствием полосового расположения пород

различной плотности в палеозойском фундаменте Западно-Сибирской равнины; полосы положительных аномалий соответствуют, по его мнению, полосам тяжелых основных изверженных пород.

V

Перейдем теперь к тем, пока чисто эмпирическим обобщениям, которые можно сделать на основе изложенного выше материала, по вопросу о соотношениях между полными аномалиями тяжести и геологическим строением доступных для наблюдений поверхностных частей земной коры.

1. Для Восточной Европы и прилегающих к ней частей Азии вполне приложимо в общей форме то выработанное на западноевропейском материале положение, что горные сооружения послекембрийского возраста характеризуются положительными полными аномалиями. Имеющийся в нашем распоряжении материал показывает, однако, что в некоторых особых случаях в пределах горных хребтов имеют место и отрицательные значения.

а) Исключительный интерес представляет то обстоятельство, что в области погружения Главного Кавказского хребта на Каспийском побережье крупные положительные аномалии сменяются крупными отрицательными. В этом явлении можно усмотреть намек на то, что положительные аномалии появляются в горных сооружениях лишь после того, как складчатость и связанные с нею метаморфизм пород и поднятия достигают достаточно больших размеров. В соответствии с таким выводом находятся между прочим отрицательные аномалии Керченского и Таманского полуостровов, Куринско-Рионской впадины, Передовых хребтов в Грозненском районе на северном Кавказе и в прилегающей к Каспийскому морю полосе восточного Азербайджана. Во всех этих районах складчатость имеет малую интенсивность, и везде аномалии отрицательны.

б) Наконец, отрицательные аномалии встречаются и на восточном склоне Урала, где они приурочиваются, судя по всем данным, к зоне гранитных интрузий и развитию чрезвычайно мощных осадочных пород каменноугольной системы.

2. Мы видели выше, что в Западной Европе предгорные впадины, сопровождающие горные цепи альпийской системы, характеризуются полными отрицательными аномалиями. Это явление повторяется в предгорных впадинах Кавказа и Урала, причем самое существование Предуральской впадины выяснилось благодаря гравиметрическим исследованиям; в относительно приподнятой западной части Причерноморской впадины отрицательные аномалии переходят в весьма слабые положительные.

Наш материал показывает, кроме того, что распространение отрицательных аномалий не ограничивается одними впадинами предгорного типа; они характеризуют также Куринско-Рионскую впадину, отделяющую Главный Кавказский хребет от Малого Кавказа, а также Днепровско-Донецкую впадину плиты. Как известно, отрицательные аномалии встречаются местами и в Средне-Европейской, Польско-Германской впадине, которой в общем свойственны очень слабые положительные аномалии. Если мы вспомним, кроме того, что крупные отрицательные аномалии характеризуют котловину Черного и Каспийского морей с продолжающей последнее Прикаспийской впадиной, Рейнский грабен, Байкал и т. д., то станет ясным, что они вообще свойственны весьма многим районам молодых опусканий и мощного накопления мезозойских, третичных и четвертичных отложений; те же самые соотношения между величиной силы тяжести и районами мощного накопления молодых осадков повторяются

согласно исследованиям Бови (Bowie, 1917) и Уайта (White, 1924) в Северной Америке, Барреля (Barrel, 1914, 1915) и Бэррарда (Burrard, 1918) в Индии и т. д. Чрезвычайно характерно, что эти районы опусканий на Кавказе теснейшим образом связаны с имеющими ту же гравиметрическую характеристику районами погружения и затухающей складчатости Главного хребта.

Распространять этот вывод на все области молодых опусканий не представляется, однако, возможным, так как среди них имеются районы с резко выраженными избытками силы тяжести, как Паннонская низменность или Тирренское море, и так как в пределах Красного моря и его заливов на севере господствуют отрицательные аномалии, а в остальной части положительные.

3. Область Восточно-Европейской плиты в гравиметрическом отношении не представляет, как это принималось Борном (Born, 1923), однородного целого, характеризующегося слабыми положительными аномалиями. В действительности мы имеем здесь весьма сложную картину изменений силы тяжести, в которой находят себе отражение как крупные тектонические элементы плиты, именно приподнятые докембрийские массивы и разделяющие последние впадины, так и внутренняя структура докембрийского фундамента.

4. На величину силы тяжести влияют не только рассмотренные сейчас более или менее крупные структурные тектонические элементы земной коры в их целом, но в некоторых по крайней мере случаях и отдельные горные породы, входящие в состав этих структурных элементов. Прекрасными примерами такого влияния являются, во-первых, связь отрицательных аномалий с гранитами-рапакиви в Финляндии и на Украине и с массивами соли в антиклиналях Эмбинского нефтеносного района и, во-вторых, возрастание тяжести на основных породах Урала и на железистых кварцитах юга плиты.

VI

Нам остается рассмотреть вопрос о причинах, обуславливающих изменения силы тяжести и вызывающих те аномалии ее, с которыми мы в предыдущем ознакомились.

В русской литературе по этому поводу не имеется общих теоретических работ, но поскольку различным геофизикам и геологам приходилось высказываться по частным вопросам, они достаточно единодушно связывают изменения тяжести с геологическим строением поверхностных слоев земной коры. Так, Нумеров (1931), обсуждая результаты маятниковых определений Δg на восточном склоне Урала и в Западно-Сибирской низменности, говорит следующее:

«Прилагаемый при сем чертеж (рис. 18) дает представление о распределении аномалии силы тяжести Δg по указанному профилю (Златоуст — Челябинск — Петропавловск), а именно около Златоуста мы имеем наибольший максимум в силе тяжести, соответствующий подъему кристаллического массива Уральского хребта; второй максимум, к востоку от Козырева, характеризует приближение к поверхности земли погруженного хребта; третий максимум, к востоку от Мишкино, вновь дает указание о приближении древних пород к земной поверхности, и, наконец, четвертый максимум, к западу от Петропавловска, вновь указывает на приближение тяжелых пород.

Аналогичная картина, хотя и не столь отчетливая, обнаружена на северном профиле между Свердловском и Омском...

Характерным является, что аномалия в силе тяжести менее резко выражена на северном профиле, чем на южном. Таким образом, можно думать, что хребты погружаются к северу от линии Челябинск — Петропавловск».

Легко видеть, что единственной причиной изменений ускорения тяжести в данном случае Нумеров считает периодические поднятия и погружения древних тяжелых пород, скрытых более молодыми и более легкими. Каждому приближению их к поверхности отвечает увеличение ускорения, и, наоборот, каждое погружение, сопровождаемое утолщением кровли молодых осадочных образований, вызывает уменьшение его. Такого рода толкование изменений величины тяжести является у нас господствующим среди геофизиков, обычно совершенно не учитывающих других причин явления.

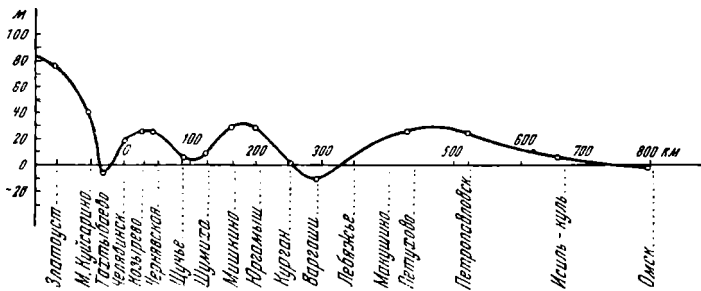


Рис. 18. Гравиметрический профиль по линии Златоуст — Омск, из Нумерова (1931).

Еще более подробно решается толковать гравиметрическую карту Зауралья Горшков, производивший определения Δg на линии Свердловск — Омск.

Приведя прилагаемый здесь профиль (рис. 19), упомянутый автор говорит следующее (Горшков, 1931, стр. 399):

«Попробуем здесь дать хотя бы краткую геологическую интерпретацию полученных результатов.

Уверенно можно говорить лишь о следующем:

1. Избыток силы тяжести на Урале объясняется широким развитием по всему Уралу как кислых, так и более тяжелых основных (габбро-пироксениты, дуниты и др.) изверженных пород.

2. Уход на глубину изверженных пород, широкое развитие вместо них палеозойских отложений и покров легких мезозойских и кайнозойских образований отбрасывают постепенное уменьшение величины силы тяжести по направлению на восток от хребта. Резкий минимум у с. Аверино можно объяснить появлением здесь угленосных отложений карбона.

3. Ровный пологий характер кривой над палеогеном указывает на то, что под пеленой мезозойских и кайнозойских отложений не следует ожидать сильно дислоцированных, интродуцированных изверженными породами палеозойских образований. Здесь они имеют характер, вероятно, палеозоя Русской плиты или Сибирского щита.

4. Большой максимум у Тюмени (подтверждаемый соответствующими максимумами по разрезам параллельным, проходящим южнее) позволяет говорить о зоне сильно нарушенного залегания пластов с большим развитием глубинных пород. Эта полоса, идущая по меридиану Тюмени, намечает скрытый под третичными осадками, размытый, но поднявший к

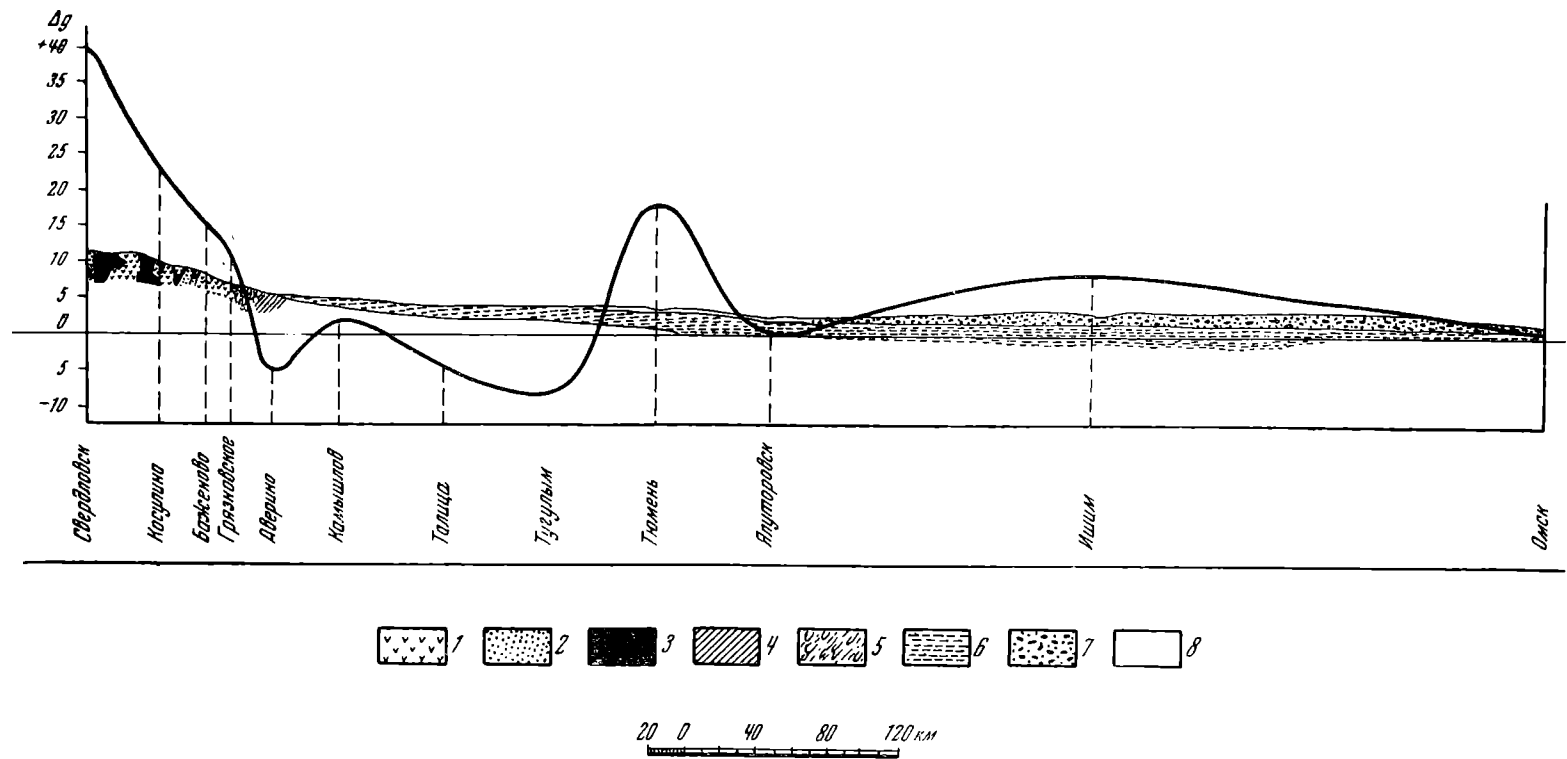


Рис. 19. Гравиметрическая кривая Свердловск — Омск:

1 — диабазы, порфириды, туфы и др.; 2 — диориты, габбро и др.; 3 — граниты, гнейсы, слениты и др.; 4 — порфиры; 5 — осадочные толщи нижнего и среднего карбона и девона; 6 — палеоген; 7 — неоген; 8 — четвертичные отложения.

поверхности глубинные породы складчатый хребет, аналогичный Уралу, но несколько меньше по масштабу».

Цитата эта показывает, что Горшков в основном сходится с Нумеровым, приписывая увеличения и уменьшения силы тяжести приближению к поверхности и погружению тяжелых пород. Отличием его взглядов является то, что этими тяжелыми породами служат, в глазах Горшкова, не все древние породы, а лишь изверженные, как кислые, так и основные. Учитывая то обстоятельство, что эти породы связаны бывают с областями сильных дислокаций, с горными сооружениями, Горшков в чередовании подъемов гравиметрической кривой с ровными участками последней видит доказательство того, что в недрах Западно-Сибирской низменности погребены хребты, параллельные Уралу и отделяющиеся от него участками со спокойно залегающим палеозоем, имеющими характер плит.

Подробно останавливается на вопросе о соотношениях между аномалиями силы тяжести и геологическим строением Восточной Европы в последних своих работах Архангельский. Я не буду излагать их здесь, так как этому посвящена в дальнейшем специальная глава.

Признаем тесных соотношений между аномалиями тяжести и строением верхних частей земной коры и объясняется то внимание, которым пользуется у нас гравиметрический метод исследования при изучении районов, в которых древние, дислоцированные породы скрыты под более или менее мощной толщей молодых, не нарушенных отложений. Весьма широкое применение получил этот метод для отыскания антиклиналей в нефтеносных областях Кавказа и в Эмбинском районе; к нему в первую очередь обратились для решения вопроса о геологическом строении недр Западно-Сибирской низменности, о подземном продолжении на восток и север Донецкого бассейна и т. д.

В резком противоречии с таким толкованием аномалий силы тяжести находятся взгляды, проводимые в работах Коссмата и Борна (Born, 1923, 1925), которые в настоящее время по вопросу о соотношениях аномалий силы тяжести и геологического строения Европейского континента являются наиболее важными.

Оба эти автора исходят в своих построениях из принципа изостазии и видят в основных чертах той картины аномалий тяжести, которая наблюдается в Европе, не влияние местных структурных особенностей поверхностных частей земной коры, но проявление тех отклонений от состояния гидростатического равновесия, которые испытали под влиянием тех или иных причин глубокие, тяжелые массы подкорового пластичного материала. Чтобы быть в состоянии в дальнейшем подробно обсуждать эту точку зрения, мы должны припомнить основные положения теории изостазии в ее приложении к геологическим явлениям, как эта теория понимается в работах Коссмата, Борна и других современных исследователей.

Под именем изостазии, если брать этот термин в его наиболее общем определении, какое, например, дается Бови (Bowie 1927, стр. 20), понимают состояние равновесия, свойственное внешним частям земной коры, в зависимости от того, что они подстилаются более тяжелым и притом пластическим материалом.

Теория изостазии Эри (Airy, 1855), кроме пластичности глубоких частей земной коры, допускает еще, что плотность внешних частей последней всюду приблизительно одинакова и всюду возрастает с глубиной приблизительно по одному и тому же закону.

Основным условием изостатического состояния земной коры является присутствие на некоторой глубине под твердыми массами, образующими поверхностный слой ее, пластического материала, на котором поверхностные

массы как бы плавают. Эри этот пластический материал рисовался в виде жидкой лавы, но в настоящее время представления об этом существенно изменились.

Изучение движений, которые мы можем наблюдать в земном шаре,—сейсмических и приливных волн и т. д., показывает, что кора реагирует на силы, действующие относительно короткое время, как твердое упругое тело, и что жидкого слоя в ней не имеется. Принимают, однако, что при действии сил постоянных или по крайней мере сил геологической продолжительности глубокие части коры ведут себя как весьма вязкие массы, подобно, например, хрупкому сургучу, который на длительные усилия реагирует как вполне пластичное тело.

При существовании такого пластичного материала и наличии сил, достаточно мощных для того, чтобы преодолеть силы сцепления верхнего, твердого слоя, отдельные участки последнего неизбежно должны отделяться от соседних с ними участков и испытывать вертикальные перемещения. В случае мощной нагрузки на некоторый участок поверхности, например под влиянием отложения здесь достаточно больших толщ осадков, соответствующий ему участок твердой коры, который мы можем представить себе схематически в виде призмы, должен погрузиться, вытесняя в стороны подстилающие его тяжелые пластичные массы; в случае удаления с поверхности мощных толщ породы, например под влиянием денудации, призма под напором пластичных подкорковых масс должна испытывать подъем, а тяжелое вещество должно притекать к ее основанию. Согласно взглядам Эри, очевидно, что толщина твердого поверхностного слоя земной коры не может быть всюду одинаковой; под континентами и в особенности под горными массивами в пределах континентов она должна увеличиваться, под океанами же уменьшаться. В соответствии с этим на разной глубине должна находиться и поверхность тяжелых пластических масс; по мнению некоторых геологов и геофизиков, в Тихом океане легкая кора вовсе отсутствует.

Существования пластического слоя и всех явлений изостатического выравнивания масс в земной коре мы не можем доказать непосредственным наблюдением вследствие крайней медленности этих движений. Правильность принципа изостазии выводят поэтому косвенным путем и в первую очередь путем сравнительного изучения силы тяжести в различных пунктах земной поверхности.

«Одним из важнейших источников для суждения о свойствах глубоких частей коры,— говорит Борн (Born, 1923, стр. 7),—являются результаты измерения силы тяжести. Хорошо известен факт, недостаточно оцениваемый в его геологическом значении, что в общем и целом все избытки массы (континенты, горы) и все дефекты ее (моря) компенсированы. Постоянно подтверждается тот неожиданный результат, что над континентами и океанами, поскольку здесь были произведены измерения, полная тяжесть приблизительно равна величине, которая теоретически выведена для данного пункта в соответствии с его географической широтой.

Аномалии силы тяжести, полученные для поверхности твердого геоида, при проведении известных редукций (аномалии Буге) доказали далее, что видимым избыткам массы на поверхности земли (горы и континенты) под поверхностью геоида отвечают дефекты массы¹. Этот факт находит себе

¹ Автор имеет в виду тот факт, что в горах полные положительные аномалии при введении поправки Буге заменяются отрицательными.

объяснение в известном предположении, что континенты и горы в настоящее время как мощные глыбы более легкого материала плавают в соответствии с законами гидростатики в более тяжелом материале. Современное распределение силы тяжести становится понятным лишь при допущении, что земная кора покоится на пластичном для геологических промежутков времени основании. Если мы, не зная ничего о распределении масс в земле, делаем предположение, подобное гипотезе изостатической компенсации, и величина силы тяжести, а также отклонение отвеса отвечают требованиям этой гипотезы, то мы без сомнения имеем здесь хорошую рабочую гипотезу».

Принимая принцип изостазии, мы приходим к заключению, что на некоторой глубине в земной коре располагается зона, в пределах которой давления со стороны лежащих выше колонн или их вес становятся равными. Средняя глубина этого слоя выравнивания определяется большинством авторов около 120 км, причем предполагают, что она подвержена значительным местным колебаниям. По вычислениям Хейфорда (Hayford, 1910), в САСШ глубина поверхности выравнивания колеблется от 66 до 305 км. Бови в настоящий момент считает наиболее вероятной глубину в 96 км (Bowie, 1917).

Наиболее спорным вопросом теории изостазии является вопрос о размерах тех участков земной коры, которые могут испытывать изостатические поднятия и опускания, могут гидростатически уравниваться. Мало кто сомневается в том, что глыбы, достигающие размеров материков и океанов, находятся в состоянии, близком к изостатическому, но вместе с тем вполне очевидно и то, что как бы мы ни нагружали поверхность участка площадью в квадратный километр, нагрузка эта не будет достаточной для преодоления сил сцепления, существующих в коре.

Исследования, предпринятые для решения этого вопроса, привели к весьма различным результатам. Так, Баррель (Barrel, 1914, 1915) полагает, что изостатические движения могут испытывать лишь очень крупные участки земной коры, радиус которых превышает 150 км, а Бови и Хейфорд (Bowie, 1927; Hayford a. Bowie, 1912) не допускают, чтобы радиус призм, приводимых в движение при процессах изостатического выравнивания, мог превышать 40—80 км, и склонны даже думать, что он может быть менее 20 км. Принимая, что изостатические движения свойственны лишь крупным участкам коры, говорят о региональной компенсации, а в противном случае о компенсации местной.

При наличии изостазии, казалось бы, не может быть места аномалиям силы тяжести, так как всякий избыток или дефект масс на поверхности должен быть устранен соответствующей перегруппировкой пластического материала, залегающего в глубине. В действительности, однако, эти аномалии, как мы знаем, наблюдаются в изобилии, причем, по мнению сторонников гипотезы Эри, часть их обязана своим происхождением действительному нарушению изостатического равновесия, часть же с таковым не связана и может существовать при полном равновесии масс.

Мы остановимся прежде всего на аномалиях второго рода, которые могут привести к ложному заключению об отсутствии изостатического состояния в той или другой местности.

На величину силы тяжести при прочих равных условиях оказывает заметное влияние распределение масс различной плотности в колонне пород, расположенной под точкой наблюдения, так как притяжение, оказываемое той или другой массой, изменяется обратно пропорционально квадрату расстояния. Представим себе три колонны одинаковой массы, но с различным распределением плотностей: в одной из них плотность

остается на всем протяжении постоянной, в другой наверху сосредоточены массы более легкие, нежели внизу, и в третьей, наоборот, в верхней части колонны располагаются вещества более тяжелые, нежели в нижней. При этих условиях притяжение, оказываемое второй колонной на точку, расположенную в середине верхнего основания призмы, будет меньше, нежели притяжение первой, а третьей — больше этой последней величины. Аналогами условий второй призмы в природе являются глубокие бассейны, заполненные водой, геосинклинали, выполненные неуплотненными осадками, и т. д., а условия, аналогичные третьей, мы находим в областях крупных излияний основных пород или в районе интрузий, имеющих характер лакколитов. Во всех этих случаях на земной поверхности должны наблюдаться отклонения от нормальной величины силы тяжести, т. е. отрицательные или положительные аномалии, независимо от того, существует или не существует изостазия, а если существует, находится ли данный участок в уравновешенном или в неуравновешенном состоянии. Мы вернемся к более подробному рассмотрению этого вопроса в главе VII, здесь же только отметим, что Борн придает аномальному распределению плотностей в земной коре, в особенности сосредоточению вблизи от поверхности легких масс, очень мало значения.

Отклонения от нормальной величины силы тяжести при изостатическом состоянии земной коры могут вызываться также отклонениями от равномерного распределения плотности в горизонтальном направлении. Согласно вычислениям Гельмерта, Шиотца и др., такого рода аномалии тяжести должны возникать в первую очередь на границе континентов, сложенных относительно легкими массами, и океанов, в пределах которых тяжелые подкоровые массы сравнительно близко подходят к поверхности. При приближении к океану величина тяжести должна постепенно повышаться, достигая максимума вблизи от пункта соприкосновения уравновешивающих друг друга тяжелых океанических и легких континентальных масс. Обратные явления уменьшения силы тяжести должны наблюдаться при движении по океану с приближением к континентальному массиву. Закон этих изменений, по Коссмату — Гельмерту, выражается кривой, построенной на диаграмме рис. 20.

Нужно отметить, что, как ни ясны эти положения, далеко не везде они осуществляются. Весьма отчетливо выступают аномалии, связанные с континентальным уступом вдоль атлантического побережья Западной Европы, но в ряде областей этого не наблюдается. Согласно Геккеру, явления, наблюдающиеся у берегов Виктории, в Австралии, противоречат теории; не заметно влияния континентального уступа также по побережью Средиземного моря и по обоим берегам Тихого океана. Борн думает, что в последнем случае влияние уступа затушевывается влиянием недавних горообразовательных движений.

Совершенно неправильно связывать с континентальным уступом положительные аномалии в Черном море, южнее Одессы (Борн), так как они заведомо связаны с продолжением Крымских гор.

Кроме края континентов рассматриваемого типа, отрицательные аномалии должны также быть у подножия гор, но здесь они, по мнению большинства авторов, затушевываются иными влияниями.

Переходим теперь к аномалиям, связанным с нарушением изостатического равновесия.

«При изучении распределения силы тяжести на земной поверхности, — говорит Борн (Born, 1923, стр. 50), — оказалось прежде всего, что очень большие области, как обширные океанические пространства, и очень большие участки континентов в гравиметрическом отношении обнару-

живают лишь весьма малые отклонения от требований теории. К числу таких областей относятся преимущественно участки земной коры, в истории которых с очень давних времен не имели места ни орогенические движения, ни нагромождение или удаление каких-либо масс.

Наряду с такими областями нормального напряжения силы тяжести существуют многочисленные исключения, где имеют место сильные отклонения от теоретического нормального состояния. Распределение

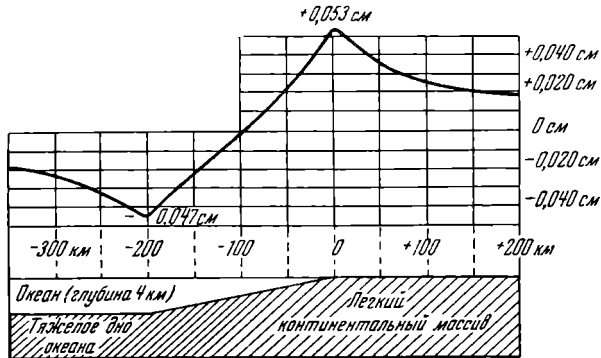


Рис. 20. Графическое изображение аномалий силы тяжести, возникающих на границе между океаническими впадинами и континентальными массивами (из Космата).

этих аномалий силы тяжести не беспорядочно, и мы видим, что характеризующие ими области занимают особое положение, которое объясняет отклонения от нормальной величины тяжести. Мы имеем здесь дело с областями, которые или пережили в недавнем прошлом орогенические движения (Альпы), или испытали в новейшее время интенсивную нагрузку или разгрузку (Фенно-Скандия), или с областями, которые как часть большого тектонического целого пассивно были приведены на слишком высокий (Гарц) или на слишком низкий уровень (предгорные впадины), или, наконец, мы имеем дело с нарушениями равновесия в глыбовой стране.

Существенным является то, что отклонения от нормы имеются там, где мы можем объяснить наличие исключений, исходя из особенностей геологического строения области. Нельзя не упомянуть, что мы очень далеки от окончательного объяснения всех аномалий силы тяжести, но в общем требования принципа изостазии в гравитационном поле земной коры несомненно отображены. Для применимости гидростатического принципа к земной поверхности имеет значение то, что даже отклонения от нормальной величины силы тяжести почти в каждом отдельном случае таковы, что находят себе объяснение в этом принципе».

Анализ аномалий тяжести в Европе приводит Космата и Борна к следующему истолкованию наблюдающихся здесь явлений.

В северо-западной части Европейского континента, на Скандинавском полуострове и в Финляндии преобладают, если исключить полосу, непосредственно прилегающую к океану, отрицательные аномалии. Борн, суммируя известный ему весьма недостаточный фактический материал, дает следующую схему аномалий Балтийского щита (Ворн, 1923, стр. 98), которая, как это легко видеть из сравнения, в своей восточной части сильно отличается от принимаемой нами (рис. 22). Явление это объясняют тем, что в ледниковую эпоху под действием огромной нагрузки

скопившихся здесь масс материкового льда, Балтийский щит опустился ниже уровня, свойственного ему в силу изостатического равновесия коры. При этом опускании тяжелые пластичные подкорковые массы были из-под него выдавлены в прилегающие к щиту с юга и юго-востока области. После стаяния льда равновесие нарушилось. Скандинавия оказалась недогруженной, с весьма сильными отрицательными аномалиями, и начался об-

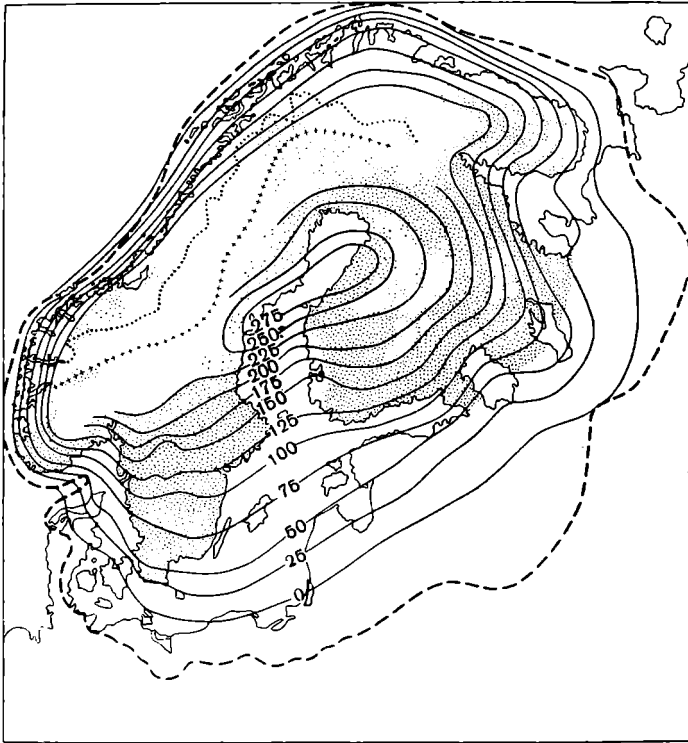


Рис. 21. Линии равных поднятий Скандинавского полуострова; высоты — в метрах. Пунктир — граница последнего оледенения, из Борна (Born, 1923).

ратный подток тяжелых масс, обусловивший поднятие полуострова. Поскольку процесс этот в силу крайней вязкости и малой подвижности тяжелых пластичных масс еще не закончился, здесь сохраняются отрицательные аномалии.

Сравнивая известную карту послеледниковых поднятий Балтийского щита (рис. 21) с картой полных аномалий последнего, как эти аномалии рисовались в 1923 г. (рис. 22). Борн подчеркивает параллелизм имеющих на них изолиний и видит в этом серьезное доказательство правильности своих воззрений.

К югу и юго-востоку от Скандинавского полуострова располагается широкая полоса увеличенной тяжести, включающая большую часть Франции, Германии и Польши, а также европейской части СССР, в которых преобладают положительные аномалии. Избыток тяжести здесь зависит от наличия избытка тяжелых пластических масс, вытесненных сюда, с одной стороны, из-под Финляндского кристаллического щита, а с другой — из-под горных сооружений альпийской системы, примыкающих к рассматриваемой области с юга.

Альпийские горные сооружения характеризуются, с одной стороны, положительными полными аномалиями, а с другой — отрицательными аномалиями Буге, возникновение которых неразрывно связано с процессом образования складчатых гор. При образовании складчатых горных

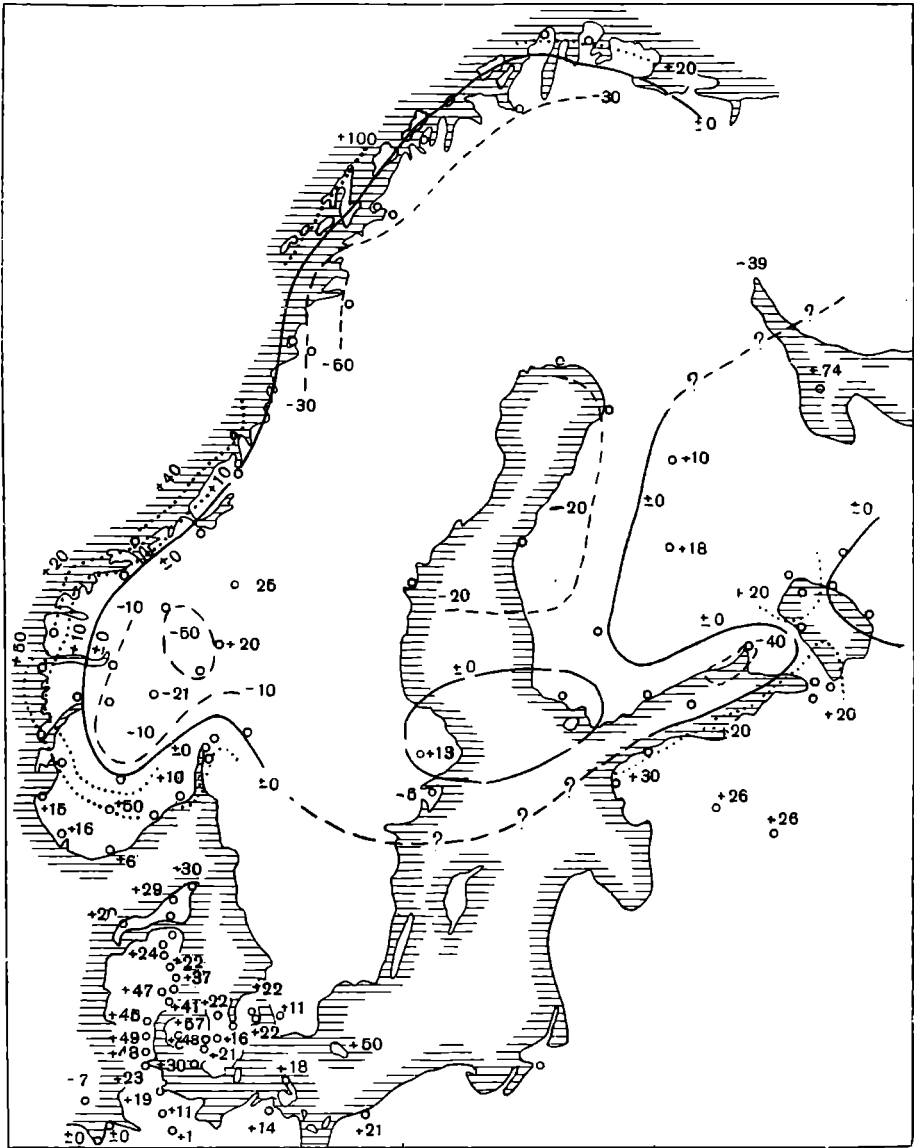


Рис. 22. Изоаномалы Фенно-Скандии, из Борна (Вогп, 1923).

хребтов верхняя оболочка коры сильно утолщается, вследствие нагромождения складок, и здесь накаплиются крупные избытки массы, перегружающие кору. Под влиянием этой перегрузки возникает изостатические опускания, и горные хребты своим основанием глубоко вдавливаются в подстилающие их тяжелые массы, вытесняя их в соседние области.

В горной стране, где нарушенное изостатическое равновесие восстановлено или где по крайней мере процесс опускания достаточно далеко продвинулся, аномалии Буге, при вычислении которых удаляются массы, лежащие выше поверхности геоида, неизбежно должны быть отрицательны. Явление это считается одним из лучших доказательств правильности принципа изостазии.

Что касается полных аномалий в пределах альпийских горных сооружений, то положительный характер их объясняется частью тем, что изостатическое выравнивание, как процесс вообще весьма медленный, еще не закончено. частью тем, что горообразовательные движения еще продолжаются, вновь и вновь нарушая равновесие, частью же, наконец, тем, что компенсация имеет региональный характер, и горные хребты следует рассматривать совместно с предгорными впадинами, в пределах которых аномалии имеют отрицательный знак.

Образование столь характерных для предгорных впадин отрицательных аномалий нашло себе в работах Коссмата весьма оригинальное объяснение. Коссмат предполагает, что сила сцепления между областью геосинклинали, в которой происходит образование горных хребтов, и прилегающими к ней участками земной коры настолько велика, что разрыва сплошности на границе плиты и гор при погружении последних не происходит, и в опускания втягиваются также и ближайшие участки фланда; компенсация, таким образом, имеет региональный характер. Следствием этого является образование предгорной впадины, которая накапливает в себе мощные толщи продуктов разрушения молодого хребта и превращается, таким образом, во «вторичную геосинклиналь». При пассивном вдавлении области предгорной впадины из-под нее происходит отток тяжелых подкорковых масс, и сила тяжести становится меньше нормальной, что и находит себе отражение в отрицательных полных аномалиях.

Таким образом, горный хребет и его предгорная впадина в процессе изостатических движений представляют одно целое, причем впадина со своим недостатком массы играет, по выражению Борна, роль плавательного аппарата для перегруженных горных массивов.

Выдавливание тяжелых масс из-под гор и предгорных впадин приводит, как мы видим, к некоторой перегрузке прилегающих к горным сооружениям участков коры и к появлению здесь положительных аномалий. Наиболее резко должно быть выражено это явление в тех районах, которые, не будучи сами затронуты складчатостью, со всех сторон окружены горами, как, например, западная часть Средиземного моря, Тирренское море или Паннонская низменность. Огромные массы вторгшегося сюда тяжелого материала, который частью через вулканы получает доступ на поверхность, частью же интродуцирует кору, перегружают эти области и заставляют их опускаться, приводя к образованию «внутренних впадин». При этих опусканиях часть подкорковых масс должна быть вытеснена из области впадин в район окружающих последние сооружений, что приводит к появлению ненормальных для них положительных значений аномалий Буге. Такие явления наблюдаются в Италии, в Северной Африке и Испании, а также в Карпатах.

Таким образом объясняется, по Коссмату и Борну, картина аномалий силы тяжести в Европе.

Связывая эти аномалии с нарушением изостатического равновесия, т. е. в конечном счете с некоторыми изменениями в расположении глубоких тяжелых пластических масс, мы тем самым для большинства случаев признаем независимость аномалий тяжести от состава горных пород и деталей тектоники поверхностных частей земной коры, с которыми при-

ходится иметь дело геологу. Тем самым изучение силы тяжести утрачивает для последнего значительную часть своего интереса. Можно было бы надеяться, что если основные элементы гравиметрической картины и обуславливаются, как принято выражаться, «глубинной геологией», то хотя бы детали ее определяются структурой поверхностных частей коры и могут быть использованы для обычных геологических целей. Борн, однако, идет в своих работах по пути применения принципа изостазии настолько далеко, что отрицает и такого рода связи.

Рассматривая вопрос о причинах положительных аномалий, характеризующих варисцийские горсты Германии, Борн прежде всего отмечает, что эти горсты в связи с общим подъемом страны под влиянием притока подкоровых масс лежат в настоящее время выше того уровня, который они занимали по окончании варисцийского орогенеза, и что величина аномалий стоит в определенной зависимости от величины происшедшего поднятия или выжимания отдельных глыб варисцийских горных сооружений.

«В послеварисцийской истории Германии выжимание этих элементов представляет единственное событие, которое находит выражение в современной картине тяжести, если отвлечься от движения верхнерейнских масс. Структурные изменения, происходившие в участках, расположенных между горстами, современными методами исследования не улавливаются. Что касается самой варисцийской структуры горстов, то современная гравиметрическая картина не даст о ней никаких сведений. Быть может, лишь в Богемии и в Северосаксонской области опускания еще заметны некоторые следы ее (Ворн, 1925, стр. 55—57)».

Возвращаясь к тому же вопросу в заключительных строках своей книги, автор в еще более определенных выражениях повторяет эти выводы (Ворн, 1925, стр. 59):

«Картина аномалий силы тяжести отражает лишь часть того, что создано было орогеническими и эпейрогеническими процессами послеварисцийской горообразовательной эпохи: рамы области саксонских нарушений, основные элементы верхнего Рейна и компоненты соответствующего порядка — все это элементы, границы которых опускаются на большую глубину.

Одновременно с этим существует целый ряд послеварисцийских нарушений, которые не находят себе выражения в картине изменений силы тяжести; нарушения эти меньшего порядка, нежели упомянутые.

Сюда принадлежат прежде всего элементы саксонского поля нарушений, поскольку они не затрагивают рамы этого поля. Из многочисленных антиклинальных осей и мульд-грабен этой области ничто не отразилось на ускорении тяжести, даже грабен долины Лейны.

Однако в напряжении тяжести не находят себе отражения даже отдельные структурные элементы в теле Гарца, несмотря на большие различия в плотности слагающих их пород, например относительно крупные массивы диабазов и железистых песчаников Эльбингероде. Всюду обнаруживается одинаковая независимость в ходе изолиний полной аномалии от близких к поверхности, доступных для наблюдения структур.

Все эти случаи относятся к поверхностным частям земной коры; глубины они мало или совсем не затрагивают. То, что находит себе отражение, представляет, таким образом, не различия в плотности и структурные аномалии поверхностных частей коры, обусловленные отложением, тектоникой и вулканизмом, но является нарушениями в распределении плотности более глубоких недр».

К аналогичному выводу приходит также и такой видный геофизик, как Кенигсбергер (Königsberger, 1927), который предполагает, что

производящие аномалии массы располагаются на глубине свыше 10 км. Резюмируя свою статью, посвященную вопросу о глубине вызывающих аномалию масс, Кенигсбергер говорит, что «общая геофизическая съемка гравиметрическими методами может доставить чрезвычайно интересные данные для теоретической геологии», что «она дает представление главным образом о структуре целых участков земной коры». Лишь в отдельных случаях косвенным путем она может привести к открытию полезных ископаемых.

Говоря в предыдущем об изостазии, я изложил то понимание последней, которое ведет свое начало от Эри, которое наиболее распространено среди европейских геологов и которое лежит в основе всех построений Космата и Борна. Иначе, нежели Эри, подошел к пониманию изостазии Пратт, взгляды которого имеют наибольшее распространение среди геологов и разделяются многими американскими геологами; проводником идей Пратта в области геологии явился Дэттон (Dutton, 1871, 1889). Основным отличием идей Пратта-Дэттона от идей Эри является то, что, по мнению двух этих авторов, плотность верхнего, твердого слоя земной коры значительно меняется в горизонтальном направлении, а не остается, как у Эри, всюду одинаковой: под океаническими глубинами она больше, нежели в низменных участках, прилегающих к берегу океана, и наименьшую плотность имеют участки земной коры, соответствующие горным хребтам. В зависимости от этого нижняя граница твердой коры, а вместе с этим и слой изостатического выравнивания всюду залегает на одинаковой глубине, а мощность твердой коры меняется обратно пропорционально ее плотности; по Пратту, горы и материки не имеют тех глубоких корней, внедряющихся в тяжелые подкоровые массы, которые предусматриваются гипотезой Эри, а лишь большую высоту соответствующих им призм в зависимости от малого их удельного веса.

Различия в представлениях Эри и Пратта принято иллюстрировать следующей схемой. Представим себе, что в некоторый сосуд налита ртуть, а в последней плавают призмы, сделанные из материала меньшего удельного веса, нежели ртуть, и имеющие одно и то же сечение. Пускай совокупность этих призм представляет твердую оболочку земли. Тогда для передачи идей Эри мы должны будем взять различной длины призмы из одного и того же материала, которые располагаются, как это указано в правой части рис. 23. Наиболее короткие и наименее погруженные в ртуть призмы в этой модели должны отвечать твердой коре под океанами, а наиболее длинные, наиболее выдающиеся как в одну, так и в другую сторону — горным хребтам.

Чтобы передать строение твердой коры, по Пратту, призмы следует изготовить из материала различной плотности, причем длина их должна находиться в обратном отношении к удельному весу материала; тогда мы получим расположение призм, изображенное в левой части рис. 23.

До сих пор я говорил об изостазии лишь постольку, поскольку эта теория привлекается геологами для объяснения аномалий силы тяжести. Сущность изостатических движений согласно предыдущему сводится к восстановлению гидростатического равновесия земной коры, нарушенного процессами горообразования, ледниковыми явлениями и т. д.; никакой активной роли в горообразовании по изложенным представлениям изостатическое состояние земной коры не играет. Не входя в подробности, я должен отметить, что далеко не все геологи и геофизики согласны с такими представлениями, и некоторые из них думают, что самый процесс горообразования также тем или иным путем связан с изостатическими движениями.

Прежде всего следует упомянуть, что почти по общему убеждению изостатические движения играют весьма важную роль в образовании геосинклинальных прогибов, в пределах которых развиваются процессы горообразования. Возникновение этих прогибов объясняют тем, что при усиленном отложении осадков в том или ином участке земной коры последняя прогибается, давая место для отложения новых масс пород; именно таким образом объясняется возможность накопления в пределах геосинклиналей тех огромных толщ осадочных пород, которые мы встречаем в пределах горных сооружений.

С теми же процессами опускания некоторые связывают и возникновение складчатости. Так как этот последний вопрос имеет очень мало отношения к нашей теме, то я лишь упомяну для примера об идеях Бови (Bowie, 1927; Lawson, 1927). По мнению первого, складчатость возникает

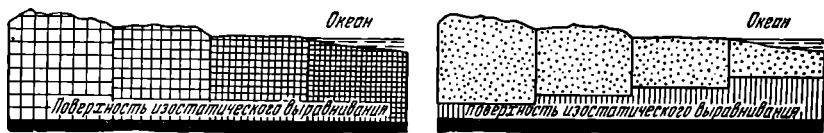


Рис. 23. Изостатическое равновесие между крупными глыбами земной коры: левая часть — по Пратту, правая — по Эри. Из Зибберга (Sieberg, 1927).

в заполняющих геосинклинали осадочных породах в результате увеличения объема последних под влиянием повышения температуры, которое эти породы испытывают, попадая в сравнительно глубокие части коры. Лоусон полагает, что складчатость и надвиги возникают в пределах геосинклиналей потому, что при погружении уменьшается толщина древних, твердых пород, способных выдерживать давления, не деформируясь; это уменьшение мощности твердой коры является следствием перехода нижних частей последней при повышении температуры в пластическое состояние.

VII

Нетрудно видеть, что воззрения Космата — Борна стоят в резком противоречии с целым рядом фактов, которые мы установили в предыдущем. Во-первых, из приведенных нами примеров с полной очевидностью вытекает, что расположенные близко к поверхности горные породы как осадочного, так и магматического происхождения, если их плотность значительно отклоняется от средней плотности поверхностных частей земной коры, заметно влияют на величину силы тяжести, поскольку последняя определяется с помощью маятников. Мы видели выше, что железистые кварциты Криворожского и Курского районов вызывают весьма заметное увеличение ускорения силы тяжести. Обратное действие оказывают легкие массы соли и гипсов в Урало-Эмбинском нефтеносном районе, где над солевыми куполами систематически наблюдается значительное возрастание отрицательных аномалий (Нумеров и Козловский, 1929 и 1931). Эти примеры касаются аномалий чисто местного характера, обнаруживаемых лишь при достаточно детальных разведочных работах, но влияние огромных батолитов гранитов-рапакиви обуславливает появление отрицательных аномалий, которые легко констатируются уже общей гравиметрической съемкой страны. В высшей степени резко и определенно проявляется влияние изверженных пород на Урале, где наиболее крупные

положительные аномалии приурочиваются к полосе зеленокаменных пород и габбро-перидотитовых интрузий, а отрицательные сосредотачиваются в зоне гранитных интрузий, пронизывающих мощные толщи каменноугольных образований. Целый ряд замечательных примеров влияния на величину силы тяжести особенно тяжелых и особенно легких пород можно, кроме того, найти в работе Уайта (White, 1924), относящейся к выяснению причин местных аномалий тяжести в САСШ.

Этих примеров, несмотря на их малочисленность, совершенно достаточно для того, чтобы показать ошибочность мнения Борна о том, что ни отложения, ни вулканизм, ни тектоника не оказывают влияния на величину силы тяжести. Я склонен, наоборот, думать, что это положение должно быть перефразировано в прямо противоположном направлении и что лишь недостаток систематических опытных работ не позволяет нам сделать это в настоящий момент. Уайт (White, 1924, стр. 276), полностью разделяющий эту точку зрения, в заключительных строках своей работы говорит, что «как знак, так и величина аномалий, по крайней мере, в большой степени определяются избытком или недостатком плотности пород, образующих верхнюю часть земной коры».

Весьма характерно, что в работах самого Борна, несмотря на всю категоричность его общих выводов, можно найти попытки использовать гравиметрические данные для уяснения деталей строения поверхностных частей коры. Так, сравнивая карты Δg и $\Delta g''$ для Гарца, он приходит к заключению, что граниты Брокена образуют лакколит, и даже находит возможным определять пункты, в которых расположены корни последних (Born, 1923, стр. 44). В другом месте (стр. 99) положительные аномалии у Рёрос и Кюпанг в средней Норвегии объясняются Борном наличием по соседству массивов габбро.

Если влияние поверхностных или близких к поверхности масс горных пород на величину силы тяжести является установленным, то, обнаружив ту или иную аномалию тяжести, мы прежде всего, конечно, должны для ее объяснения принимать во внимание геологическую структуру верхних частей земной коры и лишь во вторую очередь думать о влиянии тяжелых подкоровых масс. Повидимому, большинство геологов и геофизиков стоит в настоящее время именно на этой точке зрения. Так Уайт в результате проделанной им огромной работы по выяснению соотношений между геологическим строением и аномалиями силы тяжести в восточной части САСШ принимает, что «распределение отрицательных и положительных аномалий в общем находится в тесной связи с геологической структурой и в согласии с тектоническими линиями»; поэтому «гравиметрические наблюдения в известных пределах приложимы к решению определенного типа проблем исторической и экономической геологии, так же как и проблем геологии динамической и тектоники» (White, 1924, стр. 275—276).

Американские и английские геофизики, как Бови (Bowie, 1927) и Бергард (Burgard, 1918) и др., принимают, как известно, что земная кора находится в состоянии почти полного изостатического равновесия, и объясняют аномалии скоплениями в поверхностных частях коры особенно тяжелых или, наоборот, легких пород. Из немецких авторов на близкой к нашей точке зрения стоит Зибберг. Говоря в своей интересной книге «Geologische Einführung in die Geophysik» (Sieberg, 1927) о геологическом значении аномалий силы тяжести, он приходит к следующим выводам. «Аномалии силы тяжести могут зависеть как от присутствия каких-либо особых пород, так и от нарушений напластования. К этому может присоединяться притяжение, исходящее от некомпенсированных еще масс,

но здесь его следует оставить без рассмотрения. Что касается пород, то здесь следует иметь в виду и мощные массивы глубинных пород, и связанные с ними штоки и жилы как пород, так и полезных ископаемых, и, наконец, породы подводных вулканических излияний, которые все имеют большую плотность; наоборот, солевые массы имеют относительно малую плотность. Из нарушений напластования здесь вопрос может идти лишь о складчатых и сбросовых горных сооружениях».

Несмотря на все сказанное, влияние нарушений изостатического равновесия на величину силы тяжести принимается столь многими геологами, что пройти мимо этого фактора мы не можем. Для того чтобы определить его значение, нужно, мне кажется, в первую очередь попытаться выяснить, насколько при свете нового фактического материала сохраняет свою силу в приложении к тем явлениям, которые интересуют обычно геолога, самое учение об изостазии; мы должны поставить вопрос, нельзя ли те факты, на которых оно основывается, объяснить, не прибегая к нарушению равновесия тяжелых подкоровых масс.

Прежде всего мы должны спросить себя, насколько новый фактический материал удовлетворяет основному требованию принципа изостазии — исчезновению со временем возникших в процессе горообразовательных движений аномалий тяжести. Здесь мы на первых же шагах наталкиваемся на противоречия, так как не можем привести по существу ни одного примера, в котором бы горные сооружения, судя по свойственным им аномалиям силы тяжести, достигли состояния изостатического равновесия. Не говоря уже о наиболее юных хребтах альпийской системы складчатости, как Альпы, Кавказ, Гималаи, Кордильеры и пр., мы находим более или менее крупные положительные аномалии и в тех горных сооружениях, где горообразовательные движения закончились на границе мезозоя и кайнозоя (Донецкий бассейн), и, наконец, в тех из них, которые возникли еще в конце палеозойской эры, как Урал или вариссийские горы Германии. Сохраняются со времени вариссийской складчатости также и отрицательные полные аномалии, приуроченные к предгорным впадинам (Предуральская впадина). Таким образом, приходится как будто прийти к совершенно неожиданному и несовместимому, повидимому, с принципом гидростатического равновесия земной коры выводу: нарушения этого равновесия, возникающие в процессе горообразования, не изглаживаются с течением времени, но превращаются в постоянные.

Вторым, неизбежным, повидимому, следствием принципа изостазии является существование в горных областях отрицательных аномалий Буге; наличие их справедливо считается одним из наиболее серьезных доказательств правильности изостазии.

Если мы обратимся теперь к фактам, то увидим, что наличие отрицательных аномалий Буге в пределах горных сооружений отнюдь не является правилом. Мы уже видели, что исключения существуют даже в пределах альпийской системы, где в Апеннинах, Северной Африке, Испании и Карпатах встречаются обширные участки, характеризующиеся положительными $\Delta g''$. То же самое наблюдается в части вариссийских горстов Германии, частично на Кавказе, в Крымских горах, в Донецком бассейне, на Урале, в Аппалачах. Исключений наблюдается, таким образом, так много, что возникает вполне обоснованное сомнение в существовании основного правила, тем более, что к трем последним горным областям Восточной Европы совершенно не приложимо то сложное и маловероятное объяснение, которое делается Коссмагом для Апеннин, Карпат и пр.

Установив, таким образом, наличие весьма серьезных противоречий со стороны фактического материала, мы должны перейти к наиболее

серьезному моменту нашего исследования — к вопросу, насколько соответствует геологическим данным и, в частности, истории развития различных участков земной коры то толкование фактического материала, которое сводит аномалии тяжести, наблюдаемые в Европе, к нарушениям изостазии.

В числе аргументов, которые приводятся в пользу такого толкования, немалую роль играют отрицательные аномалии Скандинавского полуострова в их связи с послеледниковыми поднятиями этой области и с широкой полосой положительных аномалий, окаймляющих полуостров со стороны Восточно-Европейской плиты, Германии и Франции. Как указано было выше, отрицательные аномалии объясняются тем, что из-под Балтийского щита огромной тяжестью бывшего здесь льда выжаты были тяжелые подкоровые массы, обратный подток которых, начавшийся после стаяния ледника, обуславливает продолжающееся изостатическое поднятие страны. Положительные аномалии по периферии щита зависят от того, что здесь еще сохраняется часть вытесненных из-под Фенно-Скандии тяжелых масс.

В доказательство того, что распределение силы тяжести в Фенно-Скандии действительно зависит от нарушенного изостатического равновесия, Борн приводит следующие рассуждения (Börn, 1923, стр. 99). «Изолинии полных аномалий обнаруживают поразительный параллелизм с направлением береговой линии Скандинавского полуострова, особенно на севере, северо-западе и западе. На юге кривые отклоняются к востоку, и дальнейший ход нулевой изолинии устанавливается по очень недостаточному материалу. Во всяком случае, однако, во внутренних частях Скандинавского полуострова располагается обширное поле отрицательных аномалий, осевая линия которого приблизительно совпадает с осью полуострова».

Исключение составляет район небольших избытков тяжести в южной части Ботнического залива и две станции в средней Норвегии (Рёрос + 25 и Коппанг + 20), для которых причиной отклонений, вероятно, является присутствие массивов габбро.

«Исходя из распределения аномалий силы тяжести, — говорит Борн, — можно было бы предположить, что только центральная, лежащая внутри нулевой изолинии и еще не насыщенная массами часть Фенно-Скандии должна участвовать в поднятии. В действительности, однако, в движении принимают участие и краевые части ее, уже насыщенные или даже пере-сыщенные массой. Это приходится считать следствием твердости Фенно-Скандинавского массива аналогично тому, что имеет место по отношению к предгорным впадинам юных складчатых горных хребтов».

«Как результат предыдущего, следует, что требование, предъявляемое изостатическим толкованием Фенно-Скандинавских поднятий, именно недостаток массы под Скандинавией, полностью удовлетворяется результатами определения силы тяжести, каких немало у нас имеется».

«Сравнение карты аномалий силы тяжести с картиной послеледниковых изобаз Фенно-Скандии (рис. 21, 22) показывает замечательное совпадение в ходе изолиний. Форма области, показывающей недостаток массы, не является независимой от формы области поднятий, но, наоборот, показывает очень далеко идущее соответствие; только послеледниковая и современная область поднятия выходит за пределы области недостатка массы, что объясняется указанными ранее причинами. Этот факт соответствия областей поднятия и дефекта массы представляет наряду с наличием внутри Фенно-Скандии области отрицательных аномалий наиболее существенное обоснование изостатического толкования поднятия Скандинавии».

В настоящее время эту аргументацию приходится считать весьма мало убедительной. Прежде всего после гравиметрических работ в южной Финляндии и в Ленинградской области становится вполне очевидным, что представления Борна о распространении отрицательных аномалий на северо-западе Европы не отвечают действительности. Мы еще совершенно не знаем гравиметрической картины северной части этой области, но и то, что является уже установленным, решительно заставляет откинуть предположение, что область недостатка массы в Северной Европе имеет какое-либо отношение к области поднятия Фенно-Скандии. Район, характеризующийся отрицательными аномалиями, захватывает не меньшую, как это полагал Борн, а значительно бóльшую площадь, нежели район, захваченный поднятиями. Кроме того в восточных частях его наблюдается, как мы видели в предыдущем, полосовое расположение аномалий, находящееся, судя по имеющемуся материалу, в тесном соотношении с геологическим строением докембрийского фундамента страны. При свете этих фактов невольно возникает мысль о возможности иного, нежели приведенное выше, толкования положительных аномалий Рёрос и Коппанг. Не исключена возможность, что эти аномалии являются непосредственным продолжением той полосы избытков массы, начало которой намечается наблюдениями на Немане и Березине. В отношении внутренних частей Скандинавского полуострова при современном состоянии знаний вообще следует воздержаться от каких-либо обобщений гравиметрического материала, так как будущие исследования коренным образом могут изменить рисующуюся сейчас картину.

Таким образом, изостатический характер поднятий Фенно-Скандии и зависимость развитых здесь отрицательных аномалий от нарушения изостатического равновесия, именно от выдавливания из-под Фенно-Скандии тяжелых масс, лишаются по существу единственного, приводимого в пользу этой гипотезы доказательства. Что касается полосы избытков тяжести в областях, расположенных к югу и юго-востоку от Фенно-Скандии, то говорить о них здесь после сказанного вообще не приходится, тем более, что как в Германии, так и в СССР эти области избытков массы приурочиваются к участкам земной коры, имеющим вполне определенные особенности геологического строения.

В дополнение к сказанному можно привести еще два соображения.

Во-первых, ссылка на новейшие поднятия при попытках изостатического объяснения отрицательных полных аномалий тяжести в Фенно-Скандии имела бы серьезное значение в том случае, когда эти аномалии вообще были бы характерны для приподнятых областей. В предыдущем мы, однако, видели, что отрицательные аномалии характерны для весьма многих районов, обладающих движениями, диаметрально противоположными движениям Фенно-Скандии, — районов новейших опусканий. Одновременно с этим сам Борн приводит замечательный пример обратных соотношений между поднятиями и аномалиями тяжести, которые имеют место на плато Колорадо. Это место работы Борна настолько характерно, что я считаю полезным привести его здесь целиком (Born, 1923, стр. 158).

«Глыба плато Колорадо была приподнята в течение третичного периода, после того как эта область с начала палеозоя и до конца мезозоя находилась ниже уровня моря. С изостатической точки зрения можно было бы ожидать выполнения бассейна осадками и последующего состояния покоя. Вместо этого последовало поднятие страны на тысячи метров выше уровня моря. Можно было бы думать, что глыба пассивно была приподнята в эпоху великого западноамериканского орогенеза вместе с окружающими ее складчатыми горными сооружениями. В гравиметрическом

отношении следствием этого должен был бы быть избыток силы тяжести, но вместо этого в районе наблюдается полная компенсация (Wowie, 1921). Случай этот имеет общее значение, так как дело идет об истолковании больших плато, которые, будучи расположены высоко над уровнем моря, обнаруживают состояние изостатической компенсации. Случай с плато Колорадо может сделаться понятным, если принять, что в эпоху поднятия в земной коре под плато имело место уменьшение плотности (Barrel, 1914). Масса при этом остается прежней, и состояние компенсации не нарушается.

Мыслим также подток под плато относительно легкого материала, происшедшего за счет расплавления глубоких корней прилежащих гор; концентрируясь под плато, материал этот должен был обусловить поднятие. Гравиметрическое влияние этих масс вследствие большой глубины их залегания должно быть малым».

Приведенная выписка достаточно показывает, к каким сложным и невероятным построениям приходится прибегать, стремясь объяснить поднятия крупных участков земной коры движениями подкорковых масс в зависимости от нарушения изостатического равновесия; в то же время рассуждения Борна с большой убедительностью говорят о независимости гравиметрической характеристики области от этих движений.

Второе, что следует иметь в виду при обсуждении причин послеледникового поднятия Балтийского щита, заключается в том, что поднятие является вообще характерной чертой всей послезоозойской геологической истории Фенно-Скандии и что тем же характеризуются другие докембрийские щиты. Эта особенность их движения является одной из наиболее серьезных причин, заставляющих Бубнова выделять древние кристаллические массивы как особые структурные единицы первого порядка (Bubnoff, 1923, 1931). По временам эти поднятия прерывались эпохами большего или меньшего опускания щита, что приводило к затоплению части щита или его современных подземных склонов морем; интересующиеся ближе этим вопросом могут ознакомиться с ним по сводным работам Архангельского (1923, 1932₃) и Бубнова («Geologie von Europa»).

Учитывая эти особенности жизни Балтийского щита, трудно как-то особенно выделять его современное поднятие и предшествовавшее последнему опускание и объяснять их совершенно иными причинами, нежели предыдущие движения.

С этой точки зрения чрезвычайно большого внимания заслуживают указания де Гира, который доказывает, что все области, прилежащие к северо-европейскому морю, обнаруживают следы еще дочетвертичных поднятий.

Центральным пунктом в серии доказательств того положения, что аномалии силы тяжести обязаны своим происхождением нарушению гидростатического равновесия земной коры, является, конечно, характер этих аномалий в горных местностях и прилежащих к ним впадинах. Основным является вопрос, выражают ли наблюдающиеся здесь аномалии какие-либо определенные свойства горных пород, слагающих рассматриваемые участки земной коры, или они связаны только с нагромождением выше уровня моря излишних масс и с опусканием под влиянием этого нагромождения горных хребтов, как это думают сторонники изостазии. Легко понять, какое огромное значение для практической геологии имеет то или иное решение этого вопроса. Если аномалии связаны с породами, то они могут сохраниться и тогда, когда горный хребет размыт и погружился на значительную глубину; аномалии могут в этом случае служить указанием на структуру скрытых от непосредственного наблюдения ча-

стей земной коры. Если, наоборот, мы имеем дело лишь с влиянием механического нагромождения избыточных масс, аномалии при удалении последних, при погружении хребта должны исчезать, и гравиметрический метод уже не может служить для обнаружения скрытых новейшими отложениями на значительной глубине «подземных» горных сооружений.

Одной из наиболее поражающих особенностей учения об изостазии в приложении к геологическим фактам является то, что оно построено почти исключительно на рассуждениях и чрезвычайно мало основывается на изучении реальных исторических фактов, на изучении истории развития горных сооружений. Между тем вполне очевидно, что именно на этой стороне дела должен геолог, всегда работающий историческим методом, сосредоточить свое внимание.

Если мы спросим себя, какие непосредственные исторические факты приводятся в доказательство существования тех сложных движений, которые по учению об изостазии вызываются нарушением гидростатического равновесия, связанным с горообразованием, то у Борна можно найти по этому поводу единственное указание.

«Прямое нарушение изостазии,— говорит он (Born, 1923, стр. 71),— дает себя чувствовать в часто замеченном опускании горных сооружений после первого приступа складчатости. Чем быстрее протекают горообразующие движения, чем интенсивнее сжатие масс и чем меньше способность к реагированию со стороны подкорковой материи, тем сильнее бывает нарушение равновесия, тем больше избыток массы, первоначальная высота гор и тем сильнее последующее погружение тела горного хребта. Настоящая складчатость может быть при этом не всегда сильно выражена; избыток массы и увеличение силы тяжести часто вызываются внедрением магматических масс, которое происходит одновременно со складчатостью.

«Примеры погружений в заключение орогенических движений известны в большом количестве случаев; я напому трансгрессию слоев гозау по окончании предгозауского горообразования. В. Пенк (Penck, 1921) упоминает один из относящихся сюда случаев: в южных Андах верхнеюрский орогенез создал не горы, а пологое вздутие, поверхность которого скоро опять на сотни метров погрузилась под уровень моря».

Нетрудно показать, что эти явления не только не доказывают движений изостатического выравнивания, но, наоборот, говорят против изостатического толкования опусканий горных сооружений после пароксизмов складчатости. Легко почти на любом примере убедиться, что опускания, о которых говорит Борн, не ограничиваются складчатыми областями, как это должно было бы быть с точки зрения изостатической гипотезы, но распространяются далеко за пределы горных сооружений, охватывая нередко целые континенты. Не входя в излишние подробности, которые можно найти в работах Архангельского (1923, 1932₃) и Штилле (Stille, 1927), мы ограничимся теми двумя примерами, которые выбраны Борном.

Гозауская, т. е. сеноманская, трансгрессия отнюдь не ограничивается, как следовало бы ожидать, исходя из концепций Борна, Альпами, но ощущается на всей Восточно-Европейской плите, где в пределах последней развиты верхнемеловые отложения, и распространяется даже на Тянь-Шань. Всюду перед началом сеноманского века чувствуются более или менее резко выраженные поднятия, быстро затем сменяющиеся опусканиями.

Совершенно аналогичные явления наблюдаются и после верхнеюрской или новокиммерийской складчатости, когда частью еще в титонский

или волжский век, частью же в начале нижнего мела происходит погружение как горных областей, так и примыкающих к ним плит; подробности по этому поводу можно найти в цитированных уже работах Архангельского и Штилле.

Бполне очевидно, что если бы опускания гор были связаны с восстановлением нарушенного поднятием горных хребтов изостатического равновесия, с выдавливанием из-под опускающихся горных сооружений тяжелых масс и передвижением последних под прилежащие плиты, соотношения между движениями в горных хребтах и в области плит должны были бы быть иными, нежели это имеет место в природе: опусканиям в геосинклинальных областях должны были бы отвечать поднятия платформ и обратно. Другими словами, должен был бы осуществляться так называемый закон Ога, неприменимость которого достаточно доказана работами Архангельского (1923, 1932₂) и Штилле (Stille, 1927).

Таким образом, мы должны признать, что опускание горных областей после складчатости, совершаясь одновременно с опусканием обширных областей, на которые складчатость не распространялась, является результатом общих тектонических движений обширных участков земной коры, которые принято называть эпейрогеническими, а отнюдь не результатом местной перегрузки. Таким образом, опускания эти вовсе не доказывают изостази.

Постараемся теперь применить, поскольку это, конечно, в данных условиях возможно, исторический метод исследования к вопросу о причинах возникновения в горных областях свойственных им аномалий тяжести. С исторической точки зрения вопрос, очевидно, сводится к выяснению гравитационных условий геосинклинальных областей и тех изменений, какие эти условия претерпевают при превращении геосинклиналей в горные сооружения. При невозможности непосредственно наблюдать этот процесс мы принуждены будем пойти довольно сложным обходным путем, начав исследование с предгорных впадин и других аналогичных им областей опускания.

Мы видели в предыдущем, что образование предгорных впадин, по Космату, происходит в зависимости от возникновения прилежащего горного хребта, который, погружаясь в пластичный субстрат, увлекает вместе с собой и соседний участок плиты. Этим пассивным вдавливанием района впадин и объясняются свойственные им отрицательные аномалии. Как известно, около вопроса об аномалиях в области предгорных впадин имела место большая дискуссия (Heiskanen, 1926; Kossmat, 1926₁; Schwinner, 1926_{1,2}), в которой были высказаны весьма различные точки зрения на характер имеющихся здесь изостатических аномалий, но для нас она не может иметь значения, так как полные аномалии, которыми мы пользуемся, во впадинах заведомо имеют отрицательное значение.

Взгляды Космата могут казаться вероятными по отношению к впадинам, сопровождающим такие молодые и высокие горы, как Альпы, Кавказ и Гималаи, но утрачивают эту вероятность, когда дело идет о ряде других рассмотренных нами случаев. Весьма трудно объяснить указанным путем возникновение отрицательных аномалий Предуральской впадины, так как здесь хребет имеет весьма большую древность; в течение мезозойской и кайнозойской эры аномалии, возникшие первоначально в связи с погружением хребта, должны были бы давно уже выравняться. Еще менее можно объяснять пассивным вдавливанием прилежащего к хребту края плиты возникновение Днепровско-Донецкой впадины со свойственными ей отрицательными аномалиями, так как Донецкий кряж имеет почти одинаковую со впадиной абсолютную высоту и лишь в восточной части

ограничивает с юга впадину, а в западной, повидимому, погружаясь, или уходит в ее пределы, или как складчатое сооружение совершенно изглаживается. Наконец, ни в какой мере нельзя приложить воззрения Коссмата к Польско-Германской впадине, осевая полоса которой местами имеет совершенно отчетливо выраженные аномалии, или ко впадине Прикаспийской.

По Коссмату, предгорные впадины являются частями прилежащей к геосинклинали плиты, вовлекающимися в опускания параллельно с образованием хребта и непосредственно после этого образования, а не участками первичной геосинклинали, возникшими ранее складчатости и не затронутыми еще последней. «Эти области опускания, — говорит Борн (Born, 1923, стр. 76), — представляют геосинклинали, так как в них отложение осадков, связанное с опусканием, достигло большого размера. В них сосредоточились продукты разрушения прилежащих складчатых гор. Вследствие их вторичной природы Коссмат называет их геосинклиналями второго порядка, которые не имеют ничего общего с геосинклиналями первого порядка, дающими начало крупным складчатым горам. Здесь отложение осадков не имело следствием, как в настоящих геосинклиналях, перегрузки и дальнейшего опускания дна моря, но давало лишь частичное восполнение ранее существовавшего дефицита массы. Это нечто совершенно иное, нежели изостатическое отложение осадков. Если рассматривать предгорную область вне связи с прилежащими, то ее движения и отложения осадков в ее пределах совершились несогласно с тенденциями компенсации».

Точка зрения Коссмата не разделяется, однако, в полном ее объеме таким известным теоретиком-тектонистом, каким является Штилле.

«Мне кажется далее, — говорит он (Stille, 1927, стр. 385), — что погружение гор должно быть рассматриваемо при образовании предгорных впадин лишь как содействующий фактор, а не как единственная причина. Я не думаю, чтобы предгорные впадины можно было оторвать от остальных областей, как нечто коренным образом отличающееся от них в отношении причин, производящих опускание».

Для понимания истинного значения предгорных впадин весьма ценный материал дает изучение областей опускания, прилегающих к Кавказу, а также областей погружения самого Кавказского хребта.

Изучая расположение Предкавказских впадин и историю развития Кавказа, легко убедиться, что возникновение их трудно или даже вовсе невозможно связывать с подъемом хребта. Прежде всего обращает внимание, что впадины приурочиваются к восточным и западным частям хребта, тогда как против средней, наиболее высокой его части располагается приподнятая Ставропольская глыба; легко видеть, что, по Коссмату, наибольшие опускания должны были бы иметь место именно в этом среднем участке, где масса, вызывающая опускание хребта, наибольшая. Далее история развития Кавказа (Архангельский, 1932₃; Ренгартен, 1930) показывает нам, что Кавказская геосинклиналь еще с начала юрского периода подразделялась на три части, из которых средняя почти всегда оставалась приподнятой, восточная же и западная представляли области глубокого и длительного прогибания. Таким образом, оказывается, что подразделения Предкавказской впадины вполне соответствуют подразделениям Кавказской геосинклинали, и это наводит на мысль о теснейшей генетической связи двух этих образований. Наличие такой связи делается вполне очевидным, когда мы обратимся к сравнению третичных пород, развитых по северному склону Главного Кавказского хребта и в прилежащей к нему Терской впадине, где достаточно глубокие разрезы этих пород

имеются в пределах Терского и Сунженского передовых хребтов. Как палеогеновые, так и миоценовые породы двух этих районов настолько близки друг к другу по всем своим признакам, что сомнений в образовании их в пределах одной и той же части бассейна быть не может. Исходя из всего сказанного, мы должны рассматривать предкавказские впадины как краевые участки геосинклинали, мало или вовсе не затронутые складчатостью. Если это так, то отрицательные аномалии, свойственные этим районам, могут быть остатками того гравитационного режима, который свойственен геосинклинальным прогибам до образования в их пределах складчатых горных сооружений или, по крайней мере, ближайшим к плите частям этих прогибов. Предположение это представляется возможным проверить сравнением гравитационного состояния впадин с Керченско-Таманским районом и с областью восточного погружения Кавказского хребта, которые уже, несомненно, являются участками геосинклинали первого порядка, лишь слегка затронутыми складчатостью; ни к тому, ни к другому району воззрения Коссмата, очевидно, не могут быть приложимы. В предыдущем мы видели, что обе эти области характеризуются очень крупными отрицательными аномалиями и в этом отношении являются полными аналогами предгорных впадин, с которыми они неразрывно связаны и территориально.

Факты эти служат чрезвычайно серьезной опорой сделанного сейчас вывода и заставляют со всей определенностью поставить вопрос, не являются ли отрицательные аномалии одним из характерных признаков геосинклинальных прогибов на определенной стадии развития последних: в процессе дальнейшего развития, когда складчатость и сопровождающие ее явления достигают определенной степени интенсивности, отрицательные аномалии, судя по примеру горных сооружений альпийской и варисийской системы, превращаются в положительные. Выводы эти стоят в резком противоречии с теми воззрениями, по которым прогибание геосинклинали связано с перегрузкой ее отлагающимися осадками, что неизбежно должно иметь следствием наличие в геосинклинальных областях не отрицательных, а положительных аномалий. Поэтому мы должны остановиться на рассматриваемом вопросе подробнее.

Чрезвычайно серьезным доказательством правильности высказанного выше предположения служит тот факт, что, кроме предгорных впадин, весьма многие, а быть может, и большинство из молодых областей опускания характеризуются наличием отрицательных аномалий. Сюда принадлежат, кроме ранее рассмотренных впадин Азовского, Черного и Каспийского морей, грабен Рейна, о котором мы также упоминали в предыдущем, великий Африканский грабен (Krenkel, 1922, 1923; Sieberg, 1927), Байкал (Горшков, 1931), Ферганская котловина (Никифоров и др., 1929) и др. На рис. 24 я воспроизвожу карту из работы Зиберга, на которой изображены восточноафриканские грабены с приуроченными к ним аномалиями силы тяжести и землетрясениями. В Ферганской котловине величина отрицательных аномалий превосходит даже аномалии Каспийского моря, поскольку мы знаем последние, и достигает в Яз-аване — 195 мгл, а в Мин-булаке — 179 мгл. Мушкетов и Никифоров объясняют недостаток массы нарушением изостатического равновесия: котловина, по их мнению, возникла вследствие сжатия, причем из-под нее при опускании были выжаты тяжелые массы. В настоящее время, по мнению названных авторов, здесь существует тенденция к поднятию, обуславливающая наличие многочисленных сильных землетрясений.

Часть названных впадин представляет области очень длительных опусканий, принимает в себя огромное количество осадков и, повидимому,

ничем не отличается от геосинклиналей; в особенности в этом отношении привлекает к себе внимание впадина Каспийского моря, представляющая, по моему мнению, типичную геосинклинальную ванну.

Что касается фактического обоснования воззрений, приписывающих геосинклинальным впадинам положительные аномалии, то, поскольку мне это известно, они основываются почти исключительно на положительных аномалиях области Средиземного моря. В дальнейшем я постараюсь показать, что это нисколько не противоречит моей точке зрения,

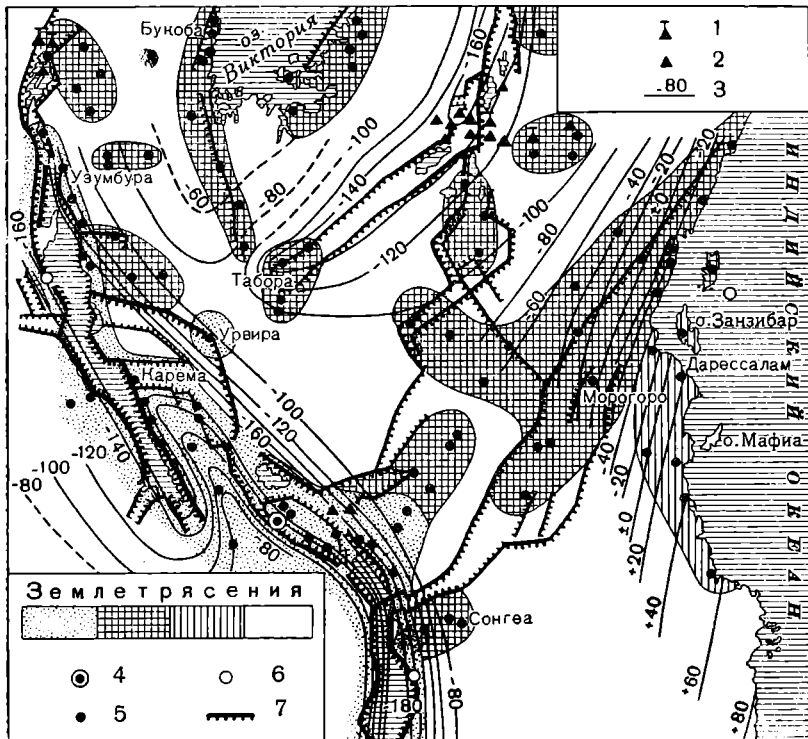


Рис. 24. Соотношение между аномалиями силы тяжести, даслокациями и землетрясениями в районе грабенов Восточной Африки, по Зибергу (Sieberg, 1927).

Точками указаны районы частых и сильных землетрясений; перекрещивающимися линиями—районы частых и умеренных; вертикальными линиями—редких и слабых; белое — районы неизученные; 1 — действующие вулканы; 2 — потухшие вулканы; 3 — изоаномалы силы тяжести $g_0'' - \gamma_0$; 4 — большие сотрясения; 5 — место землетрясения; 6 — средние сотрясения; 7 — сбросы.

так как на известной фазе развития геосинклинали в ней вместо недостатка массы может получиться избыток последней; теперь же мы остановимся на теоретических основах учения об углублении геосинклиналей под влиянием веса накаплиющихся в них осадков, что неизбежно должно сопровождаться наличием положительных аномалий. Вопрос этот достаточно хорошо разобран в работе Борна, и я ограничусь приведением из нее соответствующих выдержек (Born, 1923, стр. 116).

«Историческая геология,— говорит Борн,— с давних пор знает два возвращающихся рода явлений большого масштаба: нагрузку известных участков земной коры тысячами метров осадков, с одной стороны, и удаление столь же мощных масс горных пород в возвышенных горных

областях — с другой. Издавна было ясно, что при отложении осадков нагружаемые участки не могут оставаться в покое: мелководный характер осадков, в том числе и более древних, служил указанием на то, что дно области их накопления находилось в эпоху образования осадочной толщи в состоянии опускания.

«Мы издавна обозначаем вместе со Штилле области длительного опускания и накопления осадков термином геосинклиналь. Соответствующую подвижность земной коры в областях сноса доказать с одинаковой точностью не удастся. Движения мы обозначаем как вековые, эпейрогенические.

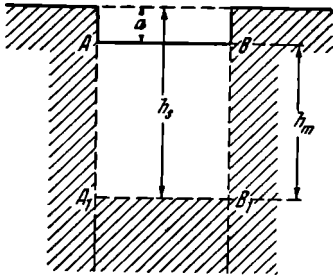


Рис. 25.

«Теоретически ход событий рисуется следующим образом. Мы имеем обыкновенно при изостатических движениях говорить об опускании нагруженных и о поднятии разгружаемых областей, но этот способ выражения может привести к неправильному пониманию явлений. Отсюда можно было бы сделать вывод, что нагружаемые области испытывают опускания по отношению к окружающим их районам, а разгружаемые поднимаются над ними, но это совершенно не соответствует действительности.

«Если мы станем первоначально рассматривать некоторый ров (рис. 25), образовавшийся вследствие орогенических движений и нагружаемый осадками, то будем иметь перед собой участок земной коры, который испытывает при отложении утолщение. При соответствующей нагрузке участок этот начнет изостатически опускаться, т. е. породы, образующие дно рва, будут вдавлены на большую глубину ($A - B$ перейдет в положение $A_1 - B_1$). При этом на глубине будет вытеснен пластический материал. Высота опускания пластических масс зависит от мощности и плотности отложившегося осадка, именно отношение мощностей вытесненных подкоровых масс и осадка должно быть обратно отношению их плотностей. Таким образом, если h_m есть мощность вытесненных подкоровых масс, d_m — их плотность (2,9), h_s — мощность осадков (при нацело заполненной впадине) и d_s — их плотность (2,4), мы будем иметь:

$$h_s = h_m \frac{2,9}{2,4} = h_m \cdot 1,2.$$

«Мы получим само собой понятный результат: мощность осадка больше, именно в 1,2 раза больше мощности подкоровых масс, если сделанные предположения правильны.

«Следствием изложенного будет то, что хотя древняя поверхность впадины по отношению к окружающим областям опустится, новая поверхность страны, образованная отложившимися осадками, поднимется. Таким образом, приходится делать различия между опускающимся дном (древней поверхностью впадины) и поднимающейся новой поверхностью страны. Совпадая вначале, две эти поверхности постепенно удаляются одна от другой с различной скоростью.

«Вследствие малой плотности отложившихся осадков мощность последних, таким образом, всегда должна быть больше, нежели мощность вытесненных подкоровых масс. Из этого с неизбежностью вытекает, что в опускающихся изостатически геосинклинальных областях отложение не может продолжаться бесконечно, но должно прекратиться после того,

как будет заполнено имеющееся пространство. Поскольку после вновь установившейся изостазии еще существует разница высот между областью впадины и прилегающими высотами, постольку изостатическое состояние вновь может нарушаться экзогенными факторами, пока, наконец, поверхность впадины и поверхность возвышенностей не окажутся на одном уровне. Так как в этот момент углубления более не существует, нарушение установившегося изостатического равновесия становится невозможным. Изостатический цикл впадины этим заканчивается.

«Сказанное приложимо ко всем изостатически опускающимся геосинклинальным областям независимо от способа их заложения. Процесс протекает по законам гидростатики. Скорость заполнения таких впадин зависит: 1) от действующих экзогенных сил, 2) от соотношений между величиной области, с которой поступают осадки, к величине области их отложения, 3) от отношения между плотностью осадка и плотностью подкорового материала.

«Из данных соотношений между плотностью и мощностью можно вычислить, какова была первичная глубина геосинклинали, которая заполнена толщей осадков, равной h_s .

«С одной стороны, мы имеем $h_s = h_m + a$, а с другой — известное соотношение:

$$\frac{h_m}{h_s} = \frac{d_s}{d_m};$$

отсюда для первоначальной глубины впадины получаем:

$$a = h_s \frac{d_m - d_s}{d_m},$$

а после подстановки вместо $d_m = 2,9$ и вместо $d_s = 2,4$:

$$a = h_s \cdot \frac{1}{6},$$

т.е. первоначальная глубина впадины в континентальных геосинклиналях достигает приблизительно одной шестой полной мощности отложений. Численный результат имеет лишь приблизительное значение; при $d_m = 2,9$ и $d_s = 2,3$ он меняется на $\frac{1}{5}$.

«Из сказанного вытекает, что впадина может принять в себя толщу осадков, превышающую ее глубину приблизительно в шесть раз, и далее, что в опускающейся изостатически континентальной геосинклинали отложение осадков ведет к повышению поверхности страны, которое равняется приблизительно одной шестой части мощности отложившихся осадков.

«Такая формулировка пригодна лишь для областей накопления континентальных осадков. Для морских или вообще водных бассейнов результат получается несколько отличный, так как здесь приходится при вычислении учитывать и массу воды. Вес колонны, состоящей из пород и воды, до начала и после окончания отложения осадков должен быть одинаков. Если a на рис. 25 есть первоначальная глубина морского бассейна, $A_1 B_1$ — положение первоначального дна после опускания, h_s — мощность осадков, которые выполнили занятую морем впадину, и если мы примем плотность морской воды равной 1,03, то получим:

$$h_s d_s = a \cdot 1,03 + h_m \cdot d_m.$$

Так как здесь $h_m = h_s - a$, то, подставляя это значение, получаем:

$$h_s = a \frac{d_m - 1,03}{d_m - d_s} = a \cdot 3,7.$$

«Это значит, что морские впадины могут принять толщю осадков, мощность которой в 3—4 раза превосходит их первоначальную глубину, при предположении, что плотность подкорových масс 2,9, а плотность осадков 2,4».

Возвращаясь к вопросу о геосинклиналях в главе о соотношениях между отложением осадков и изостазией, Борн говорит по этому поводу следующее (Вогн, 1923, стр. 139).

«Применению принципа изостазии к образованию чрезвычайно мощных толщ осадков, повидимому, должны быть поставлены известные границы. Принимая, что в геосинклинали отложилось 8000 м осадков, мы должны были бы ожидать встретить по мере движения от лежащего бока к висячему следы все большего обмеления бассейна. Это требование в большинстве случаев не выполняется, как, например, в нижнем палеозое Рейнской геосинклинали. Если для такой толщи осадков вычислить, исходя из принципа изостазии, первоначальную глубину бассейна, то последняя должна достигать примерно $\frac{1}{6}$ общей мощности, что при мощности 8000 м составит около 1330 м. В большинстве случаев не подлежит никакому сомнению, что наиболее древние осадки бассейна не отлагались на такой глубине, как это, например, видно по Рейнской геосинклинали. Во многих случаях весь комплекс носит признаки мелководных отложений».

«Эти результаты не согласуются с требованием изостатического хода отложения осадков, и отсюда можно сделать вывод, что предположение о чисто изостатическом ходе накопления столь мощных толщ осадков ошибочно. Здесь должны принимать участие другие факторы, способные вызывать опускание, например тектонические причины или перегрузка коры интрузиями и т. д. Проблему образования чрезвычайно мощных толщ осадков чисто изостатически решить нельзя».

Я привел эту длинную выписку по двум причинам. Во-первых, в ней прекрасно разобрана теоретическая сторона гипотезы, приписывающей погружение дна геосинклинали влиянию нагрузки отлагающихся осадков, а во-вторых, из слов Борна, как мне кажется, с полной очевидностью вытекает, что принцип изостазии с его нагрузкой дна геосинклинали осадками и выдавливанием из-под нее тяжелых подкорových масс совершенно излишен при объяснении рассматриваемых явлений и привлекается к этому совершенно искусственно. Если давление со стороны все возрастающей толщи осадков одно не может вызвать погружение геосинклинали и если рука об руку с этим давлением и до начала процесса и во время его должны действовать тектонические или иные причины, то вполне очевидно, что проще и естественнее объяснять весь процесс опускания именно действием тектонических факторов. К такому же выводу пришел в своей недавней статье об изостазии и Чемберлен (Chamberlin, 1931).

Подводя итоги сказанному, мы видим, с одной стороны, что области, которые можно считать неизменными, или мало измененными складчатостью, остатками древних геосинклиналей, а также впадинами, которые едва ли могут быть чем-либо иным, нежели современными геосинклиналями, характеризуются наличием отрицательных полных аномалий, несовместимых с представлениями об изостатическом прогибании геосинклиналей. С другой стороны, у нас нет данных, которые доказывали бы с несом-

ненностью изостатический характер прогибания геосинклиналей и обязательность для них избытков силы тяжести; что касается изостатического опускания горных хребтов непосредственно после складчатости, то указания на них основаны только на неправильном толковании трансгрессии, обусловливаемых тектоническими процессами.

Таким образом, первичный, не связанный с изостатическими движениями характер отрицательных аномалий в пределах впадин весьма вероятен. Нам необходимо теперь попытаться выяснить, чем обусловливаются эти отрицательные аномалии и каким образом они могут в некоторых из впадин, например в пределах Тирренского или Красного моря, заменяться положительными. Вопрос о причинах появления отрицательных аномалий в геосинклинальных и родственных им впадинах теснейшим образом связан с вопросом о происхождении этих впадин, но может быть рассматриваем и независимо от последнего.

Общим признаком рассмотренных до сих пор нами впадин является то, что они выполнены на большую глубину породами, плотность которых уступает плотности пород, слагающих прилегающие к ним участки земной коры. В самом деле, во впадинах развиты всюду относительно молодые, почти исключительно осадочные породы, весьма мало затронутые складчатостью или же вовсе не дислоцированные и потому весьма мало уплотненные. Рамы, вмещающие впадины, бывают различны, но во всех случаях состоят из более уплотненных, а потому и более тяжелых пород. Кроме того, важную роль могут играть тяжелые изверженные породы. Если мы возьмем Днепровско-Донецкую впадину, которая может служить типом впадин плиты, то прилегающие к ней с юга и севера докембрийские массивы состоят из сильно метаморфизованных кристаллических сланцев, гнейсов и разнообразных, также подвергшихся в большей или меньшей степени метаморфизму изверженных пород; при таком строении очевидно, средняя плотность пород, слагающих докембрийские массивы, должна превышать плотность пород впадины. Для предгорных впадин рамами служат, с одной стороны, породы горного хребта, в большей или меньшей степени уплотненные, метаморфизованные и пронизанные интрузиями, а с другой — или еще более сильно метаморфизованные породы разрушенных древних горных сооружений, или же непосредственно докембрийские образования фундамента плиты.

С этой малой плотностью пород, слагающих ближайшие к поверхности части земной коры, я и связываю отрицательные аномалии, которые существуют в рассмотренных до сих пор впадинах. На этой точке зрения, как известно, давно уже стоят американские (Бови, Уайт, Баррель) и английские (Беррард) авторы, исходя из того, что ближайшие к поверхности массы гораздо сильнее влияют на величину силы тяжести, нежели более глубокие.

В этом отношении весьма большой интерес представляет работа Барреля (Barrel, 1914, 1915), который теоретически, вычислением, определил влияние вызывающей аномалии массы в зависимости от ее глубины.

Вычисления велись в предположении, что наблюдения производятся в центре верхней поверхности цилиндра, который, располагаясь вертикально, распространяется вглубь до поверхности изостатического выравнивания; глубину последней Баррель принимал равной 114 км. Радиус цилиндра принимался равным 58,8, затем 166,7 и наконец, 1190 км. По высоте цилиндр мыслился разделенным на пять равных частей. Масса каждой из этих частей принималась равной массе цилиндра того же радиуса, но всего 30,5 м (100 фут.) высоты с плотностью 2,67. Табл. 1 показывает величину притяжения, оказываемого различными частями этого цилиндра в зависимости от глубины их залегания.

Таблица эта показывает, что притяжение, оказываемое какой-либо массой, при небольшом сравнительно диаметре последней (до 120 км), очень быстро убывает параллельно с увеличением глубины залегания этой массы; это явление представляет для рассматриваемого нами вопроса, очевидно, первостепенное значение.

Таблица 1

Номера частей цилиндра по порядку, начиная сверху	Глубина верхней поверхности частей цилиндра, км	Величина притяжения в динах при радиусе цилиндра, равном		
		58,8 км	166,7 км	1190 км
I	0,0	0,0031	0,0032	0,0036
II	22,8	0,0017	0,0028	0,0035
III	45,6	0,0010	0,0024	0,0035
IV	68,4	0,0007	0,0020	0,0035
V	91,2	0,0005	0,0017	0,0034

Исключительный интерес представляют другие вычисления Баррели, произведенные с целью определения аномалий, вызываемых меньшей плотностью верхней части цилиндра, что наиболее приближается к условиям, имеющим место во впадинах. Было предположено, что при сохранении общей массы цилиндра плотность верхней его части становится на 2 % ниже средней, т. е. 2,67, а плотность нижней — на 2 % выше средней. При этом получились аномалии, т. е. отклонения от действия цилиндра при нормальном распределении плотностей (табл. 2).

Таблица 2

Номера частей цилиндра	Плотности	Аномалии в динах при радиусе цилиндра, равном		
		58,8 км	166,7 км	1190 км
I	2,616	-0,047	-0,048	-0,054
V	2,724	+0,008	+0,026	+0,051
Результатирующая аномалия		-0,039	-0,022	-0,003

Вполне очевидно, таким образом, что сосредоточение относительно легких масс в верхних слоях земной коры может иметь следствием уменьшение величины силы тяжести, и спор может идти лишь о размерах этого уменьшения, о том, могут ли в результате такого распределения плотностей появиться в пределах впадин отрицательные аномалии.

Бови (Bowie, 1917, 1927) и Беррард (Burgard, 1918) считают возможным принимать, что крупные отрицательные аномалии Индо-Гангской низменности, считавшиеся ранее доказательством нарушения изостатического равновесия, обязаны своим происхождением исключительно мощному накоплению здесь новейших рыхлых пород; сама Индо-Гангская впадина при наличии этих аномалий находится в состоянии почти полной изостазии. Зибберг аналогичным образом объясняет дефект массы в Северо-Германской впадине (Sieberg, 1927, стр. 144). В высшей степени важны для

нас те выводы, к которым пришел Уайт в результате сравнительного изучения геологического и гравиметрического материала восточной части САСШ. Подводя итоги своей работы, этот автор, принимающий подобно другим американским геофизикам и геологам, что территория Соединенных Штатов находится в состоянии почти полного изостатического равновесия, говорит следующее (White, 1924, стр. 275):

«1. В общем области выходов докембрийских пород характеризуются положительными аномалиями, в особенности там, где эти породы подвергались сильному метаморфизму или очень продолжительной эрозии. Наиболее крупные аномалии, показывающие особенно большое увеличение силы тяжести, наблюдаются на оси поднятий, вблизи этой оси.

...6. Области, в которых имеется 4000 фут. (1219 м) или более осадочных пород, заключающих в себе относительно легкий материал, обычно обнаруживают отрицательные аномалии; величина последних обычно бывает тем больше, чем больше мощность осадков, и максимальной величины они достигают в осевых частях глубоких синклиналей, как ров Аппалачей, Аллеганский бассейн, Восточный внутренний бассейн и синклинириум Уачиты. Другими словами, отрицательные аномалии характерны для районов, имеющих синклинальное строение; чем глубже синклиналь, тем больше в общем аномалия.

7. Как знак, так и величина аномалии определяются в значительной степени по крайней мере увеличенной или уменьшенной плотностью пород, которые слагают верхние части земной коры».

Воззрения американских авторов, как мы знаем, решительно отвергаются Борном, объясняющим отрицательные аномалии впадин выдавливанием из-под них тяжелых пластических масс. Борн два раза в своей книге возвращается к этому важнейшему вопросу, и мы приведем полностью его рассуждения. В главе о псевдо-анизостазиях он говорит следующее (Born, 1923; Kossmat, 1921):

«Прежде всего нужно помнить, что плотность породы на поверхности, в особенности плотность пород в геосинклиналях, не представляет чего-либо постоянного и при опускании на большую глубину является функцией в первую очередь температуры и давления и в меньшей степени химического состава. Приведение плотностей к одной приблизительно величине представляет явление, совершающееся относительно быстро на малой глубине, самое позднее в катазоне Грубенманна. Различия плотностей, которые еще сохраняются между различными материалами на глубине 100 км, приблизительно равны разнице между 2,7 и 3,4, т. е. приблизительно 0,7. Правильная оценка влияния разности плотностей поверхностных и глубоких слоев геосинклинали на изменения Δg получается тогда, когда мы ясно представим себе, что наличие воды в океанах, где разность плотностей между верхним (вода) и нижним (породы дна) слоем гораздо больше и где мощность более легкого слоя достигает 6 км, не вызывает никаких отрицательных аномалий».

В другом месте Борн, разбирая взгляды Беррарда на происхождение отрицательных аномалий в пределах Индо-Гангской равнины, вновь повторяет ту же мысль (Born, 1923, стр. 79):

«Против таких воззрений говорит один уже тот факт, что в океанических областях, где в верхних частях находятся еще более легкие массы, именно вода мощностью до 8 км, никогда не наблюдался ожидаемый дефицит Δg , но всегда приближение к компенсированному состоянию».

Легко видеть, что единственным аргументом против взглядов американских авторов служит у Борна ссылка на то, что в океанических областях, где верхние части коры замещены водой, отрицательных аномалий не

наблюдается. Аргумент этот, очевидно, лишен всякого значения, так как сравниваются качественно резко различные вещи — огромные пространства океана, где, судя по всему, тяжелые массы очень близко придвинуты к поверхности, и ничтожные по сравнению с океаном участки континента, для которых нет решительно никаких указаний на передвижение тяжелых масс в верхние части коры.

Из приведенных выше результатов вычислений Барреля ясно видно, что при значительном увеличении плотности в пределах второго или нижних частей первого цилиндра, имеющего весьма большой диаметр, не только полностью будет уничтожено влияние малой плотности водных масс, но на поверхности могут получиться крупные положительные аномалии. Если сравнивать впадины с океаническими областями, то необходимо принимать во внимание те явления, которые наблюдаются не в океане вообще, а в пределах глубоководных океанических впадин, которые также характеризуются отрицательными аномалиями, иногда достигающими чрезвычайно больших размеров (литературу и сводку см. Горшков, 1931; Born, 1923; Sieberg, 1927).

Таким образом, океанические условия скорее подтверждают, нежели опровергают, предположение о зависимости отрицательных аномалий от характера заполняющих их пород и об отсутствии здесь связи с нарушением изостатического состояния.

В предыдущем мы видели, что в пределах Красного и западных частей Средиземного моря, а также в Паннонской низменности сила тяжести не меньше нормальной, как в ранее рассмотренных нами случаях, а превышает норму, и Δg имеет положительный знак. Особенный интерес представляет для нас Красное море, принадлежащее к системе восточноафриканских грабенов, которая, как видели мы в предыдущем, характеризуется весьма крупными отрицательными аномалиями. Уже по одному этому можно думать вместе с Кренкелем (Krenkel, 1922, 1923, 1925, стр. 93), что первоначально всей области Эритрейского грабена, в пределах которого располагается Красное море, свойственны были отрицательные аномалии, и что положительные аномалии появились здесь лишь в последние стадии его развития. На рис. 26 мы воспроизводим гравиметрическую карту области Красного моря, данную в работе Кренкеля. На ней видно, что в районе обоих северных заливов Красного моря, где глубина грабенов относительно очень мала, аномалии имеют еще отрицательный знак и что те же отрицательные аномалии повидимому господствуют в периферических частях Эритрейского грабена и южнее. Средняя часть последнего, занятая впадиной Красного моря, возникновение которого относится только к плиоцену, наоборот, характеризуется всюду положительными аномалиями, величина которых доходит местами до +171. Это увеличение силы тяжести все исследователи связывают с присутствием молодых основных изверженных пород, следы которых мы находим в южных частях Красного моря.

Если мы вспомним далее, что по южному краю Карпат, ограничивающих Паннонскую низменность, происходили огромные вулканические излияния и что, наконец, на Средиземном море мы имеем ряд и ныне действующих вулканов, то станет ясным, что во всех этих случаях положительные аномалии можно связывать, как это и делает Космат, с присутствием в верхних частях коры тяжелых основных изверженных пород. Таким образом, становится очевидным, что при известных условиях гравиметрическая характеристика развивающейся впадины может радикально измениться и перейти в противоположную. Для этого нужно, чтобы в недрах впадины возникли трещины, проникающие до глубины, на которой зале-

гают тяжелые массы, способные при понижении давления перейти в состояние извергаемого материала и, вторгнувшись в верхние части коры, утяжелить их.

После сказанного нам уже легко перейти к геосинклинальным прогибам. Одной из характерных отличительных черт последних является развитие в их пределах более

или менее энергичной вулканической деятельности, которая в эпоху погружения геосинклинали проявляется почти исключительно в виде излияний основных и в меньшей степени кислых лав. Обычно максимальная вулканическая деятельность Γ на

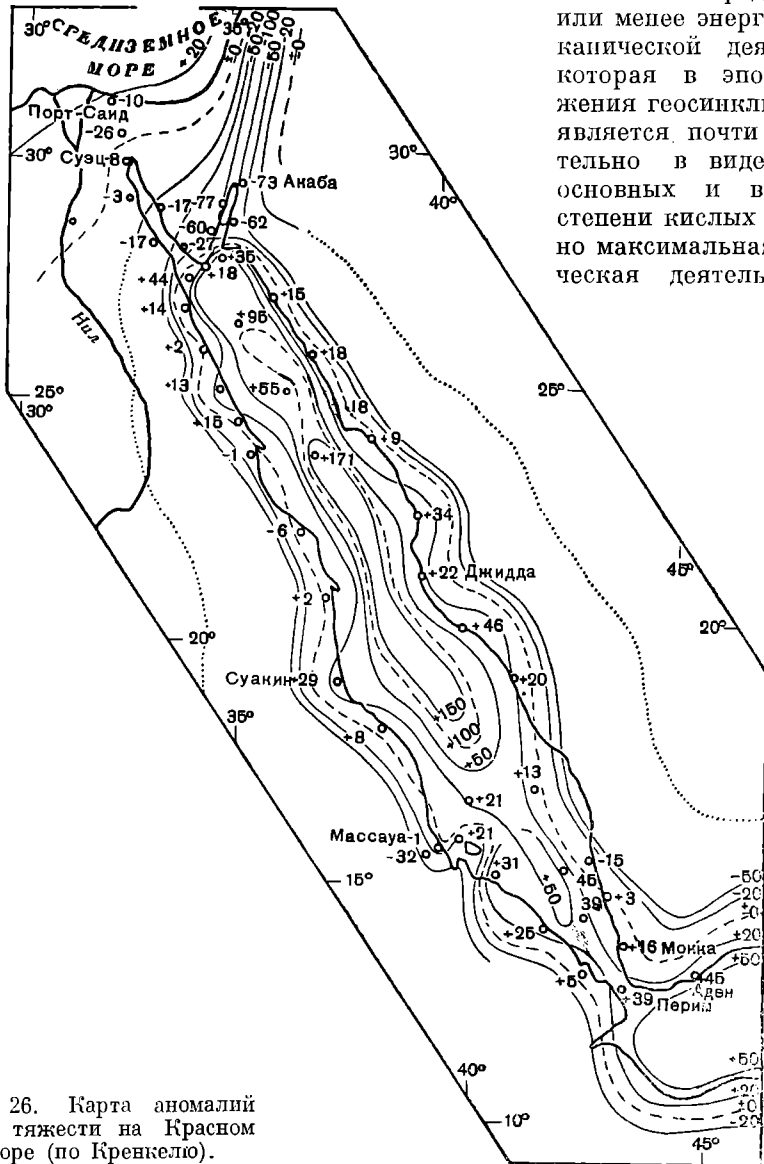


Рис. 26. Карта аномалий силы тяжести на Красном море (по Кренкелю).

блюдается во внутренних частях геосинклиналей, у края же плит она замирает. Все это показывает, что углубление геосинклиналей связывается с образованием многочисленных трещин, которые нередко проникают до магматических глубин, вызывая извержения.

Эти факты приводят меня к убеждению, что образование геосинклинальных прогибов зависит от растяжения земной коры. Следствием этого

растяжения является в первой фазе процесса лишь образование сравнительно неглубоких трещин, разрыхление материала и оседания, влекущие за собой образование впадин, где могут накапливаться более или менее мощные толщи осадочных пород. Как растяжение и раздробление фундамента, так и накопление легких осадков должно вызывать появление отрицательных аномалий.

В некоторых из геосинклиналей и в частях других процесс может остановиться на этой фазе; в частности, мы это наблюдаем, повидимому, всегда в периферических, не созревших еще, по выражению Штилле, для складчатости частях геосинклинальных впадин, которые после эпохи горообразования сохраняются в виде предгорных впадин. В других случаях и обычно в средних частях прогибов трещины могут углубиться до магматических глубин, и продукты извержений могут более или менее насытить относительно близкие к поверхности слои геосинклинали или даже излиться на поверхность. На гравитационном состоянии геосинклинали эти изменения могут отозваться различным способом; в одних случаях, при малой интенсивности вулканической деятельности, аномалии могут остаться отрицательными, в других — тяжесть может сделаться приблизительно нормальной и, в третьих, при перемещении в поверхностные части земной коры больших масс тяжелого изверженного материала отрицательные аномалии могут смениться положительными.

Состояние растяжения, приводящее к образованию геосинклинальных прогибов, не является для земной коры постоянным и через большие или меньшие промежутки времени сменяется более или менее интенсивным сжатием; история развития земной коры показывает нам, что эпохи растяжения и сжатия чередуются друг с другом.

В эпохи сжатия красные массивы геосинклинальных впадин сближаются, и породы, заполняющие эти впадины, сминаются в складки, выдавливаются вверх и в бока; надвигаясь в последнем случае на несмятые участки впадин и на плиты в виде складчатых покровов, метаморфизуются; магматические массы, насытившие в предыдущем нижние части геосинклинального материала, под влиянием давления приобретают подвижность и внедряются в виде интрузий в более высокие части коры. Все эти явления производят дальнейшие изменения свойственного геосинклинальным областям гравитационного состояния. Сокращение площади геосинклинали, складчатость и связанное с этим образование горных хребтов сами по себе уже обуславливают увеличение массы на единицу площади; этот процесс еще более усиливается от увеличения плотности пород при динамометаморфизме и от привноса тяжелого магматического интрузивного материала. Все это неизбежно должно приводить к увеличению силы тяжести, и в связи с этим для горных хребтов, возникших под влиянием складчатости, положительный характер полных аномалий является, судя по всему, уже правилом. Отмеченные нами в предыдущем исключения в виде наличия отрицательных аномалий на южном склоне Главного Кавказского хребта объясняются, быть может, тем, что они относятся к зоне надвигов складчатых пород на область впадин, характеризующихся крупными отрицательными аномалиями, которые еще не компенсированы надвигнутыми массивами.

При таком взгляде на причины положительных полных аномалий в области складчатых гор они связываются исключительно со свойствами слагающих последние пород, а не с региональным характером компенсации в горных хребтах, запаздыванием изостатического выравнивания или с другими аналогичными явлениями. При этом становится совершенно понятным, что на Урале с зонами распространения различных пород свя-

зываются и различного характера аномалии. В предыдущем мы оставили без рассмотрения вопрос о причинах существования в Донецком бассейне широтной полосы особенно больших положительных аномалий; в настоящий момент можно высказать предположение, что это явление может быть связано с существованием здесь на умеренной глубине каких-либо тяжелых интрузивных масс. Этот вывод, на мой взгляд, получает подтверждение в том, что рудные месторождения Никитовки и Нагольного кряжа, которые должны быть связаны с какими-то интрузиями, располагаются в пределах рассматриваемой полосы избытков массы. Все это заставляет, мне кажется, отнестись с большим вниманием к постановке в будущем гравиметрических работ в Донецком бассейне.

Вводя для горных областей поправку Буге, мы удаляем ту часть слагающих горы пород, которая расположена выше поверхности геоида. При этом величина тяжести уменьшается в зависимости от плотности пород и абсолютной высоты местности в точке наблюдения. За вычетом соответствующей величины оставшаяся часть может оказаться, мне кажется, с одинаковой вероятностью и больше нуля, и равной нулю, и меньше нуля. В первом случае горные местности должны характеризоваться положительными аномалиями Буге, как это имеет место на Урале, в Донецком бассейне, в Крыму и в отдельных участках Альпийских гор, а в третьем — отрицательными, что свойственно, повидимому, большинству гор альпийской системы, но встречается и на восточном склоне Урала. Таким образом, и аномалии Буге, мне кажется, ничего не говорят в пользу гипотезы изостазии, в пользу выдавливания из-под гор тяжелых подкоровых масс, а зависят от свойств слагающих горные сооружения пород.

Подводя итог всему сказанному, я прихожу к заключению, что принцип изостазии совершенно не нужен для объяснения тех изменений силы тяжести, которые наблюдаются в пределах Европейского континента и прилежащих к последнему участках Азии. Все имеющиеся здесь аномалии оказываются связанными с геологическим строением поверхностных частей земной коры и получают простое и естественное объяснение в свойствах и мощности слагающих эти части коры горных пород и в тектонике, определяющей распространение последних. К совершенно аналогичным заключениям, как мы видели выше, приходит и Уайт в отношении аномалий силы тяжести САСШ, а потому можно думать, что и вообще объяснение аномалий силы тяжести, имеющихся на континентах, в помощи гипотезы изостазии не нуждается. Приходится признать, что в рассматриваемом отношении гипотеза эта даже вредна, так как она отвлекает нас от простых и практически нужных и важных соотношений и заставляет мысль обращаться к красивым, быть может, но практически не нужным и явно недоказуемым построениям.

Совершенно не нужен, с моей точки зрения, принцип изостазии и для объяснения тех геологических явлений, которые с ним обычно связывают, как прогибание геосинклиналей, поднятия отдельных участков земной коры в пределах плит, опускания горных сооружений после пароксизмов складчатости и пр. Эти явления зависят от разнообразных причин, но меньше всего от перемещений пластичных подкоровых масс в связи с нарушением изостазии.

Говоря все это, я не ставлю вопроса о принципе изостазии в его целом, так как из произведенной мною обработки геологического и гравиметрического материала это непосредственно не вытекает. Для решения вопроса о справедливости гипотезы изостазии в общей ее форме необходимо привлечь к рассмотрению гораздо больший практический материал из различных отраслей знания, что для меня непосильно. Что касается материала

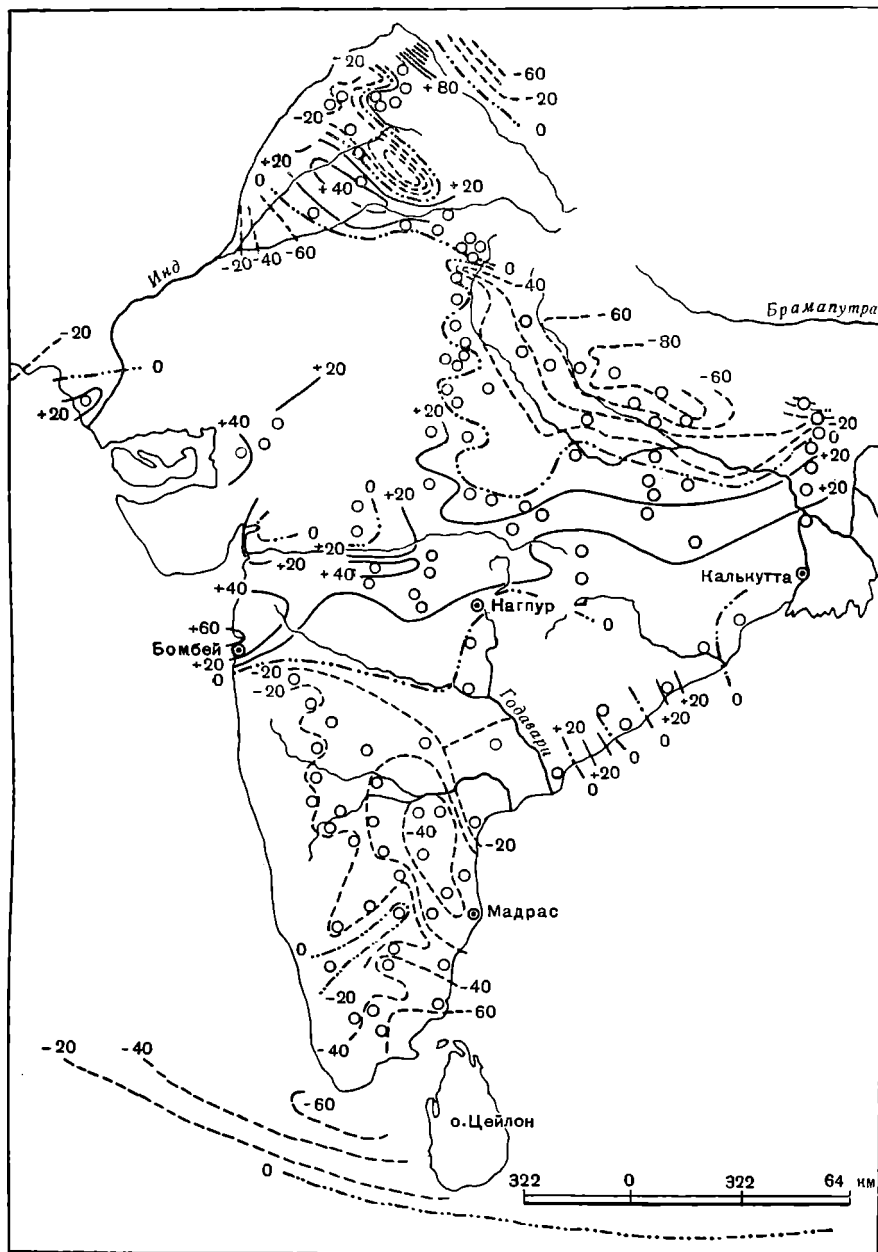


Рис. 27. Изостатические аномалии Индостана и Гималаев, по Граафф Хантеру (Graaff Hunter, 1932).

геологического, то я вместе с Хаббертом и Мелтоном (King Hubbert а. Melton, 1930) склонен думать, что в области геологии трудно указать факты, которые требовали бы признания изостази. Во всяком случае мы принцип изостази в основу геологических построений класть не можем; если же это так, то у тектонических гипотез, связанных с перемещениями материков, исчезает всякая база.

Мне кажется, что с геологической точки зрения подлежит пересмотру и значение того факта, который дал толчок Эри и Пратту к разработке всей гипотезы изостазии, именно малого отклонения отвеса в местностях, расположенных к югу от Гималайских гор. Мне кажется, что при объяснении этого явления не было достаточно учтено влияние колоссальных масс тяжелых изверженных пород, которые слагают полуостров Индостана; действие этих масс на отвес должно быть обратно тому, которое оказывает массив Гималаев. Прилагаемая карта изостатических аномалий Индии (рис. 27) показывает, что Индостан в общем характеризуется значительными аномалиями (Graaff Hunter, 1932).

Интересно отметить, наконец, что автор упомянутой сейчас карты Граафф Хантер, разбирая вопрос о гипотезе изостазии, пришел недавно к выводу, что имеющийся в настоящее время фактический материал отнюдь еще не доказывает существования принципа изостазии в смысле Хейфорда. В построениях последнего пока можно видеть лишь удобный для геодезиста способ вычислений, позволяющий нам при введении соответствующих поправок исключать влияние рельефа и пр.

VIII

Если наши выводы правильны, то мы смело можем применять определения ускорения силы тяжести при помощи маятников к решению геологических задач. Говоря это, я в то же время должен подчеркнуть, что область применения маятниковой гравиметрии, повидимому, ограничивается лишь определенным кругом явлений.

Прежде всего гравиметрический метод оказывается приложимым к определению границ предгорных и иных впадин, которые заполнены мощными толщами осадочных пород и которые обычными геологическими методами установить бывает чрезвычайно трудно. В настоящее время в этом отношении у нас уже достигнуты некоторые интересные результаты. Во-первых, лишь на основе гравиметрических данных по существу устанавливается существование Предуральской впадины. Во-вторых, в бассейне р. Деркула смена положительных аномалий отрицательными заставляет проводить северную границу Днепровско-Донецкой впадины значительно южнее, нежели это можно было сделать по естественным разрезам, и в большем соответствии с данными производящихся в юго-восточной части ЦЧО разведочных работ. В-третьих, следует упомянуть о работах в восточном Азербайджане, которые устанавливают самостоятельность Куринской впадины, не давая возможности рассматривать ее лишь как часть Каспийской. Ценные указания дает, наконец, маятниковая гравиметрия относительно строения обеих предкавказских впадин.

Определение границ и формы впадин может иметь, кроме самого факта изучения определенных тектонических элементов, весьма разностороннее значение, которое еще далеко не осознано.

Во-первых, со впадинами связываются нередко совершенно определенные фации осадков. Классическим примером здесь является мергельная фация киевского яруса эоцена на Украине, которая приурочивается к Днепровско-Донецкой впадине и вне ее пределов сменяется глинистыми и песчаными образованиями. Далее мы можем указать на приуроченность глубоководных нефтеносных отложений к впадинам Крымско-Кавказской области. При дальнейшем развитии наших знаний число таких примеров должно весьма сильно увеличиться.

Во-вторых, со впадинами, как известно, теснейшим образом связывается распространение артезианских водоносных горизонтов.

В-третьих, к впадинам может быть приурочен определенный тип тектоники выполняющих ее пород. Многочисленные примеры этого рода можно найти в работах Архангельского (1932₃) и Штилле (Stille, 1927): очень интересные данные для понимания закономерностей в расположении складок дает определение подземных границ Куринской и Каспийской впадин в восточном Азербайджане (Архангельский и Федынский, 1932) и т. д.

Переходя к вопросу о применении маятников для изучения деталей тектоники того или иного структурного элемента земной коры, я должен подчеркнуть, что далеко не во всех случаях этот метод может дать удовлетворительные результаты. Примеры восточного Азербайджана (Архангельский и Федынский, 1932) и саксонской складчатости Германии (Wogn, 1925, стр. 59) показывают, как это можно предвидеть теоретически, что маятниковая съемка не улавливает дислокаций, совершающихся в поверхностных слоях и не сопровождающихся значительным уплотнением пород, метаморфизмом и внедрением изверженных пород, если, конечно, только в дислокациях не участвуют какие-либо резко отличные по своей плотности от окружающих пород массы, как, например, соль в районе Прикаспийской впадины.

Вполне приложим маятниковый метод исследования для установления основных простираний и основных законностей в распределении горных пород в скрытых под новейшими горизонтальными отложениями древних горных сооружениях, каковыми являются погружившиеся участки Донецко-Мангышлакской системы, восточное продолжение Урала в Западно-Сибирской низменности, отроги Тянь-шаня, скрытые под мезозойскими и кайнозойскими породами Кызыл-кумов и других мест Средней Азии, и т. д.

Коснувшись этого вопроса, мы должны отметить неправильность того чрезмерно упрощенного толкования гравиметрических данных, которое распространено у нас и состоит в том, что увеличение тяжести принимается за указание на приближение к поверхности древних пород, а уменьшение ее связывается с погружением последних. Такая зависимость может иметь место, но одновременно с этим, как это показывает сравнительное изучение аномалий тяжести и геологического строения Урала и некоторых других местностей (Архангельский, 1932₂), в большинстве случаев смена аномалий объясняется сменой пород различной плотности: полосы увеличенной тяжести отвечают полосам тяжелых пород, а уменьшение ее вплоть до появления отрицательных аномалий обуславливается появлением пород меньшей плотности. Не следует думать при этом, что отрицательные аномалии должны быть связаны обязательно с мощными толщами таких легких пород, как соль или гипс; разительные доказательства обратного мы имеем в том, что отрицательные аномалии в южной Финляндии и на Украине связаны с массивами гранитов-рапакиви.

Как вывод из всего предыдущего следует, что в маятниковых определениях силы тяжести мы можем иметь весьма ценный способ изучения недоступных для непосредственного исследования частей земной коры. Нужно, однако, со всей резкостью подчеркнуть, что для овладения этим методом исследования сделано весьма мало и требуется еще большая теоретическая и опытная исследовательская работа для того, чтобы мы получили возможность легко и правильно истолковывать наблюдаемые аномалии.

В числе необходимых для успеха дела мероприятий я считаю прежде всего проведение систематической общей гравиметрической съемки европейской части СССР и детальной съемки отдельных участков Среднего и Южного Урала, с систематическим геологическим истолкованием получающихся результатов и с постановкой, где это нужно, параллельных геоло-

гических исследований. Лишь после этого можно будет со значительной долей уверенности учитывать влияние различных пород и различных тектонических форм на изменение силы тяжести.

Как ни важны могут быть гравиметрические данные для познания глубоких, скрытых от непосредственного нашего наблюдения геологических структур, все же необходимо иметь в виду, что они позволяют судить лишь об изменениях плотности и не дают представлений ни о других свойствах пород, по совокупности которых можно было бы пытаться определить последние, ни о глубине залегания их. Поэтому для получения наиболее ценных с геологической точки зрения результатов гравиметрические исследования обязательно должны производиться параллельно с магнитными и в нужных случаях с электрометрическими и сейсмометрическими.

ДОПОЛНЕНИЯ

За время затянувшегося печатания этой книги появился ряд статей Космата, Борна и Штилле, имеющих не только ближайшее отношение к нашей теме, но и непосредственно затрагивающих содержание предлагаемой вниманию читателя работы, поскольку совместная статья Космата и Борна является возражением на опубликованные мною ранее основные положения этой работы (Архангельский, 1932₂). С этой совместной статьи (Kossmat u. Born, 1933) удобнее всего и начать обзор нового материала.

Космат и Борн, повидимому, глубоко оскорблены моими утверждениями, что их идеи о связи аномалий силы тяжести, наблюдаемых при помощи маятников, с нарушением изостатического равновесия земной коры обесценивают гравиметрические исследования с точки зрения практического использования получаемых при этих исследованиях результатов. Названные авторы считают это недоразумением, основанным или на том, что я не знаю их работ, или на том, что я их читал, но неправильно понял, может быть, просто по недостаточному знанию немецкого языка.

Из работ Космата и Борна, на которые ссылаются эти авторы, мне осталась неизвестной одна, принадлежащая Космату, — «Schwereanomalien und geologischer Bau des Untergrundes in norddeutschen Flachland» (veröff. d. Preuss. Geolog. Inst., N. F., № 106. Potsdam, 1931). Остальные я читал и, думаю мне, достаточно понял. Несомненным, с другой стороны, является то, что с моим докладом Космат и Борн ознакомились, по их собственным словам, по переводу; каков был этот перевод, я не знаю, но если он сделан был правильно, то немецкие геологи или не смогли, или не захотели понять его содержание. О знакомстве названных авторов с литературой вопросов, о которых они пишут, мне придется еще говорить в дальнейшем; теперь же я скажу несколько слов о содержании рассматриваемой статьи.

Если верить самим Космату и Борну, то они говорят в своих работах как раз противоположное тому, что я им приписываю. В своем возражении авторы эти напоминают, что они постоянно отмечали влияние частных геологических структур на напряжение силы тяжести, на ее аномалии. Достаточным доказательством этого является, по их мнению, установление связи между аномалиями силы тяжести, с одной стороны, и гранитами Брокена, солевыми куполами и варисцийскими горстами Германии и т. д. — с другой. «Что касается вопроса об изостазии, — заканчивают авторы свое возражение, — то Архангельский не мог достаточно точно

изучать наши работы, так как иначе он не просмотрел бы, что центр тяжести своих исследований мы сосредоточивали на отношениях между геологическим строением и аномалиями силы тяжести и не принимали полной изостазии в соответствии с орографическими соотношениями». Выше эта сторона воззрений Коссмата и Борна изложена была с исчерпывающей полнотой.

Далее в статье мы находим столь же хорошо знакомые по предыдущему ссылке на невозможность объяснить, исходя из влияния пород, слагающих поверхностные слои земной коры, отрицательные аномалии предгорных впадин, величину силы тяжести в океанах и т. д.

С точки зрения фактического материала и доказательств заметка не содержит, таким образом, ничего нового; в ней нет ничего, что в отношении взглядов Коссмата и Борна не было бы изложено с гораздо большими подробностями мною выше.

Если обратиться к рассмотрению вопроса по существу, то мне еще раз придется заявить, что точки зрения Коссмата и Борна, с одной стороны, и моя — с другой, резко и принципиально расходятся. Все основные черты картины аномалий силы тяжести немецкие геологи объясняют теми изменениями в расположении тяжелых подкоровых пластических масс, которые вызваны были недавними, а в некоторых случаях, как будет видно из дальнейшего, и чрезвычайно отдаленными тектоническими явлениями. Связь между геологической структурой и основными, региональными аномалиями силы тяжести у них осуществляется лишь через посредство этих пластических масс и очень часто проявляется или далеко за пределами той области, в которой находится непосредственная причина нарушения изостатического равновесия земной коры, или спустя более или менее продолжительный промежуток времени после того, как причина эта перестала существовать. Вполне очевидно, что при таком подходе к делу наиболее важные региональные аномалии силы тяжести получают некоторую мистическую окраску. Очевидно, что их нельзя использовать для практических целей, что при этом практическое значение гравиметрических исследований резко принижается.

Кладя во главу угла изостазию, мы с практической точки зрения можем придавать значение лишь аномалиям чисто местного значения, которые обуславливаются местными скоплениями легких и тяжелых пород и проявляются в искажении картины аномалий, созданных нарушениями изостатического равновесия. Не говоря уже о том, что обычной маятниковой съемкой местные аномалии улавливаются с большим трудом, в исключительных случаях, необходимо отметить, что в каждом отдельном случае мы не можем решить — теми или другими причинами данная аномалия обуславливается: то, что одним может казаться следствием нарушения изостатического равновесия, другие будут связывать с влиянием местных причин.

Моя точка зрения заключается в том, что все достаточно хорошо известные нам аномалии силы тяжести, как региональные, так и местные, непосредственно обуславливаются геологическими причинами, именно строением земной коры в верхних 10, максимум 15 километрах ее толщи, что гипотеза изостазии совершенно не нужна для объяснения обычных геологических явлений и что для объяснения характера аномалий необходимо прибегать к историко-геологическому методу не в меньшей мере, чем для объяснения других геологических факторов.

В заключение, чтобы показать, как неизбежно путается мысль исследователя, стоящего на платформе изостазии при выяснении значения аномалий, я приведу здесь большую выписку из работы Коссмата 1926 г.

(Kossmat, 1926₂). Дело идет о Северной Германии, по отношению к которой, как говорят Коссмат и Борн, с особенной отчетливостью проявляются их взгляды на связь между строением поверхностных частей земной коры и аномалиями силы тяжести:

«Внеальпийская Германия с ее относительно слабым, частично почти невыраженным рельефом является одной из областей, в которых легко можно проконтролировать правильность решения вопроса об изостазии...» «Важно то, что мы в северо-западной Германии, имеем обширную область, в которой слагающие ее породы сильно нарушены, причем „горстоподобные“ участки древних, варисийских горных сооружений поднимаются до поверхности, будучи подразделены тектоническими депрессиями. Поверхность страны при этом настолько выровнена на больших протяжениях процессами денудации и отложения, что ее нельзя принимать во внимание как определяющий фактор. Несмотря на это, северо-западная Германия и прилегающая к ней Дания являются районом больших аномалий силы тяжести, причем последние стоят в несомненной связи со структурными особенностями страны. Прежде всего аналогичные в геологическом отношении Гарцу горсты (как Магдебургский и Осинтский кряжи) отличаются бросающимися в глаза отклонениями от правила изостазии в том отношении, что вместо компенсирующего дефекта массы имеют под собою избыток ее; на это я указывал еще в своей академической работе (Kossmat, 1920). Таким образом, здесь гравиметрическая характеристика в первую очередь определяется строением коры...»

«Возможно..., что в Гарце, который имеет меньшие положительные аномалии Буге, нежели Магдебургский кряж, поверхность подземного вздутия тяжелых масс лежит на большей глубине, будучи вдавлена тяжестью сравнительно высоко приподнятого горного массива (Брокен — 1142 м).

«Северогерманские горсты и прилегающее к ним с севера большое датское вздутие плотных масс (Dichteschwelle) (с большими положительными значениями аномалии) могут быть компенсированы лишь совместно с соседними гравиметрическими отрицательными областями, — таким образом, должна иметь место передача нагрузки на соседние местности.

«Таким образом, следует принимать, что значительная часть Северо-Германской впадины пассивно увлечена вниз прилежащими горными сооружениями. Северная Германия имеет в этом отношении сходство с красивыми опусканиями молодых горных стран. Она обнаруживает сходство с последними также и по истории осадочного процесса в третичный и четвертичный период.

«Интересное, хотя и иначе выраженное, отклонение от изостазии рельефа проявляется в области так называемых соляных горстов Германии. Здесь среди слоев со средней плотностью около 2,5 втиснуты соляные массы удельного веса 2. Пластическая соль из соседних областей, где она залегает под огромным грузом осадков, переместилась в ядра антиклиналей или в иные зоны нарушений, в которых денудацией удалена значительная часть осадочной покрывки. Соль, по законам изостазии, должна была бы подниматься до тех пор, пока вес соляной колонны не сделался бы равен весу колонны более тяжелых пород одинакового диаметра. До этого, однако, дело не доходит, с одной стороны, потому, что поднятие соли только частично представляет изостатический процесс и в основном зависит от тектонических причин, а с другой — потому, что в верхних частях происходит энергичное выщелачивание соли. Вследствие этого антиклинали с их более чем тысячметровыми солевыми скоплениями большей частью бывают выражены в рельефе как понижения. Сила тяжести в них

ниже нормальной и, представляя таким образом анизостатические области, они могут быть как таковые безупречно околонтурены точными измерениями, особенно при помощи крутильных весов».

Цитата эта с достаточной яркостью показывает, что даже местные аномалии, тесно связанные с определенными структурными элементами, Космат объясняет только нарушениями изостазии. А мы знаем, что каждому нарушению изостатического равновесия должно соответствовать компенсирующее его нарушение обратного знака, что должно сильно усложнить картину гравитационных аномалий; еще больше усложняется она, если принять предположение Космата, по которому опускающиеся глыбы увлекают соседние с ними участки земной коры, вызывая в них отрицательные аномалии силы тяжести. Разобраться при таких условиях, что от чего зависит, очень трудно.

Перейдем теперь к обзору остальных работ, не имеющих уже полемического характера и затрагивающих те или иные вопросы по существу.

Две из них, принадлежащие Борну и Штилле, касаются вопроса о причинах поднятия Балтийского щита.

В работе Борна (Born, 1933) автор прежде всего пытается крайне убедительно и неудачно, доказать, что четвертичные поднятия Фенно-Скандии нельзя считать очередным проявлением тех тенденций к поднятию, которые характеризуют эту область за весь послезойский период ее существования. Он приходит при этом к замечательному заключению, что Балтийский щит нельзя считать типичной областью поднятия. «Фенно-Скандинавский щит, когда он не был перекрыт морем, поднимался над уровнем последнего не на много сотен метров».

Переходя далее к результатам работ Песонена (Pesonen, 1927, 1930) и геологической интерпретации их, данной Рейхом (Reich, 1931), Борн приходит к заключению, что связь между отрицательными аномалиями и выходами гранитов-рапакиви не может быть отрицаема и что между этими двумя явлениями, несомненно, существует причинная связь.

Те резкие изменения, которые вносят финляндские работы в карту изоаномал Фенно-Скандии, составленную в свое время Борном, не паводят, однако, последнего на мысль, что карта эта вообще не верна и что она отражает не действительную картину аномалий, а лишь некоторое, весьма недостаточное состояние знаний о последних. Конечный вывод его имеет совершенно иной характер. «При анализе картины изменений силы тяжести,— говорит Борн,— выясняется, что отклонения изолиний, которые, казалось, очень нарушают первоначальную схему, при учете геологического строения находят себе полное объяснение. Расположение изоаномал в общем определяется причинами, обуславливающими состояние силы тяжести всей Финляндии и всей Фенно-Скандии, т. е. изостатическим состоянием последней. Характер этих нарушений, таким образом, региональный. Отдельные отклонения кривых от общего их хода имеют местные причины, находя себе объяснение в явлениях местных аномалий плотности материала горных пород».

Чрезвычайно характерно, что общим, основным, определяющим картину направлением изоаномал Борн считает то их расположение, которое было дано им на основе совершенно недостаточного материала в 1921 г. и которое стоит в полном противоречии с картиной аномалий силы тяжести, наблюдающейся на советской территории. Большая самоуверенность автора позволяет ему не считаться с русской литературой и чувствовать себя на советской территории так, как будто здесь вообще еще ничего не сделано.

Совершенно иначе подходит к вопросу такой крупный и осторожный тектонист-синтетик, как Штилле (Stille, 1933). Изучение новейших подня-

тий и опусканий, которые происходят сейчас в Средней и Северной Европе, приводит его к убеждению, что эти эпейрогенические движения проявляются в пологих, щитообразных изгибах земной коры, совершенно аналогично тому, что имеет место в области Балтийского щита. В специальном разделе — «К вопросу о ледниковой изостазии (Eisisostasie) Балтийского щита» — Штилле говорит следующее:

«Поднятие Балтийского щита только что рассматривалось в рамках общих эпейрогенических движений Средней и Северной Европы, в то время как оно многократно ставилось в связь с особыми условиями, именно с бывшим здесь ранее ледниковым покровом. По этому поводу следует еще раз настойчиво отметить два обстоятельства, которых мы в предыдущем уже касались:

1) Последледниковые и современные эпейрогенические движения Балтийского щита являются продолжением движений, которые происходили раньше, чем об оледенении могла быть даже и речь. Балтийский щит представляет тектоническое целое, которое уже в очень отдаленную геологическую эпоху, еще с древнейшего палеозоя, обособилось как возвышенная область по отношению к окружающим его пониженным областям, в особенности к районам, примыкающим к нему с юга, запада и севера.

2) Размеры поднятий Скандинавии по порядку величин приблизительно отвечают размерам эпейрогенических движений в остальной, т. е. не подвергшейся оледенению, внеледниковой части Средней Европы.

Я думаю, что сторонники объяснения новейших движений Скандинавии чисто изостатическими явлениями в связи с исчезновением ледникового покрова должны больше придавать значение указанному положению вещей, чем они это делали до сих пор. Быть может, тогда они будут рассматривать явления изостазии лишь как дополнительную причину к более общим причинам, создающим ундационные движения. В связи с этим следует отметить, что новейшие эпейрогенические поднятия Скандинавии лишь п р и б л и з и т е л ь н о отвечают явлениям, которые наблюдались в Средней Германии, и по их более крупным размерам отличаются от последних. Быть может, такое увеличение размеров зависит от того, что общая причина поднятия испытывает здесь влияние местных дополнительных причин».

Из приведенных слов Штилле совершенно ясно видно, что в вопросе о причинах поднятия Балтийского щита он стоит на той же принципиальной точке зрения, что и я. Признание вероятности дополнительного импульса со стороны изостатических движений представляет ясную уступку господствующим мнениям, решительно ничем не обоснованную.

Если вспомнить, что по вопросу о происхождении предгорных впадин мнения мои и Штилле также сошлись, то станет очевидным, что в основном виднейший немецкий тектонист если и не отрицает, подобно мне, роль изостазии в геологических явлениях, то придает ей очень малое значение.

Третья статья, о которой следует здесь упомянуть, принадлежит Коссмату и посвящена вопросу о происхождении Ферганской впадины (Kossmat, 1933). С общей точки зрения в этой работе представляет интерес повторение Коссматом ранее высказанного им положения относительно причин возникновения крупных впадин в районах складчатости и прилежащих к ним участках Форланда и Рюкланда. Тяжелые массы *Sima*, вытесненные из-под образовавшихся горных цепей, оттекают в соседние с ними области, перегружают их и вызывают опускания. «Таким путем возникают геосинклинали типа современного Средиземного моря...»

Что касается Ферганской впадины с ее весьма крупными отрицательными аномалиями, то она возникла, по Коссмату, подобно предгорным

опусканиям под влиянием нагрузки соседних хребтов, которые при своем опускании увлекли на глубину и соседний с ними участок. На этом примере еще раз можно видеть, как местные аномалии находят себе объяснение у Коссмата в чисто изостатических движениях и не связываются со слагающими данный участок земной коры породами.

Чрезвычайно большой интерес представляет последняя работа Борна, посвященная вопросу о причинах образования впадины Черного моря (Born, 1933). Она начинается с упоминания о том, что после периодов складчатости лишь часть образовавшихся складчатых сооружений входит в состав платформ; другая часть, составляющая иногда крупные участки орогена, вновь опускается на большую глубину, входя в состав вновь образующейся геосинклинали; в эти опускания могут вовлекаться также и участки форланда и рюкланда. Одним из примеров таких опусканий является Черное море, образовавшееся на месте древней Понтической глыбы и частей обрамляющих последнюю складчатых сооружений. При обзоре геологического строения и геологической истории Черноморской впадины и Крымско-Кавказских горных сооружений Борн, по незнанию основной литературы предмета, совершает ряд грубых ошибок. Пользуясь только Добрыниным и Вильзером и не принимая во внимание работ Андрусова и Архангельского, Борн повторяет изжитую легенду о том, что глубокая впадина Черного моря образовалась лишь в четвертичное время; обособление в Предкавказье области Ставропольской глыбы и прилежащих к ней с востока и запада впадин Борн относит к третичному периоду.

Обращаясь к гравиметрической характеристике изучаемой области, Борн использует для Крыма данные новейших наблюдений Сорокина и Казанского, но для Черноморской котловины принимает во внимание лишь данные Геккера, не учитывая характера аномалий тесно связанной с этой котловиной Рионской низменности, хотя они уже давно опубликованы Гижицким и Савкевичем (1923). Здесь вновь проявляется, очевидно, нежелание считаться с русской литературой. Не учитывая того обстоятельства, что средняя величина ошибки наблюдений Геккера (1919) почти исключает возможность пользования ими, Борн приходит к следующему, совершенно не соответствующему действительному положению дела заключению (см. карту, рис. 14):

«Из результатов наблюдений на девяти глубоководных станциях следует, что среднее значение аномалий лежит около нуля, так что налицо имеется изостатическое состояние, т. е. легкие массы моря компенсируются тяжелыми массами более глубоких частей коры. Сравнительно большие отклонения отдельных станций должны быть обусловлены местными аномалиями массы». Такому состоянию силы тяжести на Черном море противопоставляется область больших положительных аномалий в горном Крыму.

Установив эти положения, Борн переходит к обсуждению возможных причин опускания Понтической глыбы с сохранением изостази: «Наиболее вероятным по современному состоянию наших знаний представляется увеличение плотности, которое имело место в районе глыбы под влиянием интрузий особенно основного характера. Наблюдения над размерами и количеством интрузий в областях, где денудация проникла на достаточную глубину, показывают, что под влиянием интрузий может иметь место огромная перегрузка отдельных участков земной коры».

«Эффект опускания глыбы мог увеличиться, если бы одновременно под нею более легкий подкоровый материал мог быть замещен более тяжелым. Такие явления также представляются в данной обстановке воз-

возможными, так как из района прилежащих складчатых горных сооружений (Анатолия и Кавказ) при образовании глубоких корней последних мог быть выдавлен подкоровый материал».

В поисках подтверждения своей мысли Борн останавливается на тех многочисленных основных глубинных изверженных породах, которые встречаются в нижне- и среднеюрских породах Крыма. Его висколько не останавливает то, что эти интрузии произошли в очень отдаленное время, что они связаны были с совершенно иной, киммерийской, фазой складчатости. «Можно возразить,— говорит Борн,— что образование этих интрузий по отношению к верхнетретичным опусканиям имело место в очень отдаленное время. Однако ни в какой мере не является необходимым, чтобы отягощение Понтической глыбы интрузивным материалом происходило непосредственно перед опусканием. Следует принимать во внимание, что эта глыба, располагаясь в углу между Кавказом и Анатолийским орогеном, в течение всего мелового и третичного периода под влиянием относительного пажима Африки на Евразию находилась в состоянии напряжения, которое, несмотря на перегрузку интрузиями, мешало изостатическим движениям. Лишь в верхнетретичное время, освободившись от этого напряжения, перегруженная глыба опускается на новый изостатический уровень». Я думаю, что сказанного совершенно достаточно для того, чтобы дать достаточное представление о методике работы Борна и ценности его построений. Вполне очевидно, что попытка связать изостатические движения настоящего времени с событиями, которые имели место в середине мезозойской эры, полностью дискредитирует самую гипотезу изостазии в приложении к геологии. Особенное значение это приобретает в том случае, когда такие попытки делаются одним из двух наиболее видных сторонников объяснения геологических явлений путем изостатических движений.

Мне пришлось начать эти дополнения с указания на то, что Коссма-том и Борном мне приписывается незнакомство с предметом, о котором я писал. Закончить я хотел бы указанием, что Коссма-том, Борном и Вильзером за последние годы опубликован ряд статей по геологии СССР, которым авторы их, повидимому, пытаются придать руководящее значение. Характерными чертами этих работ являются, с одной стороны, незнание нашей литературы, а с другой — механическое перенесение идей, возникших на изучении геологии Средней и Западной Европы, на нашу почву. Нечего говорить, что незнакомство с литературой заставляет авторов рассматриваемых работ делать на каждом шагу грубейшие ошибки, но нелишне отметить, что такие же ошибки неизбежно будут делаться и при механическом переносе, без надлежащей критики, на нашу почву и упомянутых теоретических представлений. Необходимо помнить, что Восточная Европа чрезвычайно мало похожа на Западную, и что последняя, по картинному выражению Бубнова, «представляет область патологического развития и как таковая является не правилом, а исключением».

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Александров С. Результаты гравитационных наблюдений в Кривом Роге в 1928 г. Тр. Горно-геол. упр., 1931, 36.
Архангельский А. Введение в изучение геологии Европейской России. М., Гиз, 1923.
Архангельский А. О соотношении между аномалиями силы тяжести, аномалиями магнитными и геологическим строением в Восточной Европе. Тр. Ком. по исслед. Курской магнитн. аномалии, 1924, 5.

- Архангельский А. Несколько соображений о геологической структуре Ставропольской возвышенности и прилегающих к ней частей Кавказского хребта. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1926.
- Архангельский А. Причины крымских землетрясений и геологическое будущее Крыма. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1929, № 1—2.
- Архангельский А. 1. Заметка о соотношении между геологическим строением и аномалиями силы тяжести в Восточной Европе. Докл. АН СССР, 1932, № 1.
- Архангельский А. 2. Значение гравиметрии в геологии и проблема изучения геологического строения Западно-Сибирской низменности. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1932, № 3—4.
- Архангельский А. 3. Геологическое строение СССР (европейская и среднеазиатская части). М., Геолгиз, 1932.
- Архангельский А. и Страхов Н. Геологическая история Черного моря. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1932.
- Архангельский А. и Федынский В. Геологические результаты гравиметрических работ в восточном Азербайджане. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1932, № 3—4.
- Геккер О. Определение силы тяжести путем сравнения ртутных барометров и гипсотермометров на Черном море. Сборник рефератов и переводных статей по геодезическим вопросам. Прилож. к 70-й части Записок Военно-топогр. отдела. М., 1919.
- Гижицкий А. Определение силы тяжести по Сухоне, Вычегде и Сев. Двине. Бюлл. Астрон. ин-та, 1924, № 3.
- Гижицкий А. 1. Определение силы тяжести в Башкирии в 1926 г. Бюлл. Астрон. ин-та, 1928, № 18.
- Гижицкий А. 2. Определение силы тяжести в Северо-Западной области в 1927 г. Бюлл. Астрон. ин-та, 1928, № 21.
- Гижицкий А. Определение силы тяжести по р. Сев. Двине и ее притокам в 1928 г. Бюлл. Астрон. ин-та, 1929, № 23.
- Гижицкий А. Определение силы тяжести в Западной Сибири в 1930 г. Бюлл. Астрон. ин-та, 1931, № 30.
- Гижицкий А. и Савкевич П. Каталог пунктов гравиметрических определений, произведенных в России до 1922 г. Гиз, 1923.
- Гижицкий А. и Яхонтов Е. Определение силы тяжести в Северо-Западном районе в 1923 г. Бюлл. Астрон. ин-та, 1924, № 5.
- Горшков П. Гравиметрическая съемка от западной границы СССР до Владивостока. Изв. Геогр. об-ва, 1931, 63, № 5—6.
- Жонглович И. Определение силы тяжести на Новой Земле. Бюлл. Астрон. ин-та, 1924, № 5.
- Жонглович И. Определение силы тяжести на р. Печоре и на Новой Земле в 1924 г. Бюлл. Астрон. ин-та, 1925, № 9.
- Козловский Б. Наблюдение силы тяжести в Северо-Западном районе в 1921 г. Бюлл. Астрон. ин-та, 1924, № 5.
- Лучицкий В. Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской кристаллической полосы. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1930, № 3—4.
- Магнитная и гравиметрическая съемка области московской аномалии силы тяжести. Гос. научно-исслед. геодез. ин-т. Геофиз. бюлл., 1929, № 31.
- Михайлов А. 1. Определение силы тяжести в Щигровском районе в 1923 г. Тр. Ком. по исслед. Курской магнитн. аномалии, 1927, 8.
- Михайлов А. 2. Определение силы тяжести в Белгородском уезде. Тр. Ком. по исслед. Курской магнитн. аномалии, 1927, 8.
- Михайлов А. 3. Определение силы тяжести в районах г. Тима и с. Огибного. Тр. Ком. по исслед. Курской магнитн. аномалии, 1927, 8.
- Никифоров П. и др. Gravimetric and seismic expedition to Central Asia (Гравиметрическая и сейсмическая экспедиция в Центральную Азию). Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1929.
- Нумеров Б. Определение силы тяжести на Белом море летом 1921 г. Бюлл. Астрон. ин-та, 1924, № 5.
- Нумеров Б. Результаты гравитационных наблюдений в Грозненском районе в 1928 г. Бюлл. Астрон. ин-та, 1929, № 23.
- Нумеров Б. Результаты определения силы тяжести на восточных склонах Урала в 1930 г. Природа, 1931, № 4.
- Нумеров Б. Результаты определения силы тяжести на восточных склонах Урала в 1930 г. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1932, 51, № 8.
- Нумеров Б. и Козловский Б. Результаты гравитационных наблюдений 1927—1928 гг. в Эмбином районе. Докл. АН СССР, 1929, № 16; Тр. Главн. геол.-разв. упр., 1931, 36.

- Результаты маятниковых работ, произведенных Астрономическим институтом АН СССР в 1931 г.
- Ренгартен В. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Тр. 3-го съезда геологов, 1930, вып. 2.
- Самойлова Н. и Яхонтов Е. Die relative Bestimmung der Intensität der Schwerkraft im Uralgebirge im Jahre 1925. (Относительное определение силы тяжести на Урале в 1925 г.) Бюлл. Астрон. ин-та, 1927, № 16.
- Степанов А. Гравиметрическая съемка в 1929 г. в Грозненском районе. Нефть. хоз., 1931, № 4—5.
- Airy G. On the computation of the effect of the attraction of the mountain mass as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1855, 145.
- Barrel G. The strength of the earth's crust. Journ. Geol., 1914, 22; 1915, 23.
- Blackwelder E. United States of North America. Handbuch d. regional. Geologie, 8, 2.
- Born A. Isostasie und Schwere messung. Ihre Bedeutung für geologische Vorgänge Berlin, 1923.
- Born A. Bezeichnungen zwischen Schwerezustand und geologischer Struktur Deutschlands. Leipzig, 1925.
- Born A. 1. Zum Problem der Verticalverschiebung grosser Schollen. Тр. Сейсмол. ин-та. Акад. Наук СССР, 1933, № 32.
- Born A. 2. Zum Problem der Glazial-Isostasie. Тр. Сейсмол. ин-та Акад. Наук СССР, 1933, № 2.
- Bowie W. Investigations of gravity and isostasy. U. S. Coast a. Geodet. Surv., 1917, spec. publ. 40.
- Bowie W. Amer. Journ. Sci., 4 ser., 1921, 19.
- Bowie W. Isostasy. New York, 1927.
- Bubnoff S. Die Gliederung der Erdrinde. Berlin, 1923.
- Bubnoff S. Geologie von Europa, Bd. 1.
- Bubnoff S. Grundprobleme der Geologie, eine Einführung in geologisches Denken. Berlin, 1931.
- Burrard J. Investigations of isostasy in Himalayan and neighbouring regions. Trigonometr. Surv. India, 1918, prof. pap. № 17.
- Chamberlin R. Isostasy from the geological point of view. Journ. geol., 1931, 1.
- Dutton C. The causes of regional elevations and subsidence. Proc. Amer. Phyl. Soc., 1871, 12.
- Dutton C. On some of the greater problems of physical geology. Bull. Phyl. Soc. Washington, 1889.
- Graff Hunter I. The hypothesis of isostasy. Monthly Notices Roy. Astron. Soc., geophys. suppl., 1932, 3, № 1.
- Hayford. Supplement investigations in 1909 of the figure of the earth and isostasy. U. S. Coast a. Geodet. Surv., 1910.
- Hayford a. Bowie. The effect of topography and isostatic compensation upon the intensity of gravity. U. S. Coast a. Geodet. Surv., 1912, 10.
- Heiskanen W. Untersuchungen über Schwerkraft und Isostasy. Veröffentlich. des Finnischen Geodetischen Instituts, 1924, № 4.
- Heiskanen W. Zur isostatischen Kompensation der Randsenken der Kettengebirge. Geol. Rdsch., 1926, 17.
- King Hubbert M. a. Melton F. Isostasy. A critical review. Journ. Geol., 1930, 8.
- Königsberger J. Zur geophysicalischen gravimetrischen Landesuntersuchung und über die Tiefenlage der störenden Massen. Zs. prakt. Geol., 1927.
- Kossmat F. Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustand der Erdrinde. Abhandl. Sächsisch. Akad. Wiss., 1920.
- Kossmat F. Die Beziehungen zwischen Schwereanomalien und Bau der Erdrinde. Geol. Rdsch., 1921.
- Kossmat F. 1. Zur Frage der isostatischen Kompensation der Gebirge und der Randsenken. Geol. Rdsch., 1926, 6.
- Kossmat F. 2. Tektonische Bemerkungen zum Isostaticproblem. Ber. Meth.-Phys. Klasse Sächsisch. Akad. Wiss., 1926, 78.
- Kossmat F. Tektonische und geophysikalische Phänomene in der Fergana Region. Тр. Сейсмол. ин-та Акад. Наук СССР, 1933, № 2.
- Kossmat E. u. Born A. Die Bedeutung der Gravimetrie für die Geologie. Eine Erwiderung an A. D. Archangelski — Moskau. Cbl. Min., 1933, Abt. B, № 4.
- Krenkel E. Die Bruchzonen Ostafrikas. Berlin, 1922.
- Krenkel E. Die Schwerstörungen am Graben des Roten Meeres. Cbl. Min., 1923.
- Krenkel E. Geologie Afrikas, 1 Teil. Berlin, 1925.

- Lawson A. Folded mountains and isostasy. Bull. Geol. Soc. Amer., 1927, 38.
- Пенск W. Zs. Ges. f. Erdk., Berlin, 1921, S. 138.
- Pesonen U. Relative Bestimmungen der Schwerkraft auf den Dreieckspunkten der südfinnischen Triangulation in den Jahren 1924—1925. Veröffentl. d. finn. geodet. Inst., 1927, 9.
- Pesonen U. Relative Bestimmungen der Schwerkraft in Finnland in den Jahren 1926—1929. Veröffentl. d. finn. geodet. Inst., 1930, 13.
- Reich H. Die Bedeutung der finnischen Schweremessungen für die angewandte Geophysik. Zs. Geophys., 1931.
- Sawicky P. Die Schwere und die Geologie in Kaukasien. Zs. Geophys., 1931, № 7/8.
- Schwinner R. 1. Zur isostatischen Kompensation der Randsenken der Kettengebirge. Geol. Rdsch., 1926, 4.
- Schwinner R. 2. Zur Verwertung der Schwerestörungen in der tektonischen Geologie. Zs. Geophys., 1926, № 4.
- Sederholm J. Pre-quatertiary rocks of Finland. Bull. Com. géol. de Finl., 1930, № 91.
- Sieberg A. Geologische Einführung in die Geophysik. Jena, 1927.
- Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, 1927.
- Stille H. Oro- und epirogenetische Bewegungen der Erdkruste im Zusammenhang mit der Seismizität Zentralasien und Norddeutschland. Тр. Сейсмол. ин-та Акад. Наук СССР, 1933, № 2.
- White D. Gravity observations from standpoint of the local geology. Bull. Geol. Soc. Amer., 1924, № 2.
-

ТЕКТОНИКА ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ ОБЩЕЙ МАГНИТНОЙ СЪЕМКИ СССР¹

Доложено на 4-м пленуме Группы географии и геофизики
Академии Наук СССР 16 декабря 1936 г.

ВВЕДЕНИЕ

Как хорошо известно каждому геологу, наибольшая доля территории, занятой европейской частью СССР, сложена с поверхности горизонтальными или очень слабо дислоцированными слоями нормальных, неизмененных осадочных горных пород. В основании последних располагаются чрезвычайно резко отличные от них толщи пород докембрийской группы, представленные разнообразными кристаллическими сланцами, гнейсами и не менее разнообразными изверженными породами, среди которых преобладают граниты. В противоположность породам верхнего, осадочного покрова эти метаморфические образования подверглись весьма энергичным дислокациям: они сдавлены в сложные складки, разбиты сбросами, испытаны сложные горизонтальные перемещения типа шарьяжей и т. д. Глубина, на которой располагается этот складчатый фундамент, в различных частях Восточно-Европейской платформы весьма различна. На северо-западе, в Карелии, в Финляндии, на Кольском и Скандинавском полуостровах, а также и на юго-западе, на Украине, он выходит на поверхность, образуя так называемые Балтийский и Азовско-Подольский (Украинский) кристаллические щиты. В Воронежской и Курской областях, где располагается так называемый Воронежский выступ фундамента, докембрийские породы залегают относительно очень близко к поверхности, и покров осадочных пород здесь сильно утоняется, а местами на Дону даже вовсе прерывается. На небольшой сравнительно глубине залегают докембрийские породы также и в Полесье (Полесский вал). В остальных частях Восточно-Европейской платформы, именно в центре ее (Подмосковная котловина), на юге — в пределах Северной Украины (Днепровско-Донецкая впадина) и всюду на востоке (Восточно-Русская впадина) докембрий залегает под очень мощным покровом осадочных пород, так что буровые скважины глубиною почти в 1500 м далеко еще не достигли его.

При указанных условиях залегания докембрийского фундамента платформы детали его строения и, в частности, его тектоника могли быть выяснены путем обычных геологических исследований лишь для Балтийского

¹ Печатается по тексту, опубликованному в Известиях Акад. Наук СССР, сер. географ. и геофиз., 1937, № 2. Соавторы: Н. В. Розе (Обзор материала магнитных съемок. Методика анализа наблюдаемого магнитного поля. Методика построения материкового магнитного поля), В. В. Колобакин (Общие соображения о связи магнитного поля с геологическим строением. Методика построения схемы простираний региональных магнитных аномалий), В. П. Орлов (Методика приведения к эпохе 1935 г. и вековой ход. Обзор аномального магнитного поля на территории европейской части СССР) и А. И. Падеревская. Раздел «Методика построения нормального магнитного поля» написан Н. В. Розе и В. В. Колобакиным совместно. — *Ред.*

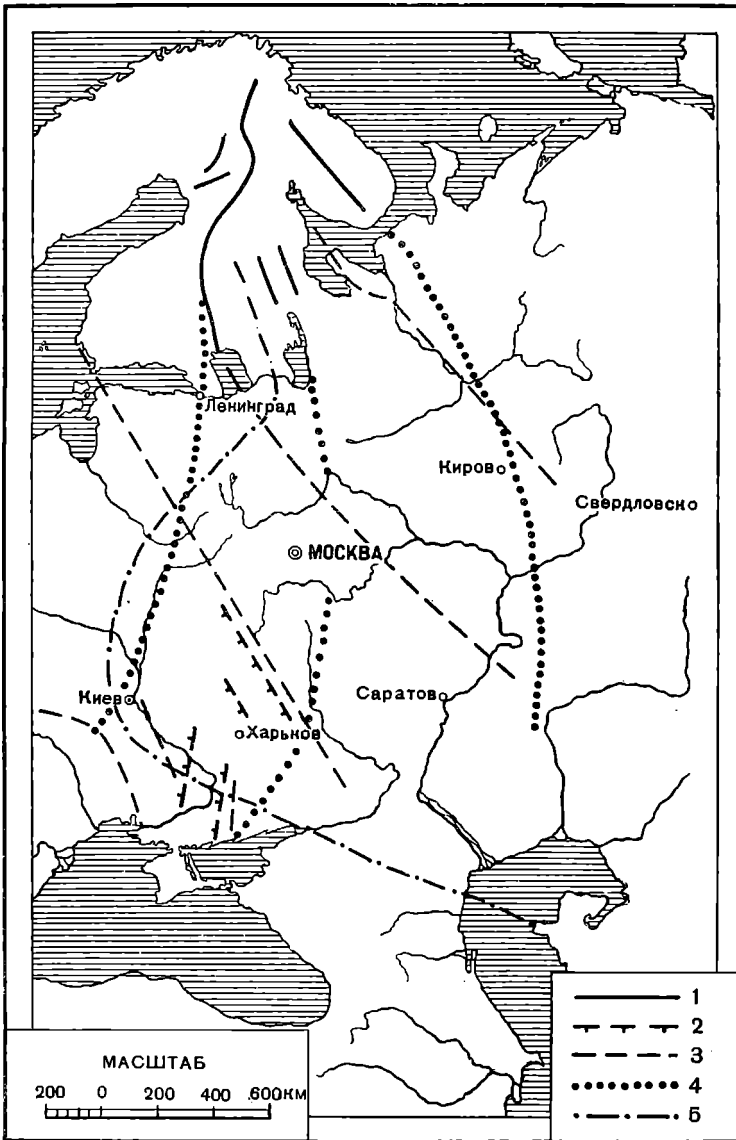


Рис. 1. Простираия докембрийских пород:

1 — простираия карелид по непосредственным наблюдениям; 2 — магнитные аномалии; 3 — простираия аномалий силы тяжести; 4 — простираия по предположениям Карпинского; 5 — то же, по Кузнецю.

и Азовско-Подольского щитов. Несмотря на это, мысль геологов, изучавших строение Восточно-Европейской платформы, неоднократно обращалась к вопросу о возможном направлении складчатости в скрытых от непосредственного наблюдения частях фундамента, и по этому вопросу высказано было несколько гипотез.

Первая схема простираия докембрийских складок Восточной Европы в целом была дана А. П. Карпинским (1919). Соединив плавными кривыми северо-западные простираия протерозойской системы складок Балтий-

ского щита, так называемых карелид, с северо-северо-восточными простираниями докембрийских пород Азовско-Подольского щита, А. П. Карпинский получил ряд огромных пологих дуг, обращенных выпуклостью на восток. Позднее Кузьяр (Kuzniar, 1922), принимая, что Азовско-Подольский щит, Полесский вал и пологие изгибы слоев в бассейне р. Ловати являются постумными поднятиями, следующими в своем направлении протерозойской складчатости, пришел к гипотезе о существовании в протерозое так называемой скифской системы складчатости, направление которой указано на рис. 1. Третья схема простираний докембрийских пород, изображенная на той же фигуре, дана была А. Д. Архангельским (1924), исходившим в своих построениях из тех немногих данных относительно аномалий силы тяжести и аномалий магнитных, какие были известны к 1924 г.

Схемой А. Д. Архангельского начинается новый период в изучении тектоники докембрийского фундамента платформы. За последние 15 лет в области Курской магнитной аномалии (КМА), а также в районах железорудных месторождений Украины были произведены обширные геофизические и разведочные работы. Они установили тот важнейший для наших целей факт, что чрезвычайно сильные магнитные аномалии, известные на Украине и в области Воронежского выступа фундамента (Курская, Криворожская, Ореховская и другие аномалии), обязаны своим происхождением пластам железистых рудоносных кварцитов, которые приурочены к верхним горизонтам докембрийских пород рассматриваемой области (саксаганская свита). Установление связи аномалий с определенными докембрийскими породами наметило возможность использования аномалий в целях определения простираний этих пород.

Кроме того, наличие в том или другом районе сильных магнитных аномалий давало основание предполагать, что породы, обуславливающие эти аномалии, залегают здесь относительно близко к поверхности. Указанным вопросам посвящено было несколько статей, опубликованных в 1935 г.

Вопросу связи известных в центре и на юге европейской части магнитных аномалий с простиранием докембрийских пород посвящена опубликованная в 1935 г. статья К. Г. Бронштейна и Д. В. Бабиенко (1935). Названными авторами составлена была схематическая карта магнитных аномалий изучавшейся ими области, которая воспроизводится нами на рис. 2. «Все магнитные аномалии,— говорят Бронштейн и Бабиенко,— отличаются большим разнообразием как по характеру, так и, очевидно, по причинам, их вызывающим. Вопрос о их разделении сложен. Мы полагаем, что из них можно выделить группу слабых, вызываемых рассеянными ферромагнитными минералами в кристаллических породах, лежащих на малой глубине, например типа волынских. Кроме того, имеются аномалии, связанные с породами, концентрировавшими железистые минералы (железорудные сланцы, кварциты, джаспилиты и др.). Такими являются наиболее сильные аномалии системы. Мы уже указывали, что они, очевидно, связаны с тектоническими линиями, являются их отображением. Именно в них геология получает ценное пособие для суждения о тектонике древнейших эпох».

Особенный интерес представляет составленная К. Г. Бронштейном и Д. В. Бабиенко карта в том отношении, что она отчетливо показывает, как Курские магнитные аномалии на широте Орла меняют северо-западное направление на меридиональное. Такое простирание связанных с ними докембрийских пород явно не отвечает приведенным выше тектоническим схемам А. П. Карпинского и А. Д. Архангельского. Исходя из этого, авторы делают чрезвычайно интересное предложение о дальнейшем

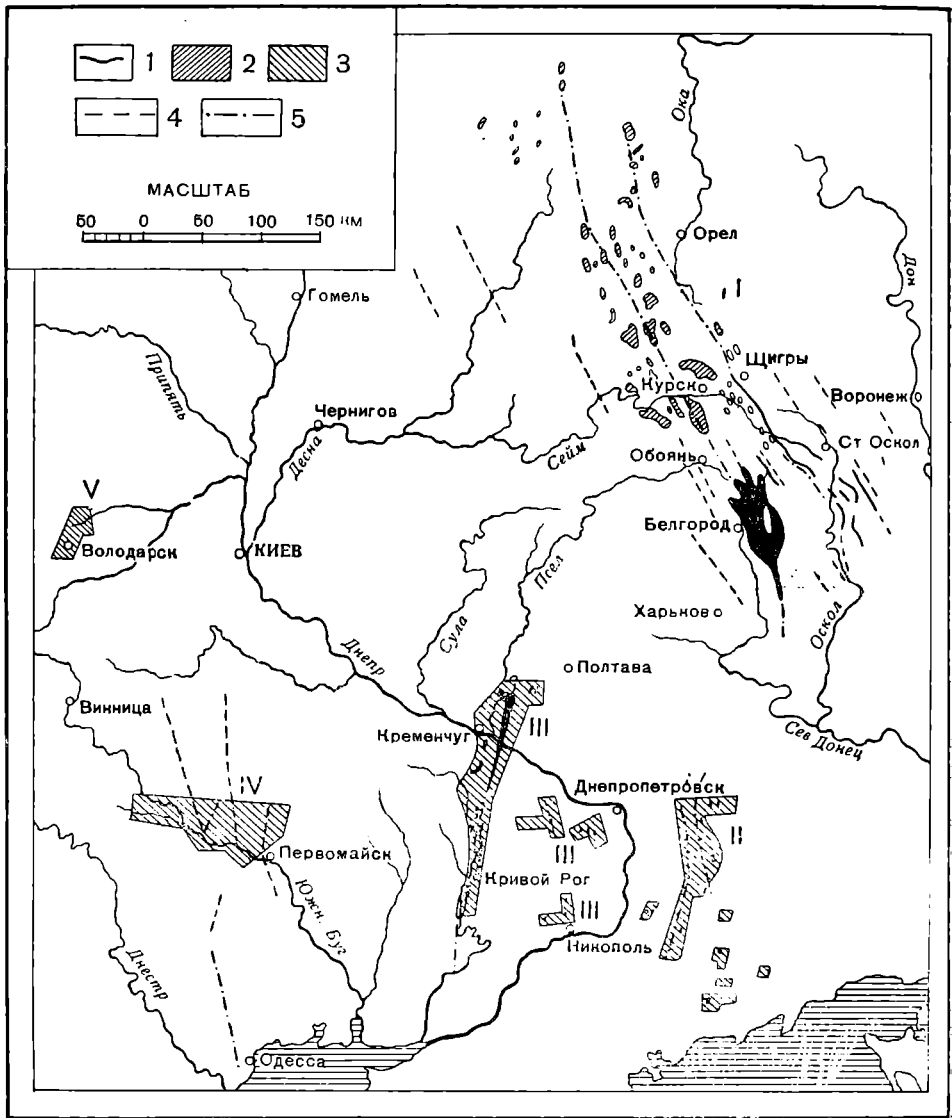


Рис. 2. Магнитные аномалии системы КМА и Украины:

1 — детально изученные крупные участки аномалий; 2 — аномалии системы КМА, установленные реконгностировками; 3 — область системы аномалий (нанесены наиболее крупные участки); 4 — вероятные магнитные хребты; 5 — осевые линии магнитных хребтов. Системы магнитных аномалий: I — Курские магнитные аномалии; II — Орехово-Павлоградские и Курск-Могилы; III — Криворожско-Кременчугские с ответвлениями; IV — Одесско-Побужские; V — Волынские.

ходе аномалии по направлению к северу. «Интересно отметить, — говорят они, — что широкое распространение аномалий превосходит все ожидания. Поэтому позволительно выдвинуть и следующее допущение. Мы считаем почти оправдавшимся прогноз Лейста о связи лапландских аномалий с украинскими через промежуточные системы Курских магнитных аномалий, более или менее слабые изменения магнитных элементов в Ленинградской области и ряде островов Балтийского моря».

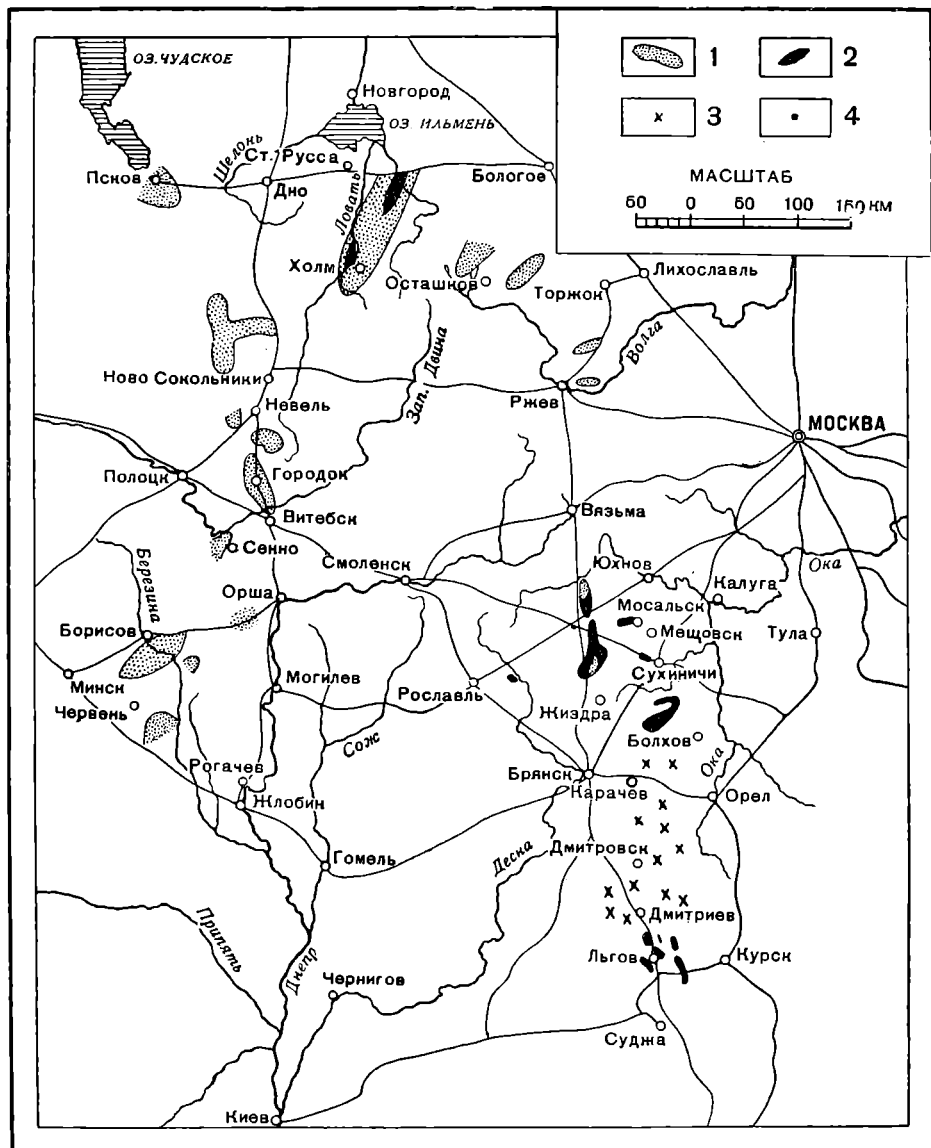


Рис. 3. Схематическая карта магнитных аномалий Западной обл. и прилегающих частей БССР, Курской и Ленинградской обл. Сост. инж. А. Строна 12. I. 1935 г.:

1 — сильные магнитные аномалии ($Z_a > 1000 \gamma$); 2 — слабые магнитные аномалии ($Z_a < 1000 \gamma$); 3 — максимумы сильных магнитных аномалий; 4 — неовыявленные сильные магнитные аномалии.

По иному пути, нежели два рассмотренных сейчас автора, пошел при изучении известных магнитных аномалий А. А. Строна, опубликовавший по этому поводу две статьи (1935, 1936). А. А. Строна видит в магнитных аномалиях прежде всего средство для определения положения и очертаний выступов докембрийского фундамента, в которых последний подходит достаточно близко к поверхности. Большое значение придается автором результатам магнитометрических работ также «в деле петрогра-

фической дифференциации отдельных районов Украинского кристаллического массива и Балтийского щита». Подробнее этот последний вопрос, однако, не разбирается. Карта аномалий, опубликованная А. А. Строна, как это легко видеть из рис. 3, дает серьезную опору для предположений, высказанных Бронштейном и Бабиенко.

Изложенными работами был выработан, несомненно, достаточно надежный новый метод для изучения складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы; метод этот должен был привлечь к себе особенно большое внимание геологов потому, что во Франции работами Юнга (Young, 1933) также была установлена тесная связь тектоники с магнитными аномалиями и на этой основе разъяснена структура складчатого фундамента страны в тех областях, где фундамент этот скрыт от непосредственного геологического изучения.

Недостатком метода, которым пользовались все перечисленные выше исследователи, является то, что в основе его лежит изучение особенно сильных аномалий, которые имеют сравнительно ограниченное распространение. Для геологических целей было бы, конечно, несравненно важнее выяснить характер и распространение в Восточной Европе гораздо более многочисленных слабых аномалий и установить их связь со структурой складчатого фундамента этой страны; если бы оказалось, что такая связь существует, мы получили бы возможность строить более или менее вероятные предположения о тектонике этого фундамента в его целом.

Соответствующая задача была поставлена А. Д. Архангельским в 1933 г. и для решения ее А. А. Паевской под руководством А. И. Заборовского в Институте геологии и минералогии НКТП был обработан весь имевшийся в то время материал по магнитным аномалиям европейской части СССР. Работа эта не дала желательных результатов, повидимому, потому, что фактического материала для нее имелось в то время еще слишком мало.

В конце 1934 г. по инициативе А. Д. Архангельского для получения карты магнитных аномалий европейской части СССР была организована большая работа в двух учреждениях — в Главной геофизической обсерватории, где она выполнялась коллективом сотрудников Института земного магнетизма под руководством Н. В. Розе, и в Конторе геофизических разведок Главнефти, которой проведение работы было поручено В. В. Коллобакину и А. И. Падеревской. Исходным материалом для составления магнитной карты на этот раз служили, кроме ранее известных материалов, результаты производящейся в настоящий момент общей магнитной съемки СССР. Истолкование геологического значения аномалий взял на себя А. Д. Архангельский в Геологическом институте Академии Наук СССР. При проведении работ нам неоднократно приходилось пользоваться ценными советами А. И. Заборовского.

ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ О СВЯЗИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ

В настоящий момент можно утверждать, что породы докембрия Восточно-Европейской платформы в отношении их магнитных свойств значительно разнятся одна от другой. Так, кварциты района Курских магнитных аномалий, саксаганская группа Криворожья, магнетитовые сланцы Кольского полуострова обладают чрезвычайно большими значениями магнитной восприимчивости и коэрцитивной силы, тогда как другие породы докембрия, как-то: гнейсы, сланцы и т. д., представляют слабо магнитные тела. Породы более молодые, нежели докембрийские, обладают в большинстве случаев незначительной магнитностью.

Для магнитной характеристики пород, кроме их магнитных свойств, большое значение имеет форма залегания. Породы в спокойном залегании менее способны вызывать магнитные аномалии, чем сложно дислоцированные.

Магнитные свойства пород докембрия и форма их залегания позволяют поставить вопрос об изучении строения докембрийского фундамента на основе анализа полевых магнитных наблюдений, количество которых для европейской части СССР сейчас достаточно велико. При решении этой задачи надлежит прежде всего учесть то обстоятельство, что докембрийские породы, будучи сложены в складки, располагаются более или менее длинными полосами.

Опыт изучения больших магнитных аномалий, несомненно связанных с докембрийскими породами, показал, что эти аномалии также протягиваются на очень большие расстояния, иногда измеряемые сотнями километров. Наиболее ярким примером таких интенсивных протяженных аномалий является упомянутая выше Курская магнитная аномалия, вызванная, как показало ее изучение, породами докембрийского возраста.

Таковую же вытянутость можно констатировать не только у интенсивных аномалий, но и у аномалий относительно слабых, порядка нескольких сотен гамм. Для подтверждения этого положения можно указать на вытянутость зоны повышенных значений вертикальной составляющей около г. Холма по р. Ловати (рис. 3) (Строна, 1935). Эта аномалия заставляет предполагать, что и в данном случае мы имеем дело с тектоникой фундамента, так как магнитные свойства палеозойских осадочных пород, лежащих выше, исключают возможность образования таких сравнительно интенсивных аномалий.

Укажем еще на область пониженных значений вертикальной составляющей в районе р. Белой. Эта область вытянута в меридиональном направлении примерно на 150 км (Орлов, 1933).

Отмеченная нами вытянутость аномалий и складчатых сооружений докембрия должна найти свое отражение в подходе к анализу магнитной карты и определить методику этого анализа. Исходя из этого положения, при составлении карты аномалий мы стремились всюду, где это представлялось возможным, объединять несколько аномальных районов, а иногда даже и отдельных пунктов в одну протяженную аномалию. При таком построении возможен, конечно, некоторый произвол, но в большинстве случаев линейное простираие аномалий представляется настолько ясным, что сомнений при их объединении не возникает.

Вторым вопросом, требующим обсуждения, является вопрос о реальности положительных и отрицательных магнитных аномалий. Правда, этот вопрос для нашего исследования не столь актуален, как вопрос о преобладании линейных возмущений магнитного поля, но тем не менее определение действительного расположения магнитных масс относительно вызванных ими искажений поля представляет некоторый интерес. Вопрос о реальности аномалий возникает в связи с оценкой методики исключения нормального поля, ибо появление на карте областей положительных или отрицательных значений определяется значениями этого нормального поля.

Если вопрос о причинах появления положительных аномалий вертикальной составляющей в северном полушарии, в связи с направлением магнитного поля Земли, решается достаточно просто, то вопрос об отрицательных аномалиях этой компоненты требует предварительного анализа. Причин появления отрицательных аномалий вертикальной составляющей можно указать несколько.

Первая причина — формальная, обусловленная выбором нормального поля. В зависимости от принятых значений для этого последнего мы можем получать аномалии, разнящиеся не только величиной, но и знаком. Так как для нахождения значений нормального поля не существует твердо установленных правил и так как это нахождение связано с рядом гипотетических положений, то к оценке аномалий по их интенсивности и знаку приходится подходить с некоторой осторожностью.

Второй причиной появления отрицательных аномалий вертикальной составляющей является особое свойство магнитного поля, создаваемого намагниченным телом. Математический анализ такого магнитного поля, вызываемого намагниченным телом, показывает, что рядом с областью положительных интенсивных значений вертикальной составляющей должны появиться области менее интенсивных отрицательных значений этой компоненты. Эти отрицательные аномалии расположатся не над самым телом, а на некотором расстоянии от него. Это расстояние будет тем больше, чем глубже находится тело от той поверхности, на которой производится измерение. Примером отрицательных аномалий подобного типа могут служить области пониженных значений вертикальной составляющей по обе стороны от зоны положительных аномалий в районе Салтыковки (Курская магнитная аномалия).

И, наконец, третья причина появления отрицательных аномалий, которая для нашего исследования является наиболее важной, связана с тектоническими движениями. Дело в том, что вследствие образования складок намагниченные пласты могут изменить свое первоначальное положение, в котором они были намагничены, притом так, что ближе к дневной поверхности окажутся головы пластов с полюсами, вызывающими отрицательную аномалию. Возможно также, что намагниченные пласты раскалываются на отдельные горизонтальные намагниченные глыбы, у которых оба полюса лежат примерно на одной глубине. В этом случае над одним из полюсов появится отрицательная аномалия. Отметим здесь, что возможность такого объяснения отрицательных аномалий предполагает постоянное намагничивание пород и сохранение определенной полярности в глыбе после изменения ее первоначального положения.

Примером подобного рода аномалий, повидимому, может служить упомянутая выше аномалия в районе р. Белой (Орлов, 1933).

ОБЗОР МАТЕРИАЛА МАГНИТНЫХ СЪЕМОК

Основной материал для изучения магнитного поля на территории СССР доставляют работы по генеральной магнитной съемке СССР. Эти работы, проводившиеся с 1931 по 1937 г. под непосредственным руководством Главной геофизической обсерватории на основании особого постановления Совета Народных Комиссаров СССР, дали абсолютные значения всех элементов земного магнетизма в более чем 16 000 пунктов, распределенных по территории всего Союза. На долю европейской части СССР в границах, указанных на прилагаемой схеме аномалий, падает до 8000 пунктов измерений, распределенных в виде сплошной сети со средним расстоянием между пунктами в 20 км. Кроме того, на большей части этой территории производились дополнительные относительные измерения только одного элемента — вертикальной составляющей напряжения поля по ряду маршрутов между пунктами абсолютных измерений через каждые 2 км. Таких пунктов с относительными измерениями в границах той же территории насчитывается до 33 000.

Большинство измерений генеральной магнитной съемки СССР, как абсолютных, так и относительных, произведено при помощи специально сконструированных в СССР приборов, состоящих из универсального магнитного теодолита системы Н. Н. Трубяччинского, названного «комбайном», и локаль-вариометров системы Шмидта для измерения вертикальной составляющей. Эти приборы, а также приборы иных систем, применявшихся при съемке, обеспечивали точность полевых измерений, предусмотренную специально изданной инструкцией (Розе и Трубяччинский, 1931) и составляющую $\pm 2'$ для склонения, $\pm 3'$ для наклоения и $\pm 1\%$ (promille) для горизонтальной составляющей.

Все наблюдения генеральной магнитной съемки СССР приводились к средним годовым значениям элементов для года наблюдений и в таком виде опубликовывались в издаваемом Главной геофизической обсерваторией «Бюллетене генеральной магнитной съемки СССР». Для указанного приведения измерений на пунктах, расположенных в достаточной близости от магнитной обсерватории (порядка 400 км), использовались непосредственно записи вариаций по магнитограммам данной обсерватории; для районов же съемки, удаленных на более значительное расстояние, применялись более сложные методы приведения, основанные на использовании записей нескольких смежных обсерваторий с учетом зависимости амплитуды вариаций от магнитной широты района. Точность приведения для районов первого рода можно оценить в $\pm 1'$ по склонению, в $\pm 5\gamma$ по горизонтальной составляющей и в $\pm 15\gamma$ для вертикальной составляющей; для районов же второго рода в $\pm 2'$ по склонению, в $\pm 10\gamma$ по горизонтальной составляющей и в $\pm 30\gamma$ по вертикальной составляющей. Суммарная ошибка Δ значений магнитных элементов, приведенных к средним годовым величинам для года наблюдений, происходящая от ошибки Δ_1 самих измерений и ошибки Δ_2 приведения, была выведена по формуле:

$$\Delta^2 = \Delta_1^2 + \Delta_2^2.$$

Значения этой ошибки для элементов X , Y , Z зависят от значений самих элементов. Взаимно соответствующие значения X , Y , Z и отвечающие им ошибки в границах карты для европейской части СССР представляются следующей таблицей:

	Северо-восточный участок карты, γ	Юго-западный участок карты, γ	Центральная часть карты, γ
X	13 000	21 000	17 000
Y	770	4 000	2 800
Z	52 000	42 000	47 000
ΔX	± 16	± 23	± 20
ΔY	± 10	± 17	± 14
ΔZ	± 184	± 97	± 136

В дополнение к огромному наблюдательному материалу генеральной магнитной съемки СССР, легшему в основу составленных карт, были использованы также наблюдения магнитных съемок за предыдущие годы. При этом, однако, пришлось ограничиться тридцатилетием 1900—1930 гг. во избежание накопления ошибок от неточного знания векового хода, которому подвержены значения элементов земного магнетизма. Кроме того,

из наблюдений, произведенных за указанное тридцатилетие различными организациями и лицами, пользовавшимися аппаратурой разнообразных систем и различными методами, использованию подлежали лишь те наблюдения, точность которых оказалась близкой к требованиям инструкции. Сюда относятся прежде всего магнитные наблюдения, организованные в 1910—1917 гг. Академией Наук, наблюдения Д. А. Смирнова с 1902 по 1909 г., наблюдения Б. П. Вейнберга с 1913 по 1922 г., Н. В. Розе с 1918 по 1928 г., Е. В. Кракау, Н. Е. Малининой, М. С. Пенкевич с 1924 по 1930 г., а также наблюдения ряда гидрографических экспедиций и др. Всего использовано было, таким образом, свыше 1500 наблюдений прежних съемок.

МЕТОДИКА АНАЛИЗА НАБЛЮДЕННОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Основной предпосылкой для анализа служит факт связанности наблюдаемого магнитного поля с внутренним строением земного шара, подмеченный в 1887 г. Науманном (Naumann, 1887) и подтвержденный работами Рюккера и Торпа (Ruecker a. Thorpe, 1896), Лицнара (Liznar, 1895, 1898), Ниппольдта (Nippoldt, 1927), Юнга (Young, 1933), Дженни (Jenny, 1933) и др. Наличие этой связи особенно наглядно проявляется при сопоставлении магнитного (а также гравитационного) поля с геологическим строением верхних частей земной коры. Исходя из этого факта, можно попытаться произвести расчленение наблюдаемого магнитного поля Земли, рассматривая последнее как геометрическую сумму нескольких отдельных полей, связанных с различными геоструктурами.

Совокупность известных в настоящее время геофизических данных по распространению сейсмических волн и явлениям изостазии приводит к заключению, что, начиная с глубины примерно 60 км, все различия в физических и химических свойствах внутренних частей Земли (температура, плотность, вязкость, химический состав и, в частности, содержание магнетита и железа) являются функциями, и притом, вероятно, прерывными, только одного аргумента — расстояния от центра Земли; иначе говоря, все эти свойства сохраняют постоянство на любой из концентрических шаровых поверхностей радиуса меньше $R - 60$, где R — радиус Земли в километрах. Каковы бы ни были возможные причины магнитного поля, связанного с этой частью земного шара, — будет ли это атомный гироэффект вращения Земли, содержание магнетита, вращающиеся свободные электрические заряды или иные концентрические электрические токи и т. п., несомненно одно, что магнитное поле, порождаемое любой из указанных причин, будет обладать осевой симметрией. Назовем это поле квазиоднородным и обозначим вектор напряжения поля через \vec{T}_0 .

Если обратиться к известной формуле Гаусса, дающей эмпирическое разложение потенциала внутреннего магнитного поля в ряд по шаровым функциям

$$V = R \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{k=1}^n P_n^k(\cos \theta) (c_n^k \cos k\lambda + s_n^k \sin k\lambda), \quad (1)$$

где R — радиус Земли, r , θ , λ — сферические координаты точки поля вне или на поверхности Земли, c_n^k , s_n^k — числовые коэффициенты, определяемые из наблюдений, то поле \vec{T}_0 нужно сопоставить с зональной частью этого потенциала. Как известно, формула Гаусса не учитывает внешнего

потенциального поля и непотенциальной части наблюдаемого поля, составляющих вместе не более 6% последнего по оценке Л. Бауэра. Допускаемая в первом приближении это пренебрежение и направляя надлежащим образом координатные оси, мы приходим к расчетной формуле для квазиоднородного поля:

$$\bar{T}_0 = \text{grad } V_0, \quad (2)$$

где V_0 есть упомянутая зональная часть потенциала V :

$$V_0 = R \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} P_n(\cos \theta) c_n^1. \quad (3)$$

Еще с меньшим приближением, учитывая, что из коэффициентов c_n^k первый коэффициент c_1^0 имеет превалирующее значение, и отбрасывая прочие, можно принять

$$V_0 = \frac{R^3 c_1^0}{r^2} P_1(\cos \theta),$$

или

$$V_0 = \frac{M \cos \theta}{r^2}, \quad (4)$$

где

$$M = R^3 c_1^0,$$

т. е. принять за V_0 потенциал диполя с магнитным моментом M , или, что то же, потенциал однородно намагниченного шара.

Отождествляя поле \bar{T}_0 , создаваемое частями Земли внутри шара радиуса $R = 60$, с полем от зональной части потенциала, мы тем самым пренебрегли зональными членами магнитного поля, создаваемого наружной оболочкой Земли толщиной порядка 60 км; проистекающая отсюда неточность формулы (2) может быть оценена в 3%.

Вычитая из наблюдаемого поля \bar{T} поле квазиоднородное \bar{T}_0 , получаем выражение:

$$\bar{T} - \bar{T}_0 = \text{grad } R \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{k=1}^n P_n^k(\cos \theta) (c_n^k \cos k\lambda + s_n^k \sin k\lambda)^1.$$

Попытки Шмидта (Schmidt, 1932) и Умова (1904) дать физическую интерпретацию отдельным членам этого разложения пока остались безрезультатными. Поэтому для дальнейшего расчленения остаточного поля $\bar{T} - \bar{T}_0$ придется избрать иной путь.

В наружной оболочке Земли толщиной порядка 60 км уже проявляется неоднородность и в горизонтальном направлении. Выделяя в этой оболочке континентальные глыбы, мы сопоставим с последними магнитное поле \bar{T}_1 , которое может быть названо материковым полем (по терминологии Шмидта и Ниппольдта: «grosse Anomalien»). Сопоставим, далее, геологические структуры верхних частей материковых глыб, имеющие значительное протяжение — порядка до нескольких сотен километров (Альпы, Урал и др.), со своим магнитным полем \bar{T}_2 , которое назовем региональным полем

¹ Коэффициенты c_1^1 и s_1^1 при надлежащем выборе направления полярной оси обращаются в нуль.

или региональными аномалиями; наконец, местные неоднородности в верхних геологических структурах меньшего протяжения, порядка до нескольких километров, сопоставим с полем \bar{T}_3 , которое назовем локальным. Разумеется, при этом нельзя провести строгой границы между региональными и локальными аномалиями. Представляя, таким образом, наблюдаемое поле \bar{T} как сумму четырех полей

$$\bar{T} = \bar{T}_0 + \bar{T}_1 + \bar{T}_2 + \bar{T}_3, \quad (5)$$

мы можем для исключения поля \bar{T}_3 и поля \bar{T}_2 применить прием графического или числового сглаживания, основываясь на различных размерах их горизонтальной протяженности. Получаемое в результате такого сглаживания поле $\bar{T}_0 + \bar{T}_1$ часто называют «нормальным» полем; можно его также назвать «базисным» или «реперным» полем по отношению к региональным и локальным аномалиям.

МЕТОДИКА ПРИВЕДЕНИЯ К ЭПОХЕ 1935 г. И ВЕКОВОЙ ХОД

Для составления карты нормального магнитного поля необходимо было и значения элементов привести к одной эпохе 1935 г. посредством введения поправок за вековой ход во все магнитные наблюдения, произведенные в различные годы.

Данные магнитных обсерваторий, ведущих изучение изменений магнитных элементов во времени, а также данные магнитных определений на повторных станциях показывают, что величина векового хода магнитных элементов для различных пунктов земной поверхности неодинакова. Но, кроме того, и для тех же самых пунктов вековой ход не остается постоянным, но может с течением времени изменяться. При этом точные законы этих изменений до настоящего времени не установлены. Поэтому для приведения к эпохе данных наблюдений, произведенных в различные годы и относящихся к значительным пространствам, пользуются картами изопор, или таблицами, дающими величину векового хода магнитных элементов за определенный промежуток времени.

Для составления указанной выше карты нормального поля приведение к эпохе 1935 г. производилось следующим образом:

1. Для наблюдений, произведенных до 1925 г., были выбраны непосредственно значения наблюдавшихся элементов D , I и H , приведенных к эпохе 1925 г. Приведение это было сделано по таблицам векового хода.

2. Выбранные приведенные к эпохе 1925 г. значения D , I и H были приведены к эпохе 1930 г. по данным таблиц годовых изменений D , I и H для эпохи 1925 — 1930 гг.

Для наблюдений, произведенных в промежутке 1926—1930 гг., были использованы те же таблицы.

3. Приведение от эпохи 1930 г. к эпохе 1935 г. всех использованных наблюдений было произведено на основании карт изопор эпохи для промежутка 1930 — 1935 гг. Такое ступенчатое приведение к эпохе 1935 г. было вызвано тем, что работа по приведению данных прежних наблюдений к эпохе 1925 г. уже была произведена раньше, а дальше, в период 1929—1930 гг. вековой ход магнитных элементов, особенно горизонтальной составляющей, значительно изменяется, а потому при использовании ими и для эпохи 1930—1935 гг. необходимой точности обеспечить не могли.

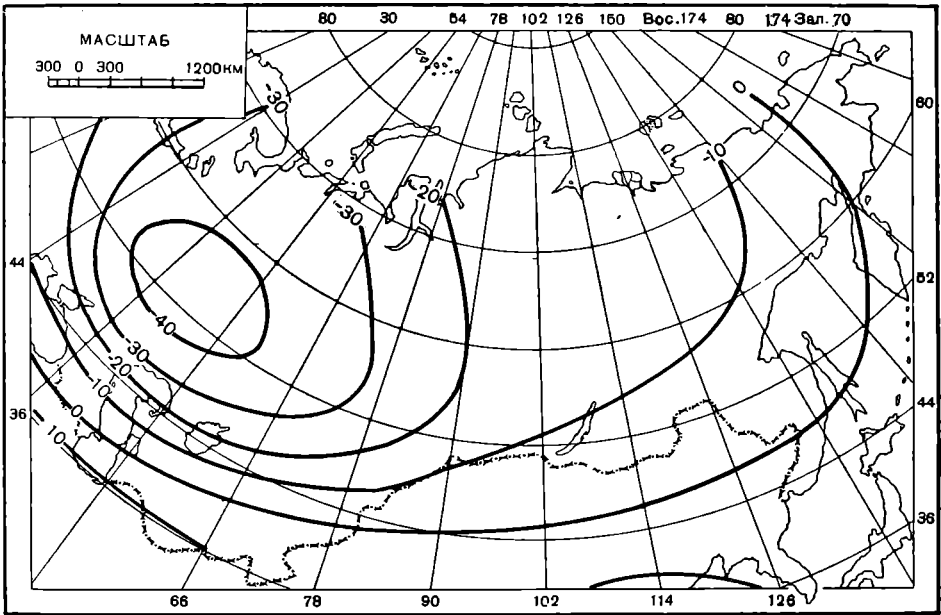


Рис. 4. Карта изопор X. Эпоха 1930—1935 гг. Годовое изменение дано в градусах.

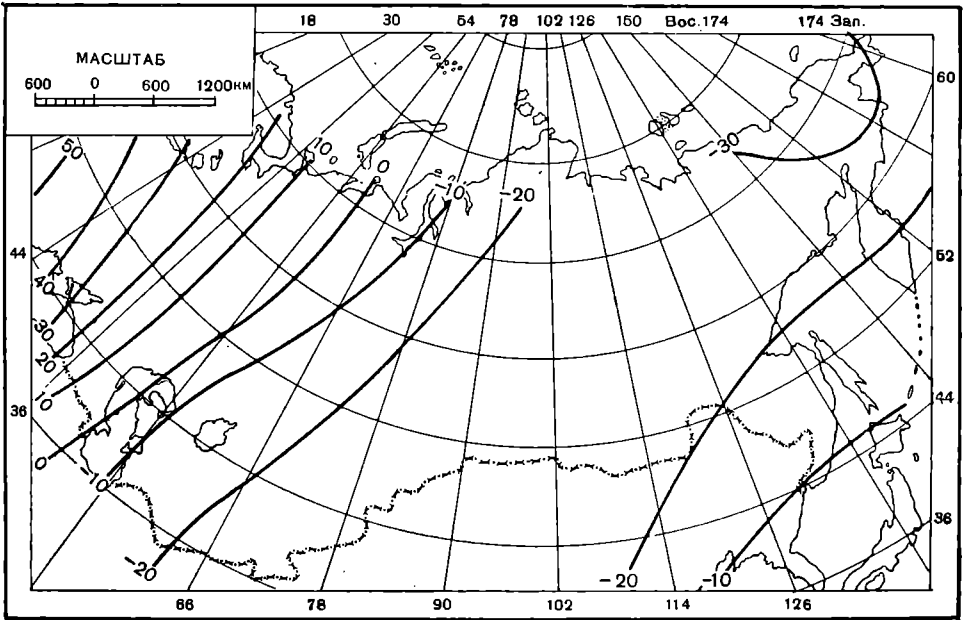


Рис. 5. Карта изопор Y. Эпоха 1930—1935 гг. Годовое изменение дано в градусах.

Подробное исследование векового хода за период 1930—1935 гг. в Институте земного магнетизма произведено старшими специалистами Н. Е. Малининой и В. П. Орловым (1937).

Ниже проводим составленные ими для территории СССР карты изопор по элементам X , Y , Z (рис. 4, 5 и 6).

Как можно видеть на этих картах, вековой ход магнитных элементов на территории СССР весьма значителен, и величина годовых изменений для различных районов составляет для X от $+10\gamma$ до -45γ , для Y от -35γ до $+40\gamma$, для Z от -20γ до $+110\gamma$ в год.

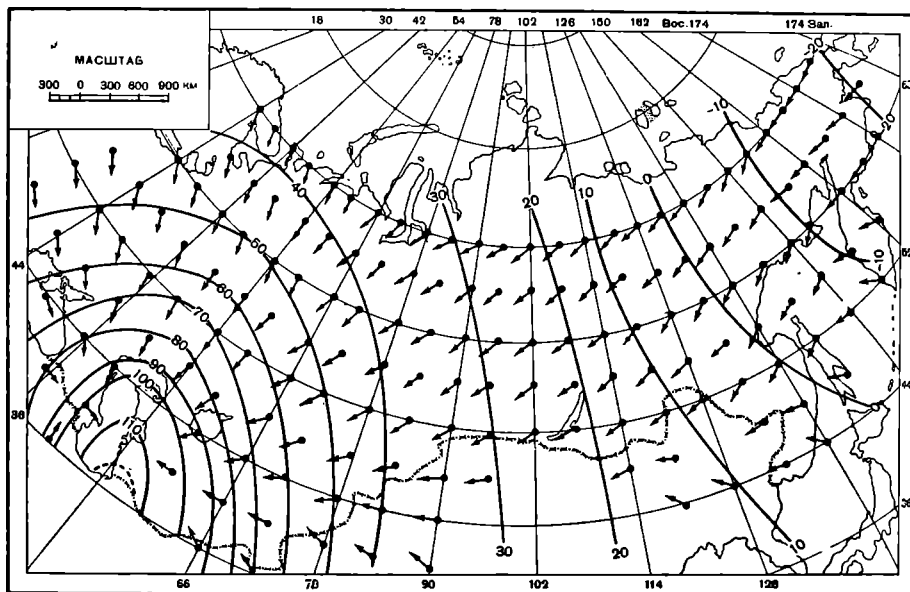


Рис. 6. Карта изопор Z и векторов ΔH . Эпоха 1930—1935 гг. Годовое изменение дано в гаммах.

При этом обращает на себя внимание то (рис. 6), что изопоры Z дают максимум изменений в районе Каспийского моря, а векторы H как своим направлением, так и величиной отчетливо указывают, что вековой ход всех элементов связан с какими-то физическими процессами, происходящими в том же районе, причем эти нам неизвестные процессы должны происходить на значительной глубине, как это показывает стройность всей картины распределения.

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ НОРМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Для построения нормального поля были применены оба приема сглаживания — графический и аналитический. Первый прием применялся сотрудниками Главной геофизической обсерватории Н. Е. Малининой, В. П. Орловым и М. С. Пенкевич, второй — сотрудниками Всесоюзной конторы геофизических разведок Главнефти В. В. Колубакиным и А. И. Падеревской.

Графическое сглаживание наблюдаемого поля было двухступенным. После нанесения на рабочие карты крупного масштаба числовых значений элементов X , Y , Z , приведенных к эпохе 1935 г., проводились сначала

изолинии для каждого элемента без всякого сглаживания. Из построенной карты удалялись затем отдельные уединенные точки наблюдений, на которых совокупность значений X , Y , Z находилась в резком противоречии со значениями на соседних точках; остающиеся же изолинии подвергались первому незначительному сглаживанию; линейное перемещение изолиний

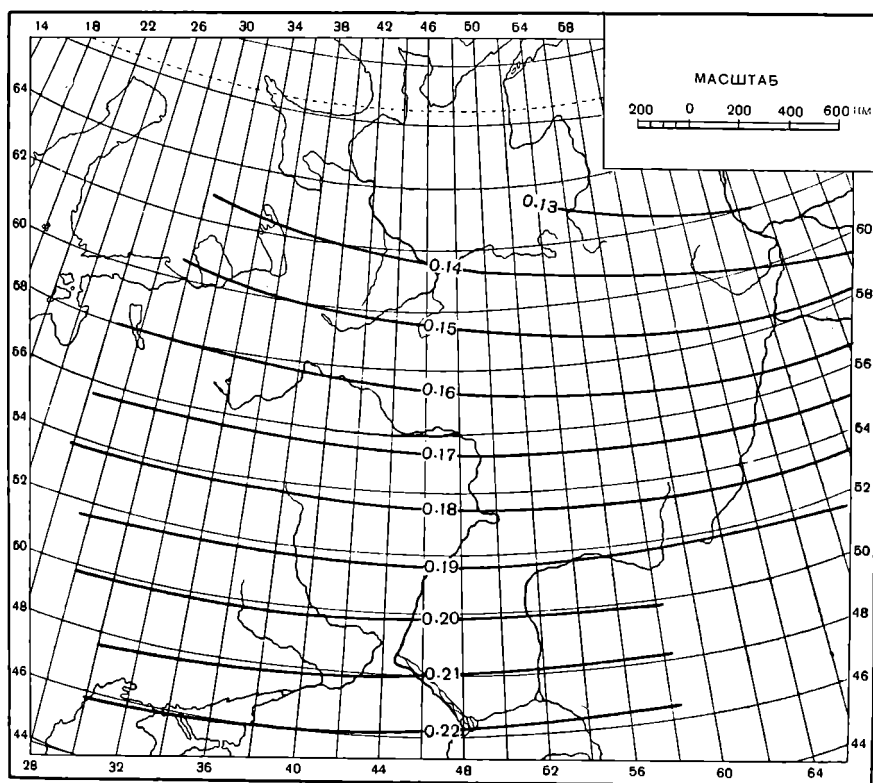


Рис. 7. Изодинамы нормального поля X_0 . Эпоха 1935 г. в единицах CGS.

при этом было не свыше 20 км. Первая ступень сглаживания имела целью, таким образом, исключить локальное поле \bar{T}_3 . После этого изолинии переносились на карту более мелкого масштаба, дающую возможность охватить всю картину оставшегося поля $\bar{T}_0 + \bar{T}_1 + \bar{T}_2$, и приводилось второе сглаживание до полной плавности хода изолинии на протяжении всей территории СССР; линейные перемещения изолинии при этом достигали 150 км. Это второе сглаживание имело целью исключить региональное поле \bar{T}_2 и давало в результате нормальное поле $T_0 + \bar{T}_1$, представленное в проекциях X , Y , Z прилагаемыми картами (рис. 7, 8 и 9). Как показало сравнение с результатами метода числового сглаживания, изолинии нормального поля хорошо аппроксимируются кривыми второго порядка в границах карты европейской части СССР.

При аналитическом методе построения нормального поля применялся прием параболического интерполирования осредненных числовых значений X , Y , Z в ряде точек в виде правильной сети. Для этой цели было выбрано 49 пунктов, распределенных по 7 меридианам и 7 параллелям через равные промежутки. Значения компонент магнитного поля в этих

49 пунктах осреднялись по близлежащим пунктам наблюдений с округлением до 100 γ .

Выбранные пункты в большинстве случаев лежат в областях с достаточно густой сетью наблюдений, за исключением нескольких пунктов в юго-восточной части карты. Пункты эти расположены на параллелях: 60°, 58°, 56°, 54°, 52°, 50° и 48° и на меридианах: 30°, 35°, 40°, 45°, 50°, 55° и 60° к востоку от Гринвича, т. е. расположены правильной сетью, с промежутками в 2° по широте и в 5° по долготу.

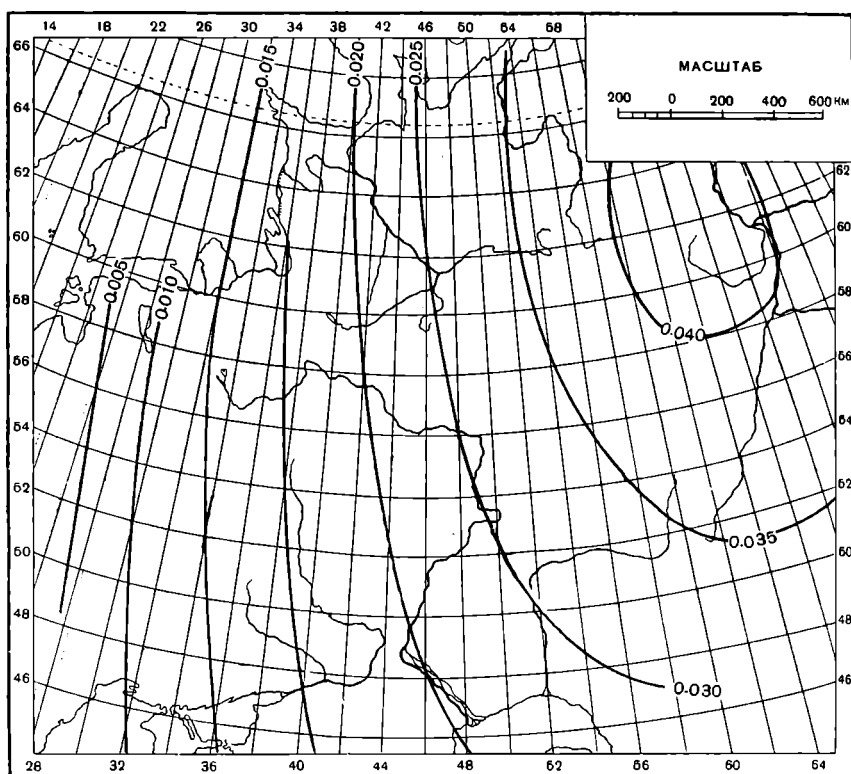


Рис. 8. Изодинамы нормального поля Y_0 . Эпоха 1935 г. в единицах CGS.

Для упрощения вычислений центральная точка $\varphi = 54^\circ$, $\lambda = 45^\circ$ была принята за начало осей координат, и взятая сеть пунктов определялась абсциссами и ординатами +3, +2, +1, 0, -1, -2, -3. Для осредненных значений X , Y и Z составлено 49 условных уравнений по каждой составляющей типа:

$$C = a_{00} + a_{10} \Delta\varphi + a_{01} \Delta\lambda + a_{20} \Delta\varphi^2 + a_{11} \Delta\varphi \Delta\lambda + a_{02} \Delta\lambda^2, \quad (6)$$

из которых значения шести неизвестных коэффициентов a_{ki} вычислялись по способу наименьших квадратов.

Для составляющих X , Y и Z были получены таким образом следующие зависимости (в десятках гамм):

$$\left. \begin{aligned} X_{35} &= +1781,0 - 100,8 \Delta\varphi - 7,1 \Delta\lambda + 1,85 \Delta\varphi^2 - 2,19 \Delta\varphi \Delta\lambda - 1,24 \Delta\lambda^2 \\ Y_{35} &= +265,8 + 6,7 \Delta\varphi + 41,0 \Delta\lambda - 0,32 \Delta\varphi^2 - 0,91 \Delta\varphi \Delta\lambda - 4,13 \Delta\lambda^2 \\ Z_{35} &= +4723,6 + 90,2 \Delta\varphi + 78,9 \Delta\lambda - 4,39 \Delta\varphi^2 - 2,74 \Delta\varphi \Delta\lambda + 2,93 \Delta\lambda^2 \end{aligned} \right\} (7)$$

где

$$\Delta\varphi = \frac{\varphi - 54}{2}, \quad \Delta\lambda = \frac{\lambda - 45}{3}.$$

Для разрешения вопроса о пригодности квадратичной зависимости нормального поля от широты и долготы было произведено вычисление вертикальной составляющей по тем же 49 исходным данным, применяя

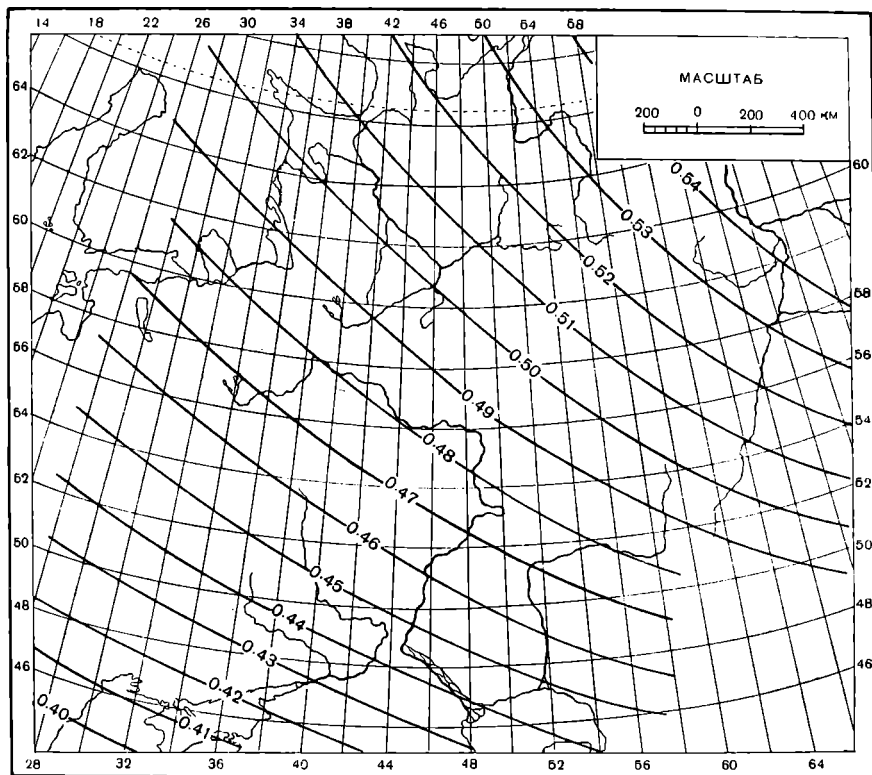


Рис. 9. Изодинамы нормального поля Z_0 . Эпоха 1935 г. в единицах CGS.

интерполяционные формулы от первой до четвертой степени относительно $\Delta\varphi$ и $\Delta\lambda$. Получены следующие зависимости:

$$Z_0 = 4717,8;$$

$$Z_1 = 4717,8 + 90,2 \Delta\varphi + 78,9 \Delta\lambda;$$

$$Z_2 = 4723,6 + 90,2 \Delta\varphi + 78,9 \Delta\lambda - 4,39 \Delta\varphi^2 - 2,74 \Delta\varphi \Delta\lambda + 2,93 \Delta\lambda^2;$$

$$Z_3 = 4723,6 + 90,1 \Delta\varphi + 83,3 \Delta\lambda - 4,39 \Delta\varphi^2 - 2,74 \Delta\varphi \Delta\lambda + 2,93 \Delta\lambda^2 + 0,08 \Delta\varphi^3 - 0,20 \Delta\varphi^2 \Delta\lambda - 0,11 \Delta\varphi \Delta\varphi^2 - 0,52 \Delta\lambda^3;$$

$$Z^4 = 4726,3 + 90,1 \Delta\varphi + 83,3 \Delta\lambda - 7,34 \Delta\varphi^2 - 2,33 \Delta\varphi \Delta\lambda + 5,82 \Delta\lambda^2 + 0,08 \Delta\varphi^3 - 0,20 \Delta\varphi^2 \Delta\lambda + 0,11 \Delta\varphi \Delta\lambda^2 - 0,52 \Delta\lambda^3 + 0,162 \Delta\varphi^4 - 0,159 \Delta\varphi^3 \Delta\lambda + 0,350 \Delta\varphi^2 \Delta\lambda^2 + 0,165 \Delta\varphi \Delta\lambda^3 - 0,449 \Delta\lambda^4.$$

По этим формулам были вычислены частные значения вертикальной составляющей для исходных 49 пунктов и составлены квадратные корни из суммы квадратов разностей, вычисленных из исходных значений.

Эти вычисления дают:

$$\begin{aligned}\sqrt{\Sigma(\Delta Z_0)^2} &= 1688; \\ \sqrt{\Sigma(\Delta Z_1)^2} &= 187; \\ \sqrt{\Sigma(\Delta Z_2)^2} &= 113; \\ \sqrt{\Sigma(\Delta Z_3)^2} &= 110; \\ \sqrt{\Sigma(\Delta Z_4)^2} &= 103.\end{aligned}$$

Так как число исходных значений Z во всех случаях было одно и то же (49), то квадратные корни из этих сумм пропорциональны погрешностям каждой формулы. Из приведенных чисел видно, что увеличение показателя степени зависимости ведет, как этого и следовало ожидать, к уменьшению погрешности, однако, начиная со второй степени, это уменьшение замедляется, а так как трудности вычислений возрастают с увеличением степени, то можно было с достаточным приближением остановиться на зависимости второй степени. Сличение между собой результатов графического и аналитического методов вывода нормального поля дает удовлетворительное согласие: значения нормального поля Z_n , выведенные по этим двум методам, расходятся в центральной части карты в среднем на 100 γ ; на краях карты расхождение увеличивается до 200 γ .

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ МАТЕРИКОВОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Материковое магнитное поле — аномалия, простирающаяся на область целого континента, — получается вычитанием поля квазиоднородного намагничения из нормального магнитного поля. Потенциал поля квазиоднородного намагничения во внешней точке на расстоянии r от центра земной сферы приближенно выражается, как отмечено, членами 1-го порядка разложения магнитного потенциала Земли в ряд по шаровым функциям

$$V_0 = \frac{R^3}{r^2} (g_{10} \sin \varphi + g_{11} \cos \varphi \cos \lambda + h_{11} \cos \varphi \sin \lambda), \quad (8)$$

если полярную ось координат направить по оси вращения Земли.

Здесь φ — географическая широта пункта, λ — долгота, считаемая положительной к востоку от Гринвича, R — радиус Земли.

Для коэффициентов разложения были приняты следующие значения, относящиеся к эпохе 1935 г.:

$$\left. \begin{aligned}g_{10} &= -0,3040 \\ g_{11} &= -0,0221 \\ h_{11} &= -0,0565\end{aligned} \right\}, \quad (9)$$

Эти значения получены экстраполяцией значений коэффициентов, определенных для различных эпох. (Определения производились Гауссом, Фритше, Адамсом, Неймайером, Шмидтом и Дайсовом.)

Составляющие поля однородного намагничения находились по формулам:

$$X = -\left(\frac{1}{r} \frac{\partial V_0}{\partial \varphi}\right)_{r=R}, Y = -\left(\frac{1}{r \cos \varphi} \frac{\partial V_0}{\partial \lambda}\right)_{r=R}, Z = \left(\frac{\partial V_0}{\partial r}\right)_{r=R}. \quad (10)$$

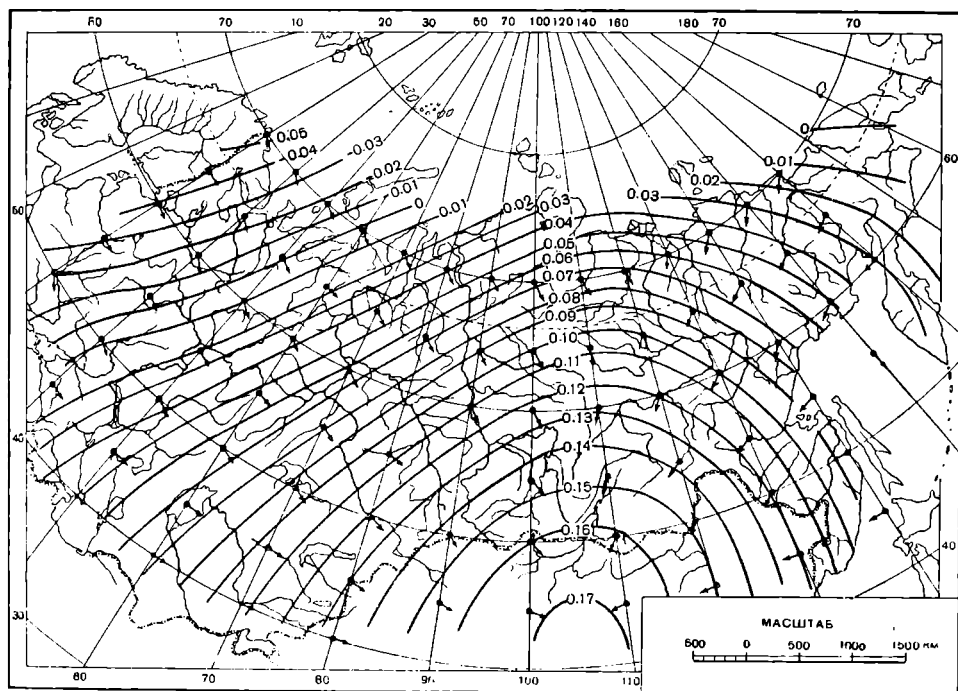


Рис. 10. Карта материкового магнитного поля (нормальное поле за вычетом поля однородного намагничения). Эпоха 1935 г.

Приводимая карта поля (рис. 10), построенная таким способом аспирантом Ленинградского государственного университета Т. Н. Розе, в основном повторяет характер поля, полученного Бауэром для эпохи 1885 г. Центр магнитного поля европейско-азиатского материка занимает приблизительно то же положение, что и в 1885 г. ($\varphi = 43^\circ \text{С}$, $\lambda = 105^\circ$ к востоку от Гринвича), однако напряжение вертикальной составляющей возросло с 0,13 до 0,17 гс.

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ СХЕМЫ ПРОСТИРАНИЙ РЕГИОНАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Из всех элементов геомагнетизма для целей познания тектоники наиболее подходящим следует считать вертикальную составляющую Z . Вертикальная составляющая геомагнетизма обладает для этого той выгодной особенностью, что наибольшие отклонения ее от нормальных значений располагаются почти точно над возмущающей магнитной массой, и поэтому вертикальная составляющая, при наличии определенных возмущающих масс, дает только одно выделяющееся экстремальное значение — положительное или отрицательное. Однако при составлении карты изодинам Z , особенно если пункты наблюдения относительно редки, надо было иметь в виду, что искажение вертикальной составляющей, вызываемое возмущающими массами, локализовано на небольшом пространстве над ними, тогда как влияние этих же масс на другие элементы распространяется на большую площадь. Поэтому необходимо было также составить карты

других элементов геомагнетизма, которые позволили бы точнее определить положение возмущающих масс.

Составляющая X , положительное направление которой считается на север, дает два ряда экстремальных значений по обе стороны от линейно-расположенных возмущающих масс широтного направления. Составляющая Y , с положительным направлением на восток, также дает два ряда экстремальных значений, но уже от возмущающих масс, лежащих вдоль меридиана.

Линейное протяжение аномалий вертикальной составляющей в общем случае будет сопровождаться линейными же простираниями аномалий X и Y , которые расположатся по обе стороны от аномалий вертикальной составляющей. Таким образом, карты распределения X и Y дают контроль простираний аномалий Z и позволяют определить те простирания аномальных осей, которые не были замечены на карте вследствие редкой сети наблюдений.

В тех районах, где были произведены наблюдения с весами Шмидта, — а за последние годы при генеральной магнитной съемке СССР они применялись в большинстве полевых партий, — наблюдения эти также помогли определению направления аномальных осей.

Следовательно, для составления схемы простираний региональных аномалий нужно было: 1) составить карты изодинам по наблюдаемым значениям трех прямоугольных составляющих, 2) провести на них осевые линии экстремальных значений и 3) сравнить осевые линии разных карт.

После выполнения этих операций таким образом на рабочих картах были получены осевые линии аномалий Z , проконтролированные вышеуказанным способом. После этого на каждой оси бралось несколько аномальных значений, не менее двух и не реже, чем через 1° .

На прилагаемой схеме магнитных аномалий (рис. 11) ширина осевой линии аномалии показывает отклонение значений Z от нормального поля, вычисленного по формуле (7).

Для определения расположения крупных аномалий, превышающих 1000γ и отмеченных на схеме штриховкой, были использованы: карты Бабиенко и Бронштейна для Украины и области Курских магнитных аномалий (Бронштейн и Бабиенко, 1935), карты Строна для Западной области (Строна, 1935), а также рабочие карты Института земного магнетизма, главным образом для Урала и Западной области.

В заштрихованных районах интенсивных аномалий дано общее направление локальных аномалий.

ОБЗОР АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ТЕРРИТОРИИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Прилагаемая к настоящей работе схема простирания магнитных аномалий, на которой отмечены их интенсивность и протяжение, естественно не может дать ширины полос магнитных аномалий и потому нуждается в некоторых пояснениях. Прежде всего необходимо отметить, что на большей части площади магнитное поле аномально. Наиболее значительные площади со спокойным магнитным полем, слабо положительным или близким к нормальному, мы находим на восток от р. Дона, к югу от 52° широты, и широкую, меридионально вытянутую полосу слабо повышенных значений Z_a , тянущуюся на запад от Урала (захватывая его западные хребты), примерно до $\lambda = 55^\circ$ к югу от $\varphi = 56^\circ$.

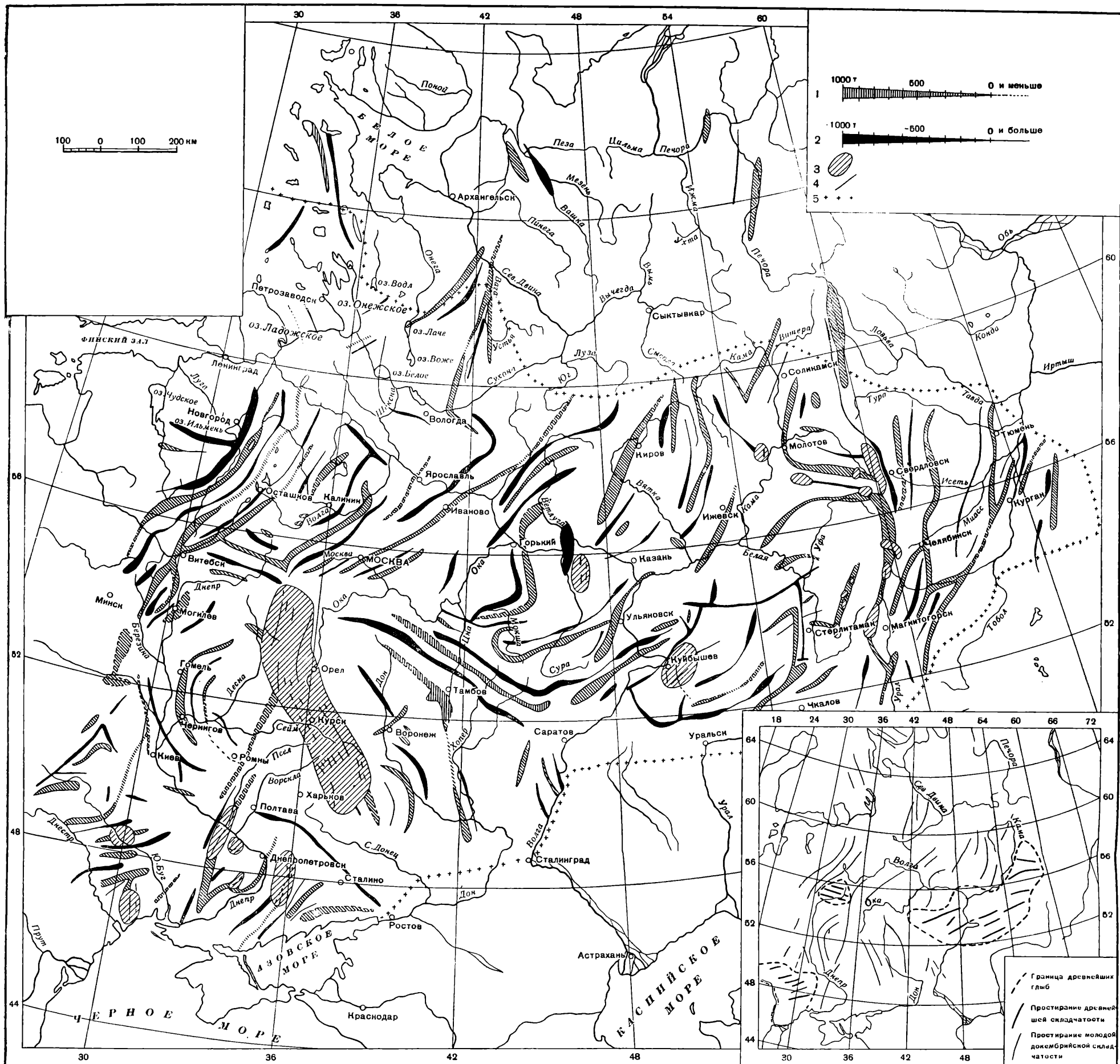


Рис. 11. Схема магнитных аномалий Европейской части СССР (на 1935 г.). Составили В. А. Колюбакин и А. И. Падеревская.

1 — положительные аномалии; 2 — отрицательные аномалии; 3 — область распространения крупных аномалий; 4 — простираение крупных аномалий; 5 — граница сплошной магнитной съемки на 1935 г.

Из магнитных аномалий, представляющих наибольший интерес, следует в первую очередь указать на следующие:

I. Крупные магнитные аномалии, широко известные до начала генеральной магнитной съемки в 1931 г.:

1. Курская магнитная аномалия — исключительной интенсивности, со значениями Z_a и H_a более 100 000 γ . Работами последних лет площадь, занимаемая Курской аномалией, расширена на север почти до $\varphi = 55^\circ$. Основное направление осей магнитных хребтов, близкое в южной части к направлению северо-западному и северо-северо-западному, в северной части сменяется на северное.

2. Крупные магнитные аномалии Украины: Криворожские, Побужские, Одесская, Мелитопольская, оси которых в основном имеют меридиональное направление.

II. Магнитные аномалии, выявленные работами генеральной магнитной съемки:

1. Положительная магнитная аномалия к востоку от оз. Ильмень со значениями Z_a до +2000 γ , вытянутая в полосу около 30—40 км ширины в направлении с северо-северо-востока на юго-юго-запад. На север установлено ее протяжение до $\varphi = 59^\circ 30'$, а на юг до $\varphi = 57^\circ$. Не исключена и возможность ее соединения с аномальной полосой, идущей на юго-юго-запад от г. Великие Луки, и продолжения до границы с Польшей.

2. Полосы положительных значений Z_a , начинающиеся севернее г. Смоленска и протягивающиеся по широте на восток со значениями Z_a у Москвы порядка +2500 γ .

3. Полоса положительных значений Z_a порядка от +600 γ до 1000 γ , непрерывно протягивающаяся от г. Аткарска (в 100 км от Саратова) на северо-запад по направлению к Москве и оканчивающаяся, не достигая Москвы, на линии Рязань — Тула. Не исключена возможность продолжения этой полосы от Аткарска на северо-северо-восток до Волги. На всем протяжении этой аномальной полосы с обеих ее сторон лежат полосы пониженных значений Z_a .

4. Полоса положительных значений Z_a порядка 500—700 γ , начинающаяся в районе $\varphi = 57^\circ 30'$ и $\lambda = 42^\circ$ (восточнее г. Костромы), идущая по направлению на юго-запад и оканчивающаяся около Москвы.

5. Вдоль всего Южного Урала от $\varphi = 51^\circ$, захватывая Средний Урал до $\varphi = 56^\circ 51'$, лежит широкая полоса около 600 км длиной и 100—150 км шириной, значения Z_a на которой понижены по сравнению с западной полосой спокойного магнитного поля примерно на 300 γ и несколько менее с востока. Не исключена возможность продолжения этой полосы на юг от $\varphi = 51^\circ$, где площадной магнитной съемки еще не было. На севере эта полоса пониженных значений Z_a резко обрывается положительной аномалией у г. Красноуфимска.

На протяжении всего этого широкого минимума прослеживаются в виде узкой полосы, шириной порядка 5—15 км, интенсивные, резко изменяющиеся магнитные аномалии, достигающие обычно нескольких тысяч гамм (известны участки, где Z_a достигает 17 000 γ). Аномалии эти непосредственно связаны с кристаллическими породами, выходящими вдоль этой полосы на поверхность. Ряд участков с подобными аномалиями выявляется и на восток от этой полосы, но имеющаяся сеть магнитных пунктов во многих местах Урала недостаточно густа для того, чтобы можно было установить расположение этих участков вдоль каких-либо определенных линий.

6. На север от г. Красноуфимска (от северной границы широкого уральского минимума) протягивается от $\varphi = 56^\circ 10'$ до $\varphi = 57^\circ 20'$ полоса

повышенных до $+1500 \gamma$ значений Z_a . Прерываясь понижениями Z_a , эта полоса уходит далеко на север по Каме за г. Чердынь, прослеживаясь до $\varphi = 61^\circ$ и проявляясь максимумом Z_a в районе Чусовских Городков и другими.

В широте $\varphi = 57^\circ 20'$ к меридионально расположенной полосе повышенных Z_a примыкает, составляя с ней прямой угол, полоса тоже повышенных значений Z_a , протягивающаяся в широтном направлении на запад.

Эта вытянутая по широте положительная аномалия с обеих сторон сопровождается полосами нескольких пониженных Z_a , из которых оолее четко выражена и южная полоса, на востоке, южнее г. Красноуфимска, соединяющаяся с широкой полосой уральского минимума.

Краткое описание аномалий магнитного поля далеко не исчерпывает всех выявленных магнитной съемкой аномалий, но отмечает те из них, которые особенно выделяются по протяжению, направлению или интенсивности.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

При первом же взгляде на составленную описанным выше способом схему магнитных аномалий бросается в глаза, что полосы аномалий располагаются не беспорядочно, но образуют некоторую достаточно закономерно построенную систему.

В широкой полосе, ограниченной приблизительно с запада 33-м, а с востока 36-м меридианами, аномалии на огромном протяжении, от Белого и до Черного моря, протягиваются в общем в меридиональном направлении.

В области, расположенной западнее 32-го меридиана, аномальные полосы между 54-й и 57-й параллелями резко отгибаются к западу. Интересно, что это связывается с появлением на площади, ограниченной приблизительно 55 и 56° с. ш. и 31 и 34° в. д., нескольких полос почти широтного или западно-северо-западного простирания. Особый характер имеют аномалии в юго-восточной части Украины, где преобладает также близкое к широтному восточно-северо-восточное направление полос.

Гораздо более сложным представляется расположение полос аномалий к востоку от 36-го меридиана. К сожалению, недостаток фактического материала, обусловленный тем, что общая магнитная съемка не охватила еще северо-восточных и юго-восточных частей Восточно-Европейской равнины, не позволяет составить полной картины магнитных аномалий этой области, и мы принуждены ограничиться рассмотрением западной ее окраины, а восточнее можем изучать лишь полосу, расположенную приблизительно между 51-й и 60-й параллелями.

Имеющийся в нашем распоряжении материал с полной очевидностью показывает, что магнитные аномалии области, расположенной восточнее 36-го меридиана, нельзя объединить в какую-либо единую систему, как это мы сделали для западной части изучаемой нами территории. Те аномальные полосы, которые выявила произведенная до настоящего момента съемка, комбинируются, как нам кажется, в две системы.

Первая из них приурочивается к обширной, неправильно-эллиптического или клиновидного очертания площади, которая начинается на Урале немного восточнее так называемого Уфимского плато, на меридиане Нижнего Тагила и Златоуста, и оканчивается на западе около $40-42^\circ$ в. д., где-то близ Оки. В общем эта площадь характеризуется почти ши-

ротным простираем аномальных полос. В дальнейшем эту систему аномалий, так же как и площадь их распространения, мы будем называть для краткости Окско-Уфимской.

Вторая система аномальных полос теснейшим образом связывается, судя по всему, с описанной ранее системой аномалий западной части платформы и составляет с ней единое целое. В самом деле, к северу от Окско-Уфимского района аномальные полосы имеют, поскольку это нам сейчас известно, близкое к меридиональному направление, т. е. идут приблизительно параллельно аномальным полосам западной части. При приближении к Окско-Уфимскому району эти меридиональные полосы отгибаются на запад. У западной оконечности этого района вся совокупность аномалий поворачивает на юго-запад, и создается впечатление, что они обтекают, обходят область, характеризующуюся широтными аномалиями.

Южнее Окско-Уфимского района расположение аномальных полос известно нам лишь отчасти, так как Прикаспийская низменность еще не охвачена общей магнитной съемкой. Тем не менее система Курских магнитных аномалий, а также аномалий, известных в бассейне Дона, построена таким образом, что еще более укрепляет мысль об обтекании системой меридиональных полос западной оконечности Окско-Уфимской широтной системы. В самом деле, отклонившиеся на юго-запад полосы в верхнем течении Оки, между 34 и 36° в. д., принимают меридиональное направление, затем поворачивают на юго-восток и, наконец, опять принимают направление, близкое к меридиану.

С востока Окско-Уфимская система широтных аномалий почти под прямым углом обрезается меридиональными полосами Уральской системы. Севернее Уфимского района Уральские аномалии по своему направлению вполне согласуются с общим направлением аномалий этой области и при современном состоянии наших знаний не могут быть выделены из общей системы меридиональных аномалий, о которой говорилось выше. На юге аномалии Уральской системы начинают отклоняться на юго-запад. Здесь, повидимому, намечается такое же обтекание Окско-Уфимского района полосами меридиональной системы, какое мы видим у западного его конца.

Познакомившись с расположением полос магнитных аномалий, мы должны теперь попытаться выяснить, находятся ли они в какой-либо связи с геологическим строением изучаемой нами области. Для этого прежде всего следует обратиться к сопоставлению наших аномальных полос с уже знакомыми нам по введению особенно сильными аномалиями, которые обусловлены докембрийскими железорудными кварцитами и направление которых совпадает с простираем докембрийских пород фундамента Восточно-Европейской платформы.

Из рассмотрения нашей схемы легко видеть, что полоса сильных аномалий, связанных с криворожскими железистыми кварцитами, совпадает со средними частями очень длинной полосы более слабых положительных аномалий, которые начинаются на севере в пределах Днепровско-Донецкой впадины фундамента, а на юг прослеживаются почти до устья Днепра. Из этого мы можем заключить, что направление рассматриваемой полосы совпадает с простираем саксаганской свиты украинского докембрия. Не менее хорошо отвечает простираю докембрийских пород, поскольку оно отражается в сильных Орехово-Павлоградских магнитных аномалиях, также и направление аномальных полос в левобережной части восточной Украины. О сильных аномалиях Побужья мы здесь говорить не станем, так как они имеют нелинейный характер и связаны, повидимому, не с платформными, а гнездовыми скоплениями магнитных минералов.

Переходя к области Курских магнитных аномалий, мы видим, что не только их общее направление соответствует общему направлению аномальных полос нашей схемы, но что и отдельным полосам Курских аномалий отвечают положительные магнитные хребты. Выше, при рассмотрении статьи Бронштейна и Бабиенко, мы видели, что на широте Орла Курские магнитные аномалии поворачивают с северо-запада на север, следуя, очевидно, изменению простирания докембрийских пород, содержащих железистые кварциты. В полном соответствии с этим и аномальные полосы нашей карты на этой широте принимают меридиональное направление.

Исходя из всего сказанного, можно считать доказанным, что в юго-западных и отчасти средних частях Восточно-Европейской платформы направление полосы магнитных аномалий соответствует простиранию докембрийских пород.

Переходим теперь на северо-запад, в область Балтийского докембрийского щита. К сожалению, имеющийся в настоящее время фактический материал слишком мал для того, чтобы можно было составить карту аномалий Кольского полуострова; для Карелии мы располагаем большим числом наблюдений, но все же и для этой области предлагаемая нами карта не может претендовать на большую точность. Преобладающим направлением магнитных аномалий в Карелии является северо-северо-западное. В прилегающих частях Финляндии оно сменяется меридиональным и северо-северо-восточным.

В Карелии и Финляндии докембрийские породы выходят на поверхность, и представляется возможность непосредственно сравнивать их простирания с простиранием аномалий. На первый взгляд задача эта представляется очень легкой, но более внимательное изучение вопроса показывает, что при решении ее приходится сталкиваться с немалыми трудностями. Как известно, простирание новейших — калевийских и ятулийских пород Карелии — северо-западное; оно очень близко, но все же не вполне совпадает с простиранием полос аномалий, которое больше отклоняется к северу и является северо-северо-западным. Более древние породы рассматриваемой области, представленные различными кристаллическими сланцами и зеленокаменными породами, дислоцированы, однако, в ином направлении, и преобладающим простиранием их является, по Тимофееву (1935), «северо-восточное, переходящее в меридиональное, иногда северо-западное». Таким образом, представляется вероятным, что простирание магнитных аномалий определяется в основном простиранием не протерозойских (калевийских), а рассматриваемых сейчас архейских пород, относящихся, по видимому, к образованиям ботнийской группы. Возможно, что в некоторых случаях влияние пород той и другой группы накладывается одно на другое, и в результате магнитные аномалии получают некоторое среднее направление. Вероятность предположения, что архейские породы могут оказывать большое влияние на магнитное поле, подтверждается между прочим и тем, что на Кольском полуострове в породах именно этого возраста залегают известные магнитные пластовые железные руды. В отношении прилегающих к Карелии частей Финляндии нужно, кроме того, отметить, что здесь и протерозойские породы имеют меридиональное, а местами и северо-северо-восточное простирание.

Последней областью, где можно с большой уверенностью определить геологическое значение наших аномалий, является Урал, в пределах которого на большом протяжении на поверхность выходят дислоцированные древние, в том числе и докембрийские породы. Простирание уральской складчатости, как известно, направлено меридионально, и в том же самом направлении в общем располагаются полосы магнитных аномалий. Лишь

южнее 54-й параллели последние начинают несколько отгибаться на юго-запад, как бы направляясь на соединение с широтными дугами, обрамляющими с юга Окско-Уфимский район.

Подводя итоги всему сказанному, мы должны прийти к заключению, что в общем направление полос слабых аномалий, имеющих на нашей схеме, отображает простирания пород, слагающих докембрийский фундамент Восточно-Европейской платформы, и что изучение этих аномалий может привести нас к познанию внутренней структуры этого фундамента.

Попробуем теперь на основе имеющегося материала представить себе эту структуру.

Приступая к разрешению поставленного вопроса, необходимо оговориться, что мы здесь стоим перед новой и очень сложной проблемой, что никакого опыта, который облегчал бы исследование, у нас не имеется и что поэтому при этой первой попытке возможны разнообразные ошибки. Лишь при дальнейшем накоплении материала, при расширении площади магнитной съемки и при постановке специальных работ могут стать вполне ясными методы этого необычного исследования. Наибольшая трудность в проведении последнего представляет решение вопроса, какие именно из мощной толщи докембрийских пород определяют в основном аномалии и как изменяется раз установившаяся система аномалий при повторной складчатости, идущей под углом к первоначальной. С указанными оговорками из имеющегося в настоящий момент материала, нам кажется, можно сделать следующие выводы.

Докембрийский фундамент Восточно-Европейской платформы не однороден и состоит из элементов различного возраста.

Древнейшим из них является огромная Окско-Уфимская глыба, в которой простирание складчатости приближается к широтному или в общем имеет западно-юго-западное направление. Более точно определить возраст глыбы и ее складчатости мы сейчас не можем. Так как простирания свит, содержащих в себе в области Курской магнитной аномалии и на Украине железистые кварциты, определяются положением Окско-Уфимской глыбы, то последняя, несомненно, древнее этих свит. В настоящее время железистые кварциты относят к протерозою, но не исключена возможность, что они одновозрастны со сходными в петрографическом отношении железистыми кварцитами Кольского полуострова, которые причисляют к архейским образованиям. Если бы это было справедливо, то Окско-Уфимская глыба должна была бы относиться к древнейшему архею.

Существуют ли в пределах платформы еще аналогичные протерозойские элементы, при современном состоянии знаний сказать очень трудно. Вполне возможно, однако, что вторая глыба аналогичного возраста располагается в юго-западной Украине, где простирания аномалий также близки к широтным. Кроме того, весьма вероятно, что небольшой массив, отделившийся от Окско-Уфимской глыбы, расположен между 31 и 34° в. д. и 55—56° с. ш. (Верхнеднепровская глыба).

Фундамент (остальной, удовлетворительно изученной в магнитометрическом отношении части платформы магнитометрическим методом в настоящий момент еще не удается расчленить на какие-либо составные элементы. Это не значит, конечно, что все имеющиеся здесь складчатые образования сформировались в какую-то одну определенную эпоху. Непосредственные геологические данные, как мы знаем, говорят обратное. Единство системы аномальных полос вне Окско-Уфимского района при наличии складчатых образований различного возраста может объясняться различным образом. Во-первых, можно допустить, как это мы склонны были

сделать в отношении Карелии, что определенные члены свиты докембрийских пород могут гораздо сильнее влиять на магнитное поле, нежели другие, и в этом случае система магнитных аномалий будет в основном отображать расположение элементов данной свиты. Во-вторых, если направления складчатости не очень сильно разнятся одно от другого, влияние различно ориентированных пород различного возраста может складываться, давая в аномалиях единую результирующую. В будущем, при углублении геолого-магнитометрических работ, мы научимся, вероятно, разбираться в этих вопросах, но в настоящий момент должны оставить их неразрешенными и рассматривать изучаемую сейчас область как единую в тектоническом отношении.

Основным направлением складчатости этого единого тектонического комплекса, как это легко видеть из предыдущего, является меридиональное, что резко отличает его от более древнего окско-уфимского. Очевидно, что за тот промежуток времени, который отделяет образование складок окско-уфимской системы от образования рассматриваемой, коренным образом перестроился основной план расположения геосинклинальных областей, и в соответствии с этим в новый период складчатости тектонические линии получили совершенно иное направление, почти под прямым углом пересекающее первоначальное.

То тектоническое сооружение, которое было создано складчатостью окско-уфимского направления, при указанной перестройке было разрушено, однако, не целиком, и от него осталась та Окско-Уфимская глыба, которая была, как мы сейчас увидим, уже очень давно предсказана А. П. Карпинским (1919), но объем и значение которой выяснятся только в настоящий момент. Глыба эта при последующей складчатости играла роль платформы, отклонившей основное направление складок и создавшей то чрезвычайно сложное расположение их, которое передается нам картиной изображенных на нашей схеме магнитных хребтов и депрессий. На ней видно, как складки второго тектонического комплекса обтекают Окско-Уфимскую глыбу и, обойдя ее, принимают прежнее направление.

Чрезвычайно интересным и важным является то обстоятельство, что и около двух других предполагаемых нами древних глыб, Верхнеднепровской и Западно-Украинской, полосы меридиональной системы аномалий претерпевают резкие изгибы. Это служит очень хорошим подтверждением правильности нашей точки зрения на структуру докембрийского фундамента.

Очень большое внимание привлекает к себе тот факт, что верхнепалеозойская складчатость Урала имеет то же меридиональное направление, что и складчатость второго, более молодого докембрийского тектонического комплекса. Этот факт говорит о том, что палеозойская Урало-Сибирская геосинклинальная область была построена приблизительно по тому же плану, что и протерозойская, и наследовала древнее направление тектонических линий. Таким образом, у восточной окраины платформы докембрийский тектонический план был изжит только в конце палеозоя.

Огромный интерес представляют те отношения, которые наблюдаются между протархейской Окско-Уфимской глыбой и верхнепалеозойской складчатостью Урала. Как это хорошо всем известно, меридиональные складки Урала, подойдя к Уфимскому плато, где, как мы сейчас знаем, располагается восточная окраина Окско-Уфимской глыбы, отклоняются на юго-восток и затем опять круто поворачивают на запад, обходя глыбу. Здесь повторяются, только в меньшем, конечно, масштабе, те явления, которые имеют место в докембрийском фундаменте платформы у западного конца глыбы, и это обстоятельство еще более убеждает нас в реальном существо-

вании последней. Резкие изгибы складок у окраины Уфимского плато привели в свое время А. П. Карпинского (1919) к гипотезе о существовании здесь скрытого под осадочными породами выступа докембрийского фундамента, существование которого глубоко изменило нормальную для Урала структуру.

Наши исследования не только показали, что гениальное провидение А. П. Карпинского правильно, но и выяснили, что его гипотетическая Уфимская глыба имеет гораздо большее значение в строении Восточно-Европейской платформы, нежели это мог предвидеть ее автор.

До сих пор мы рассматривали только направление аномальных полос, не касаясь величины аномалий. Между тем при рассматривании карт бросается в глаза несколько крупных районов, в которых аномалии имеют небольшую величину или в которых резко выраженных аномалий вовсе не имеется и магнитное поле близко к нормальному. Один из таких участков имеет форму полосы, протягивающейся в западно-северо-западном направлении через бассейн нижнего течения Дона, Донецкий бассейн и северную Украину в районе Днепровско-Донецкой впадины фундамента. Второй участок изучен в магнитном отношении только частично, и потому очертание и размеры его остаются пока невыясненными. Он охватывает район, расположенный между течением Хопра и отрезком Волги на пространстве между Сызранью и Сталинградом, и затем всю изученную часть Заволжья между 52 и 53° с. ш., вплоть до Урала. Все, повидимому, говорит о том, что сюда же должен относиться и почти весь район Волго-Уральской низменности или Прикаспийской впадины.

Наконец, третий участок пониженных значений магнитных аномалий, несколько менее резко выраженных, намечается вдоль восточной окраины Балтийского щита и имеет форму довольно широкой полосы. Начинается последняя на юго-западе почти нормальным магнитным полем местности, расположенной южнее Финского залива, и большими отрицательными аномалиями, имеющимися к юго-западу от Ильмень-озера. Далее полоса пониженных значений магнитных аномалий тянется на северо-восток южнее Ладожского и Онежского озер, через оз. Белое и Воже, приблизительно к месту слияния Ваги и Северной Двины.

Причины ослабления интенсивности аномалий в различных местностях могут быть различными. В большинстве, быть может, случаев причиной этого явления следует считать местные особенности строения участков самого докембрийского фундамента и в первую очередь очень широкое развитие, в том или другом участке его, пород с очень малой магнитностью. В ряде случаев, однако, причины могут быть и иными, и ослабление аномалий может зависеть от пород, налегающих на фундамент, именно от особенно большой их мощности. Именно этим мощным развитием немагнитных или очень слабо магнитных осадочных пород и объясняется ослабление аномалий в районе Донецкого бассейна и всей Днепровско-Донецкой впадины фундамента. В области Азовско-Подольского щита и Воронежского выступа фундамента, где докембрийские породы залегают близко к поверхности или даже непосредственно выходят на нее, аномалии имеют значительную величину, в то время как в разделяющей эти два массива впадине, где фундамент скрыт под несколькими тысячами метров осадочных пород, интенсивность их резко уменьшается.

Едва ли можно сомневаться, что с большой мощностью осадочных пород, покрывающих фундамент, связывается ослабление аномалий также в Поволжье и Заволжье.

Весьма неясными являются причины, обуславливающие ослабление магнитных аномалий по периферии Балтийского щита. Учитывая тот факт,

что, повидимому, ослабление интенсивности аномалий имеет место в районах, прилегающих к Ладожскому и Онежскому озерам, также и в пределах самого Балтийского щита, мы могли бы рассматриваемое явление полностью связывать со структурой последнего. В отношении южных частей района такое объяснение, однако, представляется мало вероятным, потому что рассматриваемая полоса проходит вкрест простирания аномалий; это последнее обстоятельство как бы служит указанием на увеличение мощности пород, покрывающих докембрийский фундамент. Будущее развитие геофизических, в частности гравиметрических и сейсмометрических работ, несомненно внесет в рассматриваемый вопрос необходимую ясность, но и сейчас мы можем указать, что гравиметрические данные не в меньшей степени привлекают внимание к рассматриваемой области, чем магнитометрические. Сравнение карты магнитных аномалий с картами аномалий силы тяжести показывает, что Северо-Украинской и Заволжской областям пониженных значений магнитных аномалий соответствуют отрицательные аномалии тяжести. Замечательно, что аналогичная полоса отрицательных аномалий силы тяжести сопровождается также и юго-восточную окраину Балтийского щита. Это еще более усиливает вероятность предположения, что рассматриваемые явления могут быть связаны с увеличением мощности осадочного покрова.

Продолжая направления интересующей нас полосы на запад, мы попадаем в область Балтийского моря, северную часть Германской низменности и Данию, т. е. продолжаем следовать вдоль окраины Балтийского щита, и, наконец, в Дании приходим в область несомненного развития каледонских складчатых сооружений, которые скрыты здесь на большой глубине под мощной толщей более молодых осадочных пород. Приуроченность рассматриваемой полосы к окраинам Балтийского щита и продолжение ее в область каледонид Западной Европы наводят на мысль, что она может намечать собой положение глубокой древнепалеозойской впадины докембрийского фундамента, аналогичной Днепровско-Донецкой. Впадина эта могла быть продолжением Грампианской геосинклинали Западной Европы, из которой возникли каледонские горные сооружения Норвегии и Англии. Указывая на возможность такого решения вопроса о происхождении третьего района ослабленных магнитных аномалий, мы подчеркиваем, с одной стороны, исключительный и теоретический и практический интерес выдвигаемой гипотезы, а с другой — и недостаток фактического материала для ее окончательной проверки.

Необходимо отметить, что предположение о существовании полосы каледонской складчатости в фундаменте Восточно-Европейской платформы высказано было впервые еще в 1910 г. Ф. Н. Чернышевым в лекциях, читанных им в Горном институте (Чернышев, 1915). По его гипотезе, однако, полоса эта должна была проходить значительно южнее, через Азовско-Подольский щит и нижнее течение Волги. В последние годы на наличие в Ленинградской области отзвуков каледонской складчатости указывал М. М. Тетяев (1933), но следует подчеркнуть, что выдвигаемая сейчас гипотеза не имеет ничего общего со взглядами этого автора. По представлениям М. М. Тетяева, Балтийский щит не является, как это думаем мы и другие геологи, платформой в отношении каледонской складчатости, а, наоборот, представляет ядро каледонской антиклинальной структуры, с которого палеозойские породы удалены процессами денудации; район юга Ленинградской области М. М. Тетяев рассматривает как переход от складчатой области к платформе.

В заключение мы должны попытаться ответить на вопрос, отражается ли выявленная магнитометрическими исследованиями структура склад-

чатого фундамента Восточно-Европейской платформы на формах залегания осадочных пород, покрывающих докембрийские породы этого фундамента. Ответ, повидимому, приходится дать положительный.

Очертания огромной Восточно-Русской впадины, представляющей один из наиболее характерных структурных элементов платформы, в общем довольно хорошо следуют простираниям второго новейшего тектонического комплекса фундамента. Это показывает, что опускания, создавшие впадину, происходили согласно древним тектоническим линиям. Поскольку направления складчатости во втором комплексе в значительной мере определяются формой и положением Окско-Уфимской глыбы, последняя также определяет и форму Восточно-Русской впадины.

В согласии с направлением древних тектонических линий располагается, как это предполагал в свое время Кужняр, также и Полесский вал. Иное имеет место в отношении Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого бассейна, которые располагаются вкрест простирания подстилающих их докембрийских пород.

Существование древнейшей Окско-Уфимской глыбы и вообще разнородности фундамента Восточно-Русской впадины весьма существенно, повидимому, отражается также и на характере и направлении тех дислокаций осадочных пород, которые имеют место в пределах этой впадины. Мы видели выше, что как в конце докембрия, так и в верхнем палеозое Окско-Уфимская глыба играла роль жесткого, не поддающегося складчатости массива. Этот характер она удерживает и в эпоху образования тех дислокаций, которые в изобилии встречаются в пределах Восточно-Русской впадины. В самом деле, в районе, лежащем над глыбой, верхнепалеозойские и более молодые породы образуют очень пологие и широкие купола, имеющие неясные очертания, нередко развитые мощными сбросами; сюда относятся разбитое флексурами и сбросами вздутие Самарской луки, купол водораздела Сока и Черемшана и, быть может, устья р. Ижа.

Южнее Окско-Уфимской глыбы в Поволжье, где в фундаменте широтные простирания сменяются меридиональными и где самый фундамент опущен на большую глубину, дислокации становятся гораздо более резкими, принимают форму отчетливых, хотя и широких антиклиналей и в общем располагаются меридионально. Севернее глыбы, в районе Вятских увалов, где фундамент расположен на меньшей глубине, изгибы нермских и юрских пород хотя и гораздо менее резки, нежели южнее се, но все же имеют характер определенных валов приблизительно меридионального простирания. Чрезвычайно большой интерес представляет с рассматриваемой сейчас точки зрения изгиб Окско-Циннского вала; отгибаясь в своих южных частях к юго-востоку, он как бы обходит глыбу.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. О соотношениях между аномалиями силы тяжести, аномалиями магнитными и геологическим строением в Восточной Европе. Тр. Ком. по исслед. Курск. магнитн. аномалии, 1924, вып. 5.
- Брошштейн К. Г. и Бабенко Д. В. Магнитные аномалии центра и юга европейской части СССР. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1935, 13, № 2.
- Каринский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России. Пг., 1919.
- Малинина Н. Е. и Орлов В. П. Исследование векового хода магнитных элементов на территории СССР для эпохи 1930—1935 гг. Тр. Ин-та земного магнетизма Гл. геофиз. обсерв., 1937.

- О р л о в В. П. Отчет о работах Уфимской магнитометрической партии в 1931 г. Бюлл. генеральной магнитн. съемки 1933 г., вып. 1. Л., изд. Гл. геофиз. обсерв., 1933.
- Р о з е Н. В. и Т р у б я т ч и н с к и й Н. Н. Краткое руководство для работ по магнитной съемке. Л., изд. Гл. геофиз. обсерв., 1931.
- С т р о н а А. А. Магнитные аномалии Западной области. Пробл. сов. геол., 1935, 5, № 9.
- С т р о н а А. А. Магнитометрические съемки в европейской части СССР. СОРЕНА, 1936, вып. 9.
- Т и м о ф е е в В. М. Петрография Карелии. Петрография СССР, сер. Регион. петрогр., вып. 5. М.—Л., изд. АН СССР, 1935.
- У м о в Н. Построение геометрического образа потенциала Гаусса. М., 1904.
- Ч е р ы ш е в Ф. Н. Историческая геология. Каменноугольная и пермская системы. Пг., 1915.
- J e n n y W. Problems in the geologic interpretation of the Earth's major magnetic anomalies. *Terrestrial Magnetism*, June 1933.
- K u z n i a r C. Les Ouralides de l'Europe Septentrionale et Centrale. *Bull. Serv. Géol. de Pologne*, 1922, 1, livr. 4—6.
- L i s n a r J. Die Verteilung der erdmagnetischen Kraft in Österreich-Ungarn zur Epoche 1890. *Denkschr. Akad. Wiss. Wien*, 1895, 62; 1898, 67.
- N a u m a n n E. Die Erscheinungen des Erdmagnetismus in ihrer Abhängigkeit vom Bau der Erdrinde. Stuttgart, 1887.
- N i p p o l d t A. Karte der Verteilung des Erdmagnetismus und seiner örtlichen Störungen. Veröffentlichungen des Preuss. Meteorolog. Inst., 1927, № 354.
- R u e c k e r A. On the relation between the magnetic permeability of rocks and regional magnetic disturbances. *Proc. Roy. Soc. London*, 1890, 48.
- R u e c k e r A. a. T h o r p e T. A magnetic survey of the British Isles for the epoch 1891. *Phil. Trans., ser. A*, 1896, 188.
- S c h m i d t A. Inwieweit vermag die Abnahme eines sich gleichförmig drehenden magnetischen Erdkerns die Erscheinung der erdmagnetischen Säkularvariation zu erklären? *Zs. Geophys.*, 1932, 8, № 8.
- Y o u n g J. La géologie profonde de la France d'après le nouveau magnétique et les mesures de la pesanteur. *Ann. inst. phys. du globe Univ. Paris et Bureau central magnétisme terrestre*, 1933, 11. (Русск. персв., изд. ЦНИГРИ на стеклографе).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В СССР¹

I

Предлагаемая вниманию читателя работа имеет двоякую цель. Во-первых, авторы пытаются характеризовать общую картину аномалий силы тяжести на территории СССР, пользуясь всем тем фактическим материалом по определению силы тяжести в СССР, который был получен и обработан к 1 июня 1936 г. Главная масса этого материала была получена при производстве общей гравиметрической съемки СССР и передана в распоряжение лиц, составляющих гравиметрические карты, Главным управлением геодезии и картографии. Состояние работ по этой съемке изложено в настоящей статье А. А. Михайловым. Кроме того, большое количество определений силы тяжести было доставлено Конторой геофизических разведок Главного управления нефтяной промышленности. Обработка полученного материала, именно вычисление аномалий Буге и составление карт аномалий силы тяжести, производилась в Конторе геофизических разведок В. В. Федынским и Е. Н. Люстихом, причем составление карт велось под непосредственным наблюдением А. Д. Архангельского.

Второй, основной задачей работы было выяснение геологического значения установленных аномалий — геологическое истолкование последних, что производилось в Геологическом институте Академии Наук А. Д. Архангельским; необходимые для этого вычислительные работы были произведены В. В. Федынским. Текст статьи, за исключением сведений о состоянии гравиметрической съемки, написан А. Д. Архангельским.

II

Первые определения силы тяжести в России относятся к 1827—1830 гг., когда известный путешественник Литке и гидрограф Рейнеке определили несколько гравиметрических пунктов при помощи поворотного маятника Кэттера. В 60-х годах прошлого века начались работы с маятниками Рессольда, продолжавшиеся почти до конца столетия. За это время в общей сложности было определено около 50 пунктов. Эти определения, вследствие малой точности и наличия больших систематических ошибок, имеют в настоящее время главным образом лишь историческое значение.

Современные относительные определения силы тяжести начались около 1896 г. и производились сначала оригинальным прибором Штернека, а затем трех- и четырехмаятниковыми приборами типа Штюкрата. Работы производились несколькими астрономическими обсерваториями и, кроме того, бывшим Военно-топографическим управлением, выполнившим

¹ Совместно с А. А. Михайловым, В. В. Федынским и Е. Н. Люстихом. «Изв. АН СССР», Отд. мат. и естеств. наук, сер. геол., 1937, № 4.— *Ред.*

около 70 % всех дореволюционных относительных определений силы тяжести. В пределах современных границ СССР к 1917 г. было определено 398 гравиметрических пунктов, не считая нескольких повторных определений. Распределение этих пунктов было далеко не равномерным. Наибольшая густота приходилась на Кавказ и Среднюю Азию, между тем как большие области даже в Европейской России оставались совершенно пустыми.

Нечего говорить о том, что для проведения даже редких изоаномал и составления гравиметрической карты, хотя бы первого приближения, их было далеко не достаточно. Если задаться вопросом о назначении этих работ, то приходится ответить, что вполне ясной и определенной установки не было. Повидимому, предполагалось их использовать для общих геодезических и геофизических исследований в духе Гельмерта, но этого произведено не было, хотя некоторые из этих гравиметрических определений вошли в более поздние обработки, произведенные Гельмертом, Берротом и Гейсканеном для вывода формулы нормальной силы тяжести и определения сжатия земного сфероида.

Этим заканчивается первый период работ по относительному определению силы тяжести на территории СССР. Итог этим работам был подведен уже после Октябрьской социалистической революции изданием каталога гравиметрических пунктов, составленного Гижицким и Савкевичем (1923), в который вошли почти все дореволюционные определения.

Второй период начался накануне Октябрьской социалистической революции работами астронома-революционера П. К. Штернберга в 1916 г. в районе Московской аномалии. Этот период характеризуется резким возрастанием интереса к геологии и горной разведке. Объектами этих работ явились районы Московской аномалии, Курской магнитной аномалии, рудные области Урала, различные нефтяные месторождения, Кривой Рог, Донецкий каменноугольный бассейн, наконец частично территория Урало-Кузбасса. В результате ряд районов получил более или менее детальное освещение, но в большинстве случаев оставались большие незаполненные промежутки; кроме того, многие работы производились маршрутным порядком. Лишь на Украине была сделана, в общем успешная, попытка произвести сплошную гравиметрическую съемку, хотя и с редкой сетью пунктов.

Ввиду новых задач, возникших перед гравиметрией, ряд геологоразведочных учреждений и трестов стал производить гравиметрические работы. Помимо маятников, стали в широком масштабе применяться гравитационные вариометры. Естественно, что разнообразие целей, учреждений, методов и инструментов привело к большой нестроте, недостаточной увязке и к известной бесплановости работ с общей точки зрения. Между тем запросы геологии, геофизики и в не меньшей степени геодезии настоятельно требовали производства общей гравиметрической съемки, достаточно детальной для составления карты изоаномал. В результате последовало постановление Совета труда и обороны от 20 сентября 1932 г., определявшее порядок производства общей основной гравиметрической (маятниковой) съемки СССР по единому общегосударственному плану с расчетом получения в конечном итоге сети определенной силы тяжести со средней густотой в один пункт на 1000 км². Производство этой огромной работы, требующей в общей сложности определения около 18 000 гравиметрических пунктов, возложено на учреждение, производящее основные геодезические работы, — ныне Главное управление государственной съемки и картографии НКВД СССР.

Этим постановлением СТО начинается третий и новый период развития наших гравиметрических работ, сильно отличающийся от предшествую-

щего тем, что проведением планового начала, установлением общегосударственной точки зрения, сосредоточением всех работ в руках одного учреждения были созданы все условия для проведения в кратчайший срок гравиметрической съемки на территории в 20 млн. км².

В течение второго периода гравиметрических работ, с начала Великой Октябрьской социалистической революции и до издания упомянутого постановления СТО,— фактически с 1921 по 1932 г. включительно, — было определено свыше 2200 маятниковых пунктов, т. е. в пять с половиною раз больше, чем за весь дореволюционный период.

Нужно отметить, что общая гравиметрическая съемка, естественно, должна охватить не только поверхность суши, но и водные пространства, как того требуют различные геофизические и геодезические применения гравиметрии. Начало в этом отношении было положено Л. В. Сорокиным, успешно применившим метод Венинг-Мейнеса для определения силы тяжести на Черном море в 1930 г. С тех пор были произведены дополнительные определения на Черном море, а также проведены работы на Каспийском море и Северном Ледовитом океане. В общей сложности в настоящее время определено свыше 250 морских пунктов. Развитие гравиметрических работ по отдельным годам сопоставлено в табл. 1.

Таблица 1

Определение силы тяжести

Годы	Число гравиметрических пунктов	Годы	Число гравиметрических пунктов
1921	23	1929	178
1922	8	1930	263
1923	29	1931	621
1924	49	1932	768
1925	32	1934	1084
1926	54	1935	1230
1927	76	1936	1759
1928	136		

В 1936 г. закончена общая съемка европейской части СССР к югу от параллели 58°, и в ближайшие годы работы будут развиваться главным образом на севере и в азиатской части Союза. К 1937 г. в СССР определено свыше 7000 гравиметрических пунктов — больше, чем во всем остальном мире, насколько об этом можно судить по официальным отчетам.

III

Историю вопроса о соотношениях между аномалиями силы тяжести на территории СССР и ее геологическим строением подробно излагать мы не станем и ограничимся в этом отношении лишь очень краткой исторической справкой.

Вопрос о соотношениях между аномалиями силы тяжести и геологическим строением СССР поставлен был в литературе в 1924 г. в связи с изучением геологического строения области Курской магнитной аномалии. В появившейся тогда статье А. Д. Архангельского (1924) был дан первый

набросок карты аномалий Буге для европейской части СССР, основанной на крайне недостаточном фактическом материале, и сделана первая попытка геологического истолкования этих аномалий. Попытка эта привела автора к заключению, что крупнейшие структурные элементы Восточно-Европейской платформы и принадлежащих к ней горных хребтов находят себе достаточно ясное отражение в аномалиях силы тяжести. При объяснении соотношений, которые имеют место между геологической структурой и величиной силы тяжести, А. Д. Архангельский в рассматриваемой статье исходит из теории изостазии, в том виде, как она была разработана в приложении к геологическим явлениям Западной Европы Коссмагом.

Широкое развитие гравиметрических работ во второй половине 20-х годов текущего столетия дало возможность А. Д. Архангельскому в 1932 и 1933 гг. вернуться к интересующей нас теме и значительно углубить свои исследования (Архангельский, 1932₁, 1932₂, 1933). В работах этого времени автор становится решительным противником приложения принципа изостазии к объяснению причин возникновения аномалий силы тяжести и связывает их исключительно со строением поверхностных частей земной коры.

Упомянутые до сих пор работы относятся почти исключительно к территории европейской части СССР. Мы не станем упоминать о более мелких статьях, которые касаются только относительно небольших участков этой территории, или о работах, где интересующий нас вопрос рассматривается только попутно (Абакелия, 1936₁, 1936₂; Архангельский и Федынский, 1932; Нечипоренко, 1935; Вогн, 1925, 1933; Савицкий, 1931₁, и др.).

Для азиатской части СССР существует несколько статей, разбирающих вопрос о геологическом значении аномалий силы тяжести. Часть их относится к области Западно-Сибирской низменности (Нумеров, 1931, 1932; Горшков, 1932; Архангельский, 1932₁); часть затрагивает районы Кузнецкого бассейна, Минусинской котловины, Алтая (Горшков, 1932, 1936), и, наконец, часть относится к Средней Азии и юго-западному Казахстану (Савицкий, 1931₂; Архангельский и Федынский, 1936).

Причинами аномалий, относительно небольших и захватывающих сравнительно небольшие площади, все упомянутые выше авторы считают неоднородное распределение масс в верхних частях земной коры, обусловливаемое геологическим строением последней. Иначе обстоит дело с чрезвычайно большими и охватывающими огромные площади отрицательными аномалиями горных областей Средней Азии. Некоторые объясняют эти явления изостатическими движениями тяжелых пластических масс на глубине; А. Д. Архангельский же считает, что теория изостазии принципиально не может быть к ним приложена. По его мнению, региональные отрицательные аномалии Буге в Средней Азии, как и в других горных областях, вызываются изменениями плотности и расширением глубоких слоев земной коры, которые отзываются на поверхности поднятиями и отрицательными аномалиями силы тяжести (аномалиями Буге).

IV

Раньше чем перейти к вопросу о причинах, обуславливающих возникновение указанных на прилагаемых картах аномалий, необходимо сказать несколько слов относительно геологической структуры западной части СССР, к которой приурочена главная масса имеющегося в нашем распоряжении материала. Подробно рассматривать геологическое строение этой области нет надобности, так как интересующиеся могут найти ее

характеристику в недавно опубликованных работах А. Д. Архангельского (1934) и в коллективной работе А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского и других «Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР».

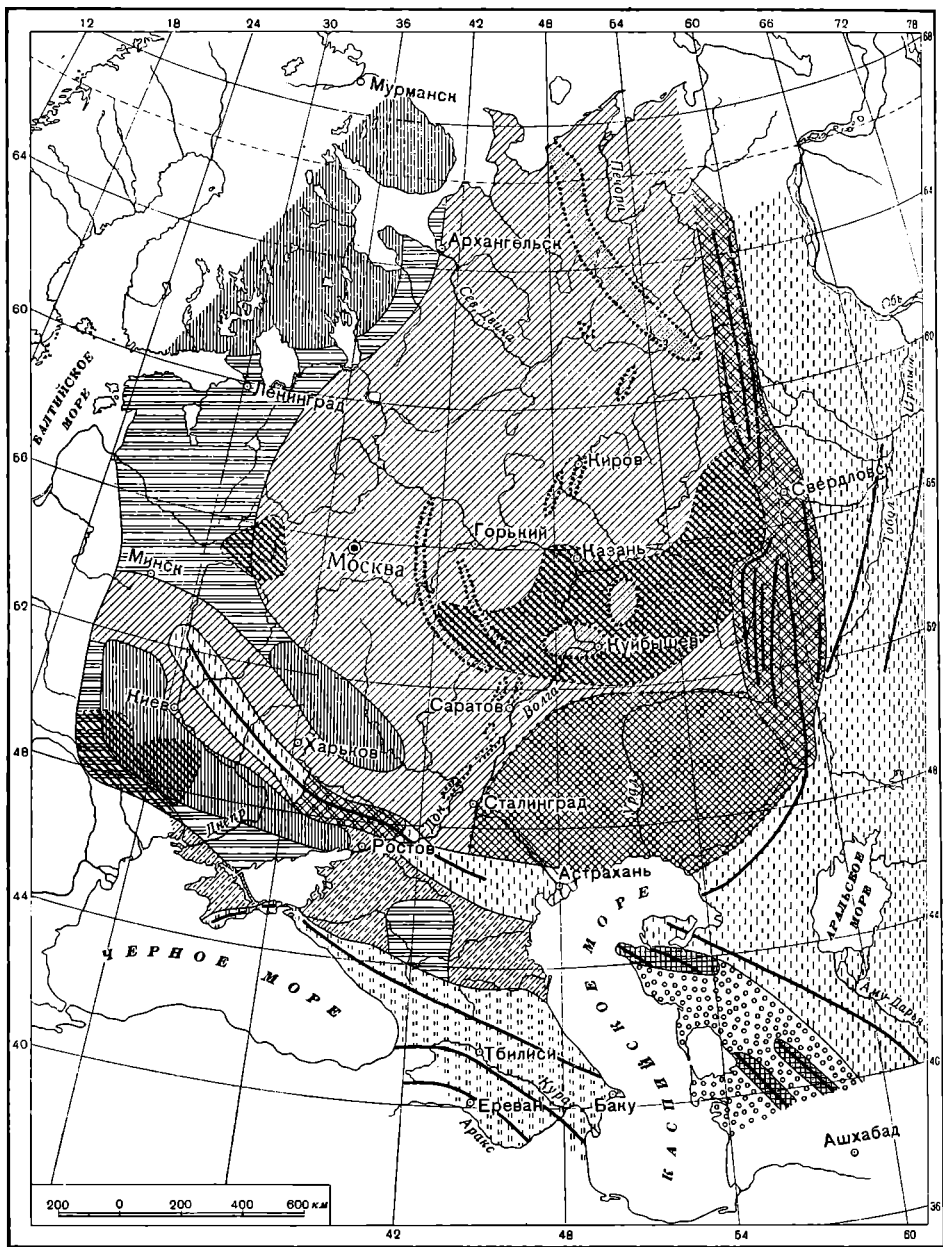
Расположенную к западу от Енисея часть территории СССР обычно делят по ее геологическому строению на три основные области. Первая из них, лежащая к западу от Урала, охватывает равнины европейской части СССР и известна под именем Восточно-Европейской платформы. Вторая область включает в себя Урал, Западно-Сибирскую низменность, Таймыр, равнинные области, прилежащие к Аральскому морю, палеозойский массив Центрального Казахстана, Алтай с прилежащими к нему частями Западной Сибири и, наконец, горную систему Тянь-Шаня с ее продолжением в области Кызыл-кумов. Тот участок этой огромной области, который расположен к северу от Тянь-Шаня, за последние годы выделяется под именем Урало-Сибирской палеозойской плиты. Наконец, третья область имеет вид узкой полосы, протягивающейся вдоль южных окраин СССР, и включает в себя молодые горные районы Крыма, Кавказа, Балханов, Копет-дага и Памира.

Восточно-Европейская платформа в указанном выше объеме не составляет чего-либо однородного и в свою очередь легко может быть подразделена на две части. Большая часть ее представляет древнюю докембрийскую плиту, которая состоит из сложно дислоцированного метаморфизованного складчатого фундамента и налегающего на него покрова осадочных пород, которые частью являются вовсе ненарушенными и сохраняют свое первоначальное залегание, частью же обнаруживают относительно очень слабую дислокацию.

Докембрийский фундамент располагается на весьма различной абсолютной высоте; он то выходит на поверхность или залегает на небольшой сравнительно глубине, под небольшим покровом осадочных пород, то опускается на очень большую глубину и отделяется от поверхности очень мощной, в несколько тысяч метров толщей нормальных осадочных образований. Районы, в которых докембрийский фундамент залегает на большой глубине, известны под именем впадин, а районы, где он более или менее близко подходит к поверхности, получили в русской литературе название выступов докембрийского фундамента. Обширные области, в которых докембрийские образования залегают на поверхности, известны под именем докембрийских щитов.

Прилагаемая тектоническая схема Восточной Европы (рис. 1) показывает, как расположены в ее пределах выступы и впадины докембрийского фундамента. Из этой схемы видно, что в южных частях Восточно-Европейской платформы складчатый фундамент частично слагается гораздо более молодыми породами, нежели докембрийские. Длинная полоса дислоцированных пород верхнего палеозоя и частично мезозоя, в состав которой входит Донецкий бассейн, протягивается вдоль южной окраины Днепровско-Донецкой впадины и распространяется отсюда на восток до Каспийского моря и далее на восток к южной оконечности Мугоджар. Южнее этой полосы в Прикаспийской области и к востоку от Каспийского моря складчатый фундамент заведомо состоит из более молодых пород, нежели докембрийские.

Вторая из выделенных нами областей отличается от предыдущей тем, что образование складчатого фундамента ее относится к концу палеозоя, именно к каменноугольному и пермскому времени. Фундамент этот и здесь образует впадины и выступы. К числу первых относятся огромная впадина Западно-Сибирской низменности, впадины Тургайского пролива



- | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | | |
| | | | | | | |

Рис. 1. Тектоническая схема Восточной Европы. Географическая основа карты схематична:

1 — выступы на поверхность докембрийского фундамента; 2 — подземные выступы докембрийского фундамента; 3 — впадины докембрийского основания; 4 — древнейшие архейские глыбы фундамента Восточно-Европейской платформы; 5 — валы в пределах Восточно-Европейской платформы; 6 — Прикаспийская впадина; 7 — выходы на поверхность герцинских складчатых сооружений; 8 — герцинские складчатые сооружения, скрытые под покровом более молодых пород; 9 — выходы на поверхность мезозойских складчатых сооружений; 10 — мезозойские складчатые сооружения под покровом более молодых пород; 11 — выходы на поверхность третичных складчатых сооружений; 12 — предгорные впадины третичных складчатых сооружений; 13 — линии простираний.

Приаралья, Устюрта, Кызыл-кумов и Кара-кумов, где смятый в складки и более или менее метаморфизованный палеозой прикрыт горизонтальными или слабо дислоцированными мезозойскими и третичными породами. К числу выступов, в пределах которых палеозойские породы на обширных пространствах выходят на поверхность, принадлежат Урал, Таймыр, палеозойский массив Центрального Казахстана, Алтай и Тянь-Шань.

Наконец, в третьей, южной области энергичной складчатости подверглись не только палеозойские, но и мезозойские и даже третичные породы, — это область молодой альпийской и несколько более древней киммерийской складчатости.

Различные части рассматриваемой нами территории различаются не только по своему геологическому строению, но и по рельефу.

Восточно-Европейская платформа вся представляет собой равнину; большая часть Урало-Сибирской плиты также занята низменными равнинными пространствами; Урал, Центральный Казахстан, Салаир и пр. представляют низкие горные хребты и мелкосопочник, а в Тянь-Шане и Алтае мы имеем уже высокие мощные горные хребты. Наконец, большая часть области альпийской складчатости носит горный характер, причем на востоке, в Памире, мы имеем один из высочайших районов всего земного шара. Весьма характерным является то обстоятельство, что, наряду с горными хребтами, в области альпийской складчатости имеются и обширные глубокие впадины, занятые морскими бассейнами, как Черное и Каспийское моря. Необходимо отметить, что аналогичные котловины, частью сухие, как Ферганская котловина, частью же заполненные водою, как Иссык-куль, имеются и в южных частях палеозойской складчатой страны, именно в Тянь-Шане.

Из сказанного легко видеть, что рельеф обуславливается не одним геологическим строением местности, но и некоторыми другими явлениями.

Гористый характер области альпийской складчатости можно было бы объяснить, как это часто и делают, нагромождением молодых складок, но такое объяснение явно неприложимо к тем участкам горных областей, в которых образование складок относится к палеозою или началу мезозоя, как это имеет место в Тянь-Шане, на Алтае и пр. Здесь можно или предпологать простые вертикальные глыбовые поднятия или же допустить, как это делает Арган (1934), образование широких складок, которые вследствие жесткости фундамента раскалываются при своем формировании многочисленными сбросами на отдельные глыбы.

К вопросу о причинах возникновения горного рельефа мы вернемся в дальнейшем. В настоящий момент нам было важно только отметить, что орографические области не совпадают полностью с геологическими и что горные районы западной части СССР, если исключить невысокий кряж Урала, сосредоточиваются у южных границ советской территории, образуя северную окраину того широкого горного пояса, который протягивается в широтном направлении через всю Евразию от Атлантического до Тихого океана.

Раньше чем перейти к рассмотрению аномалий силы тяжести и их связи с геологическим строением и рельефом изучаемой нами области, нужно сделать несколько замечаний относительно прилагаемых к этой статье гравиметрических карт.

В основу наших последующих рассуждений положены карты аномалий силы тяжести, составленные в редукциях Фая и Буге. Особенности обеих упомянутых редукций указаны в табл. 2, составленной В. В. Федькинским.

Таблица 2

Особенности редукций Фая и Буге

Редукция	Формула приведения наблюдаемой силы тяжести к уровню океана	Влияние высоты точки наблюдения	Влияние плотности притягивающих масс
Фая (в свободном воздухе) Буге	$G_0 = g + 0,309 H$ $G''_0 = G_0 \frac{3}{4} \frac{\delta}{\delta_m} (0,309 H)$	Положительное В большинстве случаев слабо отрицательное	Действуют любые отклонения плотности от среднего ее значения на любых глубинах

Здесь: G — наблюдаемое значение силы тяжести, G_0 и G''_0 — редуцированное к уровню океана по Фая и Буге, H — абсолютная высота в метрах, δ — плотность поверхностных слоев, δ_m — средняя плотность Земли.

Из приведенных формул видно, что в обоих случаях величина поправки зависит от абсолютной высоты местности что рельеф изучаемой страны, таким образом, оказывает существенное влияние на величину аномалий. Влияние это в различных редукциях направлено в противоположные стороны и в редукциях Буге сказывается в меньшей степени.

Следует заметить, что все так называемые изостатические способы приведения силы тяжести к уровню моря могут быть рассматриваемы как промежуточные между редукциями Буге и Фая, или иначе: редукции Буге и Фая представляют предельные случаи изостатических способов приведения. Глубина изостатической поверхности T , где будет иметь место полная компенсация, для редукции Фая равна 0, а для Буге ∞ ; все же применяемые в различных способах изостатического приведения конечные глубины полной компенсации будут, разумеется, заключены в указанных пределах.

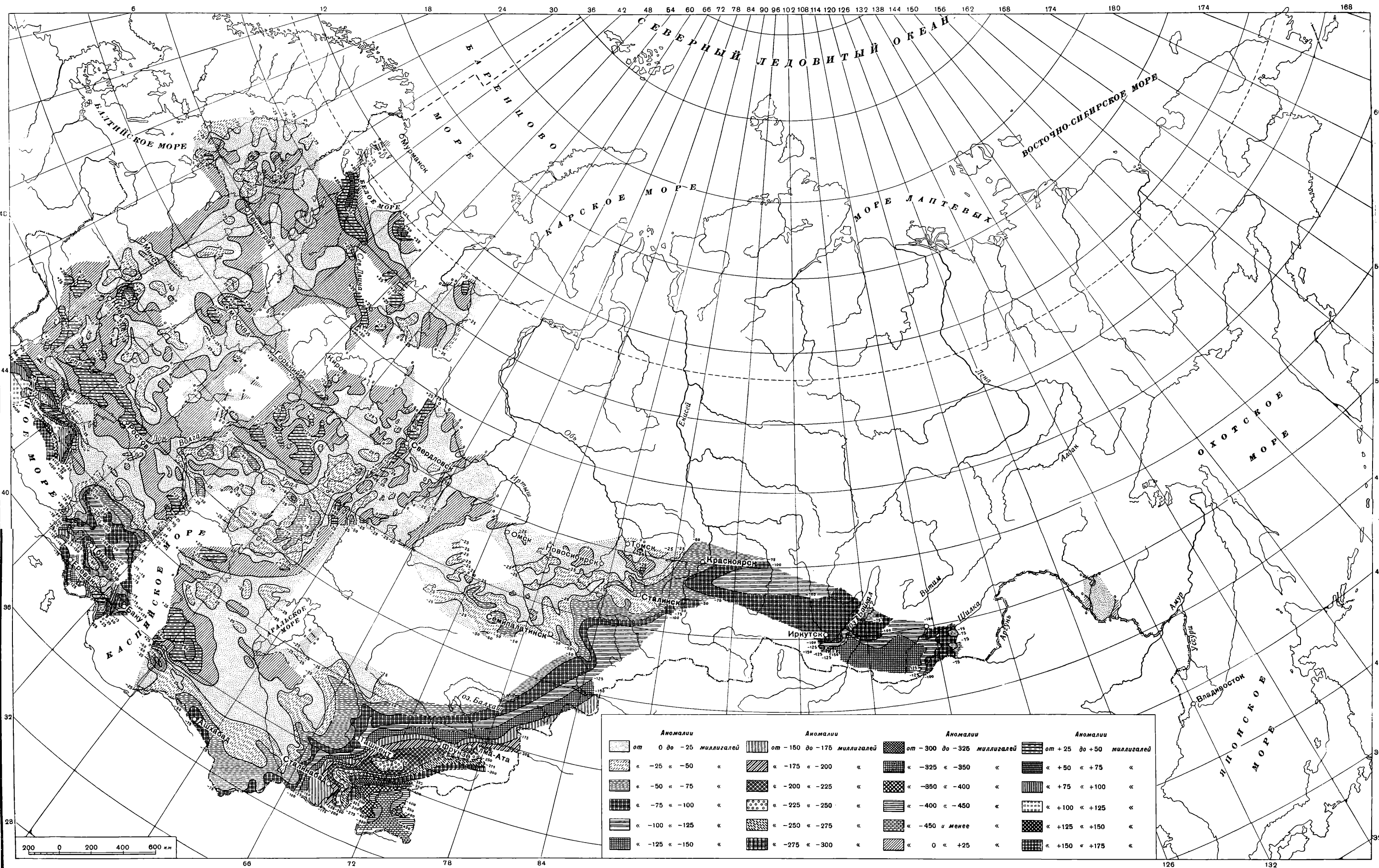
Для вычисления редукции Буге было принято, по сводным данным Б. Гутенберга, что средняя плотность земной коры заключена между значениями 2,7 и 2,8, причем она считалась постоянной, ввиду того, что для каждого данного участка земной коры эта плотность в общем случае неизвестна. Для упрощения вычислений было предположено, что отношение $\frac{\delta}{\delta_m}$ в редукционной формуле Буге равно 0,5, откуда значение $\delta = 2,76$.

Сравнивая это значение со средней величиной, принятой при обычных изостатических и топографических приведениях (2,67) по Хейфорду, Боуи и Хейсканену, можно убедиться, что принятое в настоящей работе значение δ слегка преувеличено. Однако погрешность, вытекающая из этого преувеличения, во всех случаях для сопоставления геологических и гравиметрических данных не будет иметь никакого существенного значения.

Связь аномалий с рельефом бросается в глаза при первом же взгляде на наши гравиметрические карты (рис. 2 и 3).

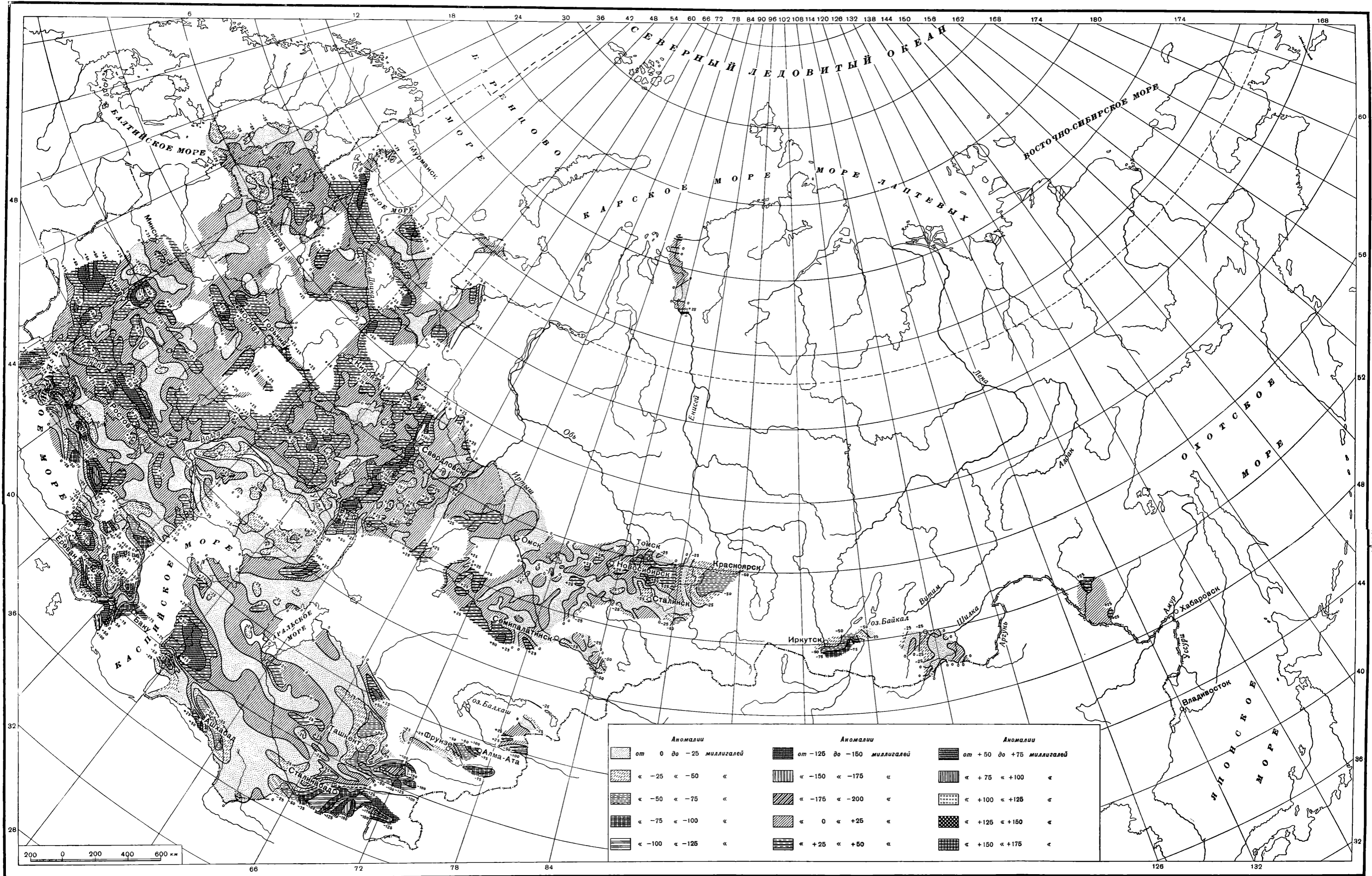
В равнинных участках изучаемой территории аномалии имеют в общем небольшую величину, причем наблюдаемые величины силы тяжести незначительно отклоняются от нормального, вычисленного ее значения, как в одну, так и в другую сторону.

На карте полных аномалий, или аномалий Фая, как на Восточно-Европейской равнине, так и на Западно-Сибирской низменности, поскольку последняя изучена в гравиметрическом отношении, преобладание принадлежит небольшим, не свыше 25 мгл, положительным аномалиям; на Восточно-Европейской платформе довольно значительные участки характе-



Аномалии		Аномалии		Аномалии		Аномалии	
от 0 до -25 миллигалей	от -150 до -175 миллигалей	от -300 до -325 миллигалей	от +25 до +50 миллигалей				
« -25 « -50 «	« -175 « -200 «	« -325 « -350 «	« +50 « +75 «				
« -50 « -75 «	« -200 « -225 «	« -350 « -400 «	« +75 « +100 «				
« -75 « -100 «	« -225 « -250 «	« -400 « -450 «	« +100 « +125 «				
« -100 « -125 «	« -250 « -275 «	« -450 и менее «	« +125 « +150 «				
« -125 « -150 «	« -275 « -300 «	« 0 « +25 «	« +150 « +175 «				

Рис. 2. Аномалии силы тяжести в СССР. Редукция Буге. Географическая основа карты схематична



Аномалии			Аномалии			Аномалии		
от 0 до -25 миллигалей	от -125 до -150 миллигалей	от +50 до +75 миллигалей						
« -25 « -50 «	« -150 « -175 «	« +75 « +100 «						
« -50 « -75 «	« -175 « -200 «	« +100 « +125 «						
« -75 « -100 «	« 0 « +25 «	« +125 « +150 «						
« -100 « -125 «	« +25 « +50 «	« +150 « +175 «						

Рис. 3. Аномалии силы тяжести в СССР. Редукция Фая. Географическая основа карты схематична.

ризуются аномалиями от +25 до +50 мгл, но аномалии выше +50 мгл встречаются как исключение. Такие исключительно высокие положительные аномалии известны в пределах Восточно-Европейской равнины в трех районах: устье р. Мезени, Подмосковный район и Черниговщина, где наибольшие положительные аномалии Фая достигают соответственно значений +72, +69, +102 мгл.

Отрицательные полные аномалии по своей распространенности в пределах равнин уступают положительным, но все же занимают довольно большие площади. В большинстве случаев они не опускаются ниже —25 мгл; аномалии от —25 до —50 мгл встречаются на Кольском полуострове, в Кириллово-Белозерском районе, в верхнем течении р. Печоры, в южной части западных склонов Урала (южнее 50-й параллели), в Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадинах.

Отрицательные полные аномалии ниже —50 мгл известны только на правом берегу Волги, по ее нижнему течению, между Саратовом и Сталинградом (—56 мгл).

На карте аномалий Буге резко увеличивается площадь распространения отрицательных аномалий и соответственно уменьшается площадь распространения положительных. Однако и в этом случае отрицательные аномалии ниже —50 мгл занимают очень малые площади и приурочиваются к Прикаспийской впадине и предгорным впадинам альпийской горной системы.

Совершенно иную картину представляют аномалии силы тяжести в настоящих высоких горных областях. Карта полных аномалий для наших высокогорных районов при наличии очень ограниченного числа наблюдений составлена быть не может. Поскольку можно судить на основе существующего материала, картина здесь получается довольно пестрая, но характерной особенностью ее является большая величина аномалий. Так, Крымским горам свойственны исключительно положительные аномалии, достигающие +200 мгл. На Кавказе как Главный хребет, так и Малый Кавказ также характеризуются положительными аномалиями, которые в Главном хребте достигают +220 мгл (Сванетия), а в Закавказье +233 мгл (Талыш). Наоборот, Курило-Рионской депрессии, а также предгорным впадинам Главного хребта отвечают отрицательные аномалии, достигающие у северных предгорий Главного хребта —106 мгл (Чир-Юрт), а на о-ве Артема на Каспийском море —133 мгл¹.

Из приведенных цифр следует, что амплитуда колебаний полных аномалий на Кавказе равна 370 мгл, в то время как на Восточно-Европейской равнине, если не принимать во внимание черниговских аномалий, амплитуда эта равна всего 125 мгл; при учете черниговских аномалий она поднимается до 158 мгл.

При изучении изменений силы тяжести в пределах Тянь-шаня и Памира бросается в глаза чрезвычайно широкое распространение отрицательных полных аномалий, которые доходят здесь до —197 мгл (Ферганская долина). Максимальная величина положительных аномалий равна здесь +143 мгл (восточный Памир), так что амплитуда колебаний достигает 340 мгл. При этом необходимо отметить, что отсутствие пунктов на высоких хребтах снижает абсолютное значение этой амплитуды.

Иную картину дают карты аномалий Буге. Все горные хребты рассматриваемой области, исключая лишь горы Крыма и восточную часть Закавказья, характеризуются крупными отрицательными аномалиями, которые

¹ На Каспийском море, к юго-востоку от о-ва Жилого, в 1951 г. были обнаружены аномалии около —200 мгл, что дает амплитуду колебания полных аномалий 440 мгл.—*Ред.*

на Кавказе доходят до -100 и -150 мгл, а на Памире даже до -400 и -500 мгл. Отрицательные аномалии Буге в своем распространении не ограничиваются только горными районами, но заходят более или менее далеко и в прилежащие к ним с севера равнины. Вследствие этого на карте аномалий Буге изучаемая нами западная часть территории СССР с юга окаймляется полосой отрицательных аномалий, ширина которой на Кавказе и в Предкавказье составляет около $500-600$ км, а в Средней Азии и Казахстане даже превосходит 900 км.

Мы отмечали сейчас, что в Крымско-Кавказской области на фоне общего понижения силы тяжести встречаются как исключение и районы, характеризующиеся положительными аномалиями Буге.

Если рассматривать Крымско-Кавказско-Копетдагскую область в ее целом, с прилежащими глубокими впадинами, которые частично выполнены морем, она представляется состоящей из ряда массивов, характеризующихся попеременно то отрицательными, то положительными аномалиями. Так, Кавказ в его целом с прилежащими восточными частями Каспийской впадины характеризуется крупными отрицательными аномалиями Буге. С другой стороны, небольшая часть южного склона Главного Кавказского хребта, прилегающая к Черному морю, Крымские горы и Черноморская котловина (если представить, что последняя заполнена до поверхности воды массами удельного веса $2,76$) обладают крупными положительными аномалиями, величина которых в области Черного моря доходит до $+175$ мгл. Второй район достаточно крупных положительных аномалий располагается в юго-восточных частях Малого Кавказа, в южном Азербайджане; продолжение его, очевидно, скрыто под водными массами южной глубоководной впадины Каспия. Наконец, третий район расположен на месте Кара-Бугаза и прилежащих к нему частей Устурта и Каракумов; западная половина его скрыта под средней глубоководной частью Каспийского моря, а северо-западная оконечность лежит, повидимому, под $44^{\circ},5$ с. ш. и 48° в. д. (от Гринвича).

Приведенные факты делают несомненным, что те геологические процессы, которые создают высокогорный рельеф, одновременно с этим оказывают большое влияние и на величину силы тяжести. На низменных равнинах величина эта мало отличается от нормальной, теоретически вычисленной. В горных областях мы находим уже достаточно резкие отклонения величины силы тяжести от нормы, причем характер этих отклонений, — именно чрезвычайно широкое развитие отрицательных аномалий Буге, — заставляет думать, что глубокие части земной коры под горными областями имеют в общем меньшую плотность, нежели в других местах. Наоборот, особенно глубоким впадинам рельефа, типа черноморской, соответствует ненормально высокая плотность глубоких слоев. Такие соотношения, как известно, привели к построению гипотезы изостазии, которая в форме, приданной ей Эри, Коссэмом и Борном, играет в современной геологии очень большую роль.

До сих пор мы говорили о настоящих высокогорных областях. Низкие горные хребты, подобные Уралу, хотя и оказывают, как это будет видно в дальнейшем, заметное влияние на изменение силы тяжести, но особенно резких отступлений от нормы не вызывают.

V

Имея своей основной задачей выяснение тех соотношений, которые существуют между аномалиями силы тяжести и геологическим строением ближайших к поверхности частей земной коры, мы, исходя из предыдущего,

должны, очевидно, при ее решении сосредоточить внимание на равнинных областях и низких горных кряжах. Высокогорные области приходится исключать потому, что здесь слишком сильно сказывается, с одной стороны, влияние рельефа, а с другой — влияние тех изменений плотности, которые имеют место на глубине. Этот глубинный фактор в горных областях проявляется настолько резко, что затушевывает влияние других причин, обуславливающих изменения силы тяжести.

В предыдущем мы видели, что в геологическом строении равнинных областей участвуют, с одной стороны, резко дислоцированные и метаморфизованные породы складчатого фундамента, а с другой — покрывающие последний нормальные, не измененные осадочные породы. Там, где покров этих последних тонок, он, очевидно, не может влиять на величину силы тяжести, но где мощность покрова сильно возрастает, относительно легкие осадочные породы, слагая поверхностные части земной коры, несомненно могут оказывать заметное влияние на показания маятников, при помощи которых определяется ускорение силы тяжести.

Для Восточно-Европейской равнины положение глубоких впадин фундамента, в которых осадочный покров имеет особенно большую мощность, нам уже известно, и потому влияние этого фактора может быть определено из наблюдений. Для азиатских равнин, к сожалению, соответствующего материала не имеется.

Особенно благоприятные условия для изучения влияния мощных толщ нормальных осадочных пород имеются в юго-западных частях Восточно-Европейской платформы, где располагаются два обширных выступа докембрийских пород — Азовско-Подольский и Воронежский, разделенные глубокой Днепровско-Донецкой впадиной, в пределах которой помещается, как известно, и складчатый массив Донецкого бассейна.

На карте полных аномалий почти вся область Азовско-Подольского массива, исключая узкую полосу, идущую от Киева на юг, характеризуется положительными аномалиями, которые в общем имеют здесь значительную величину, колеблясь преимущественно между 25—50 мгл, а в некоторых районах поднимаясь и выше 50 мгл (60—67 мгл). В области Воронежского массива величина аномалий меньше, но и здесь положительные аномалии резко преобладают, а отрицательные приурочиваются только к отдельным сравнительно небольшим участкам.

В противоположность двум рассмотренным сейчас выступам фундамента, расположенная между ними Днепровско-Донецкая впадина характеризуется в своей осевой, наиболее углубленной части отрицательными аномалиями.

На севере, в районе Валуек, Нового Оскола и Острогжска, отрицательные аномалии выходят за пределы впадины, распространяясь на район Воронежского массива; этот факт несколько не опровергает сказанного относительно того, что Днепровско-Донецкая впадина характеризуется отрицательными аномалиями. Как уже упоминалось выше, отрицательные аномалии встречаются и в области распространения докембрийских пород, и в данном случае мы, несомненно, имеем случайное соприкосновение двух районов аномалий, из которых один в своем происхождении связан со впадиной, а другой — с докембрием Воронежского массива.

Из сказанного мы можем сделать вывод, что области особенно мощного накопления осадочных пород характеризуются уменьшенной силой тяжести. Для проверки этого предположения следует обратиться к другим участкам платформы, в которых наличие особенно мощных толщ не дислоцированных или сравнительно слабо дислоцированных и не метаморфизованных осадочных пород представляется несомненным. К таким участкам

принадлежит полоса, прилегающая с севера к Кавказской горной области и прослеживающаяся от Каспийского до Азовского моря включительно, или так называемые Терская и Причерноморская предгорные впадины. Карта наша показывает, что вся эта полоса, исключая район Ставропольского плато, где к поверхности должны сравнительно близко подходить древние, метаморфизованные породы, характеризуется отрицательными аномалиями. Мы видим здесь, таким образом, повторение тех явлений, которые имеют место в Днепровско-Донецкой впадине, только величина отрицательных аномалий в предкавказских впадинах значительно больше и превышает на западе —50 мгл, а на востоке даже —75 мгл. Здесь, очевидно, сказывается близость Кавказа, которому на глубине свойственна уменьшенная плотность.

Наконец, третьим районом, в котором геологи достаточно согласно принимают наличие особенно мощных накоплений осадочных пород, является так называемая Прикаспийская впадина, прилегающая с севера к Каспийскому морю; необходимо подчеркнуть, что здесь, кроме обычных пород, мощного развития достигает также каменная соль, обладающая, как известно, особенно малым удельным весом. Из карты видно, что эта огромная площадь характеризуется развитием почти исключительно полных аномалий, которые нередко переходят за —50 мгл.

Область, занятая отрицательными аномалиями, не ограничивается Прикаспийской впадиной, но распространяется в Приуралье, где непрерывную полосу пониженной силы тяжести легко проследить до района Уфимского плато. Учитывая положение этой полосы по отношению к Уралу, легко видеть, что мы имеем здесь дело с аналогом предкавказских впадин. Нужно отметить, что эта Предуральская впадина, в недрах которой, как и в недрах Прикаспийской, развиты мощные толщи соли, рельефно выявилась лишь на гравиметрической карте.

Если мы после всего сказанного обратимся к карте аномалий Буге, то увидим и на ней в общем уже знакомые нам по предыдущему соотношения; однако здесь районы, занятые отрицательными аномалиями, сильно расширяются, границы между впадинами и ограничивающими их докембрийскими массивами становятся значительно менее резкими и определенными; в пределах самих этих массивов появляются значительные участки с отрицательными аномалиями.

Из сказанного мы можем с полной уверенностью сделать тот вывод, что в пределах равнинных платформенных массивов областям развития особенно мощных толщ осадочных пород или впадинам древнего складчатого фундамента соответствуют отрицательные аномалии; в районах же, где складчатый докембрийский фундамент выходит на поверхность или залегает на небольшой относительно глубине, преобладающими являются аномалии положительные. Эти выводы находят полное подтверждение себе в работах американских геологов, в частности известного знатока геологии Соединенных Штатов Уайта. Подводя итоги своей работы, этот автор, принимающий, подобно другим американским геофизикам и геологам, что территория Соединенных Штатов находится в состоянии почти полного изостатического равновесия, говорит следующее (White, 1924, стр. 275):

«1. В общем области выходов докембрийских пород характеризуются положительными аномалиями, в особенности там, где эти породы подвергались сильному метаморфизму или очень продолжительной эрозии. Наиболее крупные аномалии, показывающие особенно большое увеличение силы тяжести, наблюдаются на оси поднятий, вблизи этой оси.

6 ...Области, в которых имеется 400 фут. (1219 м) или более осадочных пород, заключающих в себе относительно легкий материал, обычно обла-

рживают отрицательные аномалии; величина последних обычно бывает тем больше, чем больше мощность осадков, и максимальной величины они достигают в осевых частях глубоких синклиналей, как ров Аппалачей, Аллеганский бассейн, Восточный внутренний бассейн и синклинориум Уачиты. Другими словами, отрицательные аномалии характерны для районов, имеющих синклинальное строение; чем глубже синклиналь, тем больше в общем аномалия.

7. Как знак, так и величина аномалии определяются в значительной степени по крайней мере увеличенной или уменьшенной плотностью пород, которые слагают верхние части земной коры».

Выше мы пришли к заключению, что в районах, где докембрийские породы выходят на поверхность, преобладающими являются положительные аномалии. Очень многие геологи и геофизики думают даже, что на древних докембрийских массивах сила тяжести вообще является несколько увеличенной; если здесь наблюдаются аномалии противоположного знака, как это имеет, например, место на Скандинавском полуострове, то это явление стремятся объяснить иными приводящими причинами, о которых мы будем говорить в дальнейшем. Такой взгляд следует признать совершенно неверным.

Мы отмечали уже выше, что как в районе Азовско-Подольского, так и в районе Воронежского массивов встречаются пятна полных отрицательных аномалий, а при введении поправки Буге пятна эти разрастаются до больших площадей. Еще шире распространены отрицательные аномалии в Финляндии. В отношении этой последней области у нас имеются полные основания утверждать, что часть имеющихся здесь отрицательных аномалий зависит от строения поверхностных частей земной коры.

Из наших карт видно, что большая, восточная часть южной Финляндии характеризуется положительными полными аномалиями. На крайнем юго-востоке, по северо-западному побережью Ладожского озера, аномалии падают до нуля, и это падение совпадает с областью выходов гранитов-рапакиви Солми и Пальберви; вторая обширная площадь отрицательных аномалий так же точно соответствует огромному массиву рапакиви, который располагается по побережью Финского залива между Выборгом и Хельсинки. Третий район отрицательных аномалий сопровождает восточное побережье Ботнического залива. Повидимому, он представляет лишь окраину обширного отрицательного поля, расположенного в пределах Швеции, но наибольшие значения отрицательных аномалий, приуроченных к юго-западному углу Финляндии, и здесь отвечают выходам рапакиви.

Другая часть аномалий Балтийского щита, о которой нам придется говорить в дальнейшем, связывается, возможно, с существенно иными геологическими явлениями.

На примере рапакиви мы имеем случай убедиться, что на величину силы тяжести может оказывать влияние не только абсолютная высота залегания пород складчатого фундамента, но и детали строения последнего, именно наличие в нем тех или иных пород.

Для геологических целей это явление представляет особенно большой интерес, и потому мы должны остановиться на выяснении существующих здесь соотношений с особенной тщательностью. Наиболее удобным объектом для изучения этого вопроса у нас является Урал, в пределах которого породы различного возраста, различного петрографического состава и, что для нас самое важное, различной плотности располагаются правильными полосами, протягивающимися на очень большое расстояние с севера на юг.

Первый же взгляд на обе гравиметрические карты Урала показывает, что в полном соответствии с его геологическим строением и аномалии имеют очень резко выраженное полосовое расположение. На обеих картах прежде всего бросается в глаза резко очерченная полоса довольно крупных положительных аномалий; полные аномалии доходят в ее пределах до +110 мгл, а аномалии Буге — до +85 мгл (Кушва).

Если наложить гравиметрическую карту на геологическую, то легко убедиться, что рассматриваемая полоса соответствует выходам на поверхность характерных для Урала зеленокаменных пород, которые своим относительно высоким удельным весом значительно отличаются от развитых по соседству осадочных и кислых изверженных пород. Характерно, что наибольшей величины аномалии достигают в районе Нижнего Тагила и Кушвы, т. е. в области развития очень крупных массивов тяжелых пород группы габбро.

Параллельно описанной полосе крупных положительных аномалий по восточному склону Урала протягивается на карте аномалий Буге полоса отрицательных аномалий, а на карте аномалий Фая — полоса малых положительных, с отдельными пятнами отрицательных. Сопоставляя гравиметрическую карту с геологической, легко видеть, что в Южном Урале полоса эта отвечает выходам на поверхность гранитных массивов. Здесь, таким образом, повторяются те же соотношения между геологическим строением и аномалиями, которые были установлены в районе выходов гранитов-рапакиви в Финляндии.

За этой полосой пониженной силы тяжести вновь следует полоса довольно значительных положительных аномалий, отвечающая в общем выходам палеозоя, в том числе и зеленокаменных пород.

Все сказанное относится к восточному склону Уральского хребта. Западный склон его, сложенный нормальными осадочными породами, на гравиметрических картах отчетливо не выделяется. На карте аномалий Буге ему отвечают отрицательные значения, вследствие чего склон этот нельзя отделить от прилежащей предгорной впадины; на карте полных аномалий он характеризуется то положительными, то отрицательными значениями аномалий.

Таким образом, можно считать установленным, что в пределах Урала полосовое расположение аномалий обуславливается геологическим строением последнего: направление полос отвечает простираанию пород, составляющих хребет, а смена положительных аномалий отрицательными вызывается сменой тяжелых зеленокаменных пород более легкими изверженными (граниты восточного склона) или осадочными (западный склон).

Нет никакого сомнения в том, что если бы в пределах древних докембрийских щитов существовала достаточно подробная гравиметрическая съемка, мы и для этих областей могли бы установить аналогичные соотношения между геологическим строением и аномалиями силы тяжести. К сожалению, этого нет, и мы пока в отношении этих районов должны удовлетворяться теми отдельными примерами влияния геологической структуры на величину силы тяжести, какие доставляют нам рассмотренные выше массивы рапакиви.

Сопоставление геологических и гравиметрических карт докембрийских массивов затрудняется еще и тем, что здесь нет той замечательной правильности в расположении пород различного удельного веса, которая имеет место на Урале. В строении докембрийских щитов огромную роль играют глубоко размытые гранитные батолиты, имеющие нередко сложные и довольно неопределенные очертания, и близкие к ним по удельному весу гнейсы. Вследствие этого на докембрийских щитах не может быть такого пра-

вильного полосового расположения аномалий, которое наблюдается на Урале.

Подведем итоги тому, что нам дало сравнительное изучение аномалий силы тяжести и геологического строения равнинной части изучаемой территории. Это позволит составить правильное представление, с одной стороны, о методах обработки гравиметрического материала для решения геологических задач, а с другой — о степени вероятности выводов, которые получаются на основе изучения аномалий силы тяжести.

Изложенный выше материал позволяет считать твердо установленными следующие соотношения между изменениями величины силы тяжести и геологическими явлениями:

1. Сила тяжести может меняться в зависимости от изменений глубины залегания складчатого фундамента или мощности покрывающих его пород, увеличиваясь обычно на выступах фундамента и уменьшаясь на впадинах. Причина этих изменений легко понятна, так как фундамент в общем состоит из пород, которые, вследствие уплотнения и метаморфизации, имеют большую плотность, нежели породы покрова.

2. Сила тяжести меняется в зависимости от изменения в структуре самого складчатого фундамента, именно от смены в нем более тяжелых пород более легкими. Поскольку расположение пород определяется тектоническими причинами и зависит от складчатости и иного характера дислокаций, мы, изучая изменение силы тяжести, можем составить себе более или менее ясное представление о тектонике фундамента.

Вполне очевидно, что влияние двух рассматриваемых факторов может накладываться одно на другое и чрезвычайно затруднить геологическое истолкование наблюдаемой гравиметрической картины. В простейших случаях, когда покров осадочных пород отсутствует или имеет относительно небольшую и равномерную мощность, а тектоника складчатого фундамента относительно проста и выражается в достаточно правильной смене пород различной плотности, гравиметрическая картина может быть легко расшифрована с геологической точки зрения. Наоборот, когда глубина залегания фундамента меняется часто и в больших пределах, а тектоника его сложна и не приводит к правильной смене пород резко различного удельного веса, гравиметрические карты делаются трудно понятными.

Первый из двух этих случаев, повидимому, имеет место в пределах Урало-Сибирской палеозойской плиты, а второй — в пределах Восточно-Европейской и, вероятно, представляется типичным вообще для древних докембрийских складчатых областей.

3. Еще большие трудности для геологической расшифровки гравиметрических данных создаются тем, что на величину силы тяжести оказывают чрезвычайно большое влияние те геологические процессы, которые приводят к формированию горных хребтов и глубоких морских впадин и о которых мы будем говорить более подробно в дальнейшем.

Вертикальные движения, как поднятия, так и опускания, известные под названием эпейрогенических, земная кора испытывает не только в горных областях; они в меньшей степени, но все же совершенно отчетливо проявляются и в районах с равнинным или волнистым рельефом. У нас нет никаких оснований считать, что эти движения обуславливаются иными причинами, нежели движения горообразующие, которым присвоено имя орогенических, и что они не сопровождаются изменениями плотности в глубоких частях земной коры. Если это так, то к двум разобранному ранее факторам, влияющим на изменение силы тяжести, должно прибавиться еще воздействие третьего, и потому взаимоотношения между геологическими явлениями и изменениями силы тяжести становятся еще более

сложными, нежели указывалось раньше. Влияние третьего фактора должно сказываться в том, что сила тяжести на обширных площадях может становиться больше или меньше нормальной, и, таким образом, для проявления двух других факторов создается общий или региональный аномальный фон.

Все сказанное должно тщательно учитываться при попытках геологического истолкования гравиметрических данных, и мы должны признать, что истолкование это является делом тяжелым, требующим учета разнообразных и порою очень трудно поддающихся учету влияний.

VI

Учитывая приведенные выше данные относительно связи геологического строения поверхностных частей земной коры с аномалиями силы тяжести, мы, очевидно, можем попытаться использовать наши гравиметрические карты с целью уяснения структуры складчатого фундамента восточноевропейских и западноазиатских равнин, в пределах которых он скрыт под более или менее мощным покровом недислоцированных осадочных пород.

Гравиметрические карты Западно-Сибирской низменности и заведомо докембрийской части Восточно-Европейской очень сильно разнятся одна от другой. В пределах изученной в гравиметрическом отношении части Западно-Сибирской низменности аномалии силы тяжести образуют такую же систему полос, какую мы видели на Урале, в то время как в пределах большей части Восточно-Европейской платформы, при современном состоянии наших знаний, полосового расположения аномалий подметить не удается.

В своих предыдущих работах А. Д. Архангельский, основываясь на существовавшем ранее очень ограниченном фактическом материале, предполагал, что сила тяжести и здесь изменяется волнообразно, причем образуется система аномальных полос, имеющих северо-западное направление. Для северо-западной части платформы это положение остается в силе и в настоящее время. Продолжаются ли полосы на юго-восток, решить при современном состоянии фактического материала нельзя. В большинстве случаев изоаномалии образуют в пределах Восточно-Европейской равнины сложные кривые, которые очерчивают площади неправильной, расплывчатой формы.

Указанные различия гравиметрических карт в значительной своей части, по всей вероятности, объясняются различиями геологического строения складчатого фундамента двух рассматриваемых районов.

Было бы безнадежным при настоящем скудном фактическом материале и без помощи других геофизических методов исследования пытаться проникнуть в строение докембрийского основания Восточно-Европейской платформы; но для Западно-Сибирской низменности и местностей, прилежащих к Аральскому морю, гравиметрические данные при всей их скудости вскрывают чрезвычайно интересные особенности строения палеозойской складчатой системы, лежащей в основании развитых здесь мезозойских и кайнозойских отложений.

Первым вопросом надлежит нам разобрать вопрос о южном продолжении уральской складчатой системы и о принимаемой всеми геологами связи ее с системой Тянь-Шаня.

На старых (1894 г.) тектонических схемах А. П. Карпинского (1919) уральская система не связывалась с Тянь-Шанем, и Урал доводился только до южной оконечности Мугуджар. Линии простираций Тянь-Шаня Кар-

пинский продолжал в западно-северо-западном направлении далеко за пределы этой системы на соединение с Донецким бассейном. Впоследствии взгляды изменились, и А. П. Карпинский, А. Д. Архангельский, а также и все другие стали связывать Тянь-Шань через Султан-Уиз-даг и систему постумных поднятий Аральского моря и Чушкакульского кряжа с Уралом.

Донецкий бассейн А. Д. Архангельский через складчатые сооружения Кара-тау на Мангышлаке в последние годы стал связывать с дислокациями Туар-кыра и далее — с памиро-алайской системой (Архангельский и Шатский, 1933).

Довольно неожиданные результаты дала сводка гравиметрических данных по Средней Азии и юго-западному Казахстану, произведенная А. Д. Архангельским и В. В. Федыным (1936). На карте полных аномалий, составленной этими авторами, крупные, до 70 мгл, положительные аномалии, которые имеются в южных Мугоджарах, продолжают, постепенно ослабевая, еще на большое расстояние в прилежащие с юга степи, заходя несколько южнее 46-й параллели. От полосы положительных аномалий, связанных, несомненно, с Тянь-Шанем, уральская полоса оказалась отделенной неширокой полосой отрицательных аномалий. Несмотря на это, связь между Уралом и Тянь-Шанем на основе полных аномалий представлялась вполне вероятной; на карте аномалий Буге, напротив, нельзя было найти уже никаких указаний на наличие такой связи.

Карты, которые составлены нами в настоящее время после окончательной обработки имеющегося материала, намечают совершенно новое и совершенно неожиданное решение вопроса.

К большому сожалению, Мугоджары еще очень мало освещены гравиметрически, но тем не менее едва ли может быть сомнение в том, что вдоль всего их массива протягивается сплошная полоса положительных аномалий. На это указывает, с одной стороны, тот факт, что в северную часть гор, для которой имеется несколько определений силы тяжести, продолжают характерные для зеленокаменной полосы Урала избытки силы тяжести, а с другой — то обстоятельство, что на южном конце хребта также имеются достаточно крупные аномалии того же характера. Наконец, о наличии в Мугоджарах положительных аномалий говорит и постепенное возрастание величины силы тяжести по мере приближения к этим горам со стороны Эмбинского нефтеносного района.

К югу от Мугоджар полоса положительных аномалий, как полных, так и Буге, отклоняется на юго-запад и легко прослеживается до северо-восточного берега Каспийского моря, явно направляясь на соединение с полосой таких же аномалий, которая проходит с запада-северо-запада на восток-юго-восток через всю Восточно-Европейскую платформу. Геологическое значение этой полосы можно выяснить, рассматривая ее отношение к Донецкому бассейну. Подобно прилегающему с юга докембрийскому Азовско-Подольскому массиву, Донецкий бассейн характеризуется положительными аномалиями. Вдоль главного антиклинала протягивается относительно узкая полоса особенно крупных аномалий (свыше +50 мгл); на западе простираение этой полосы несколько отклоняется от простираения антиклинала, и она выходит на небольшое расстояние за пределы бассейна. Чем объясняются эти крупные положительные аномалии, сказать в настоящий момент трудно; связывать их непосредственно с каменноугольными породами едва ли возможно, и наиболее вероятным представляется нам предположение, что в недрах бассейна существуют какие-то тяжелые интрузивные породы; на наличие интрузий указывают между прочим и рудные месторождения, которые известны в пределах главного антиклинала.

Полоса положительных аномалий Донецкого бассейна продолжается на восток-юго-восток по направлению простираения последнего до устьев Волги и была прослежена даже на довольно большое расстояние от берега в пределах Каспийского моря. Совершенно очевидно, что она должна соединиться в одно целое с полосой таких же аномалий, идущей от Мугоджар.

Из этих фактов мы можем сделать заключение, что складчатая система Донецкого бассейна под покровом новейших недислоцированных пород продолжается на восток на соединение с уральской.

Что полоса положительных аномалий, продолжающаяся к востоку Донецкого бассейна, действительно связана с продолжением последнего, доказываются буровыми скважинами, которые проследили каменноугольные отложения донецкого типа до Волго-Донского водораздела.

У видимого западного окончания Донецкого бассейна связанные с ним положительные аномалии также не прекращаются. Продолжая простираение главного антиклинала на запад-северо-запад, мы к северу от железной дороги Киев—Полтава, между Полтавой, Лубнами и Ромнами, встречаем полосу, в которой сила тяжести заметно увеличена; полоса эта вытянута в западно-северо-западном направлении. Еще дальше на запад-северо-запад располагается замечательная черниговская аномалия, достигающая +102 мгл в редукции Фая (в свободном воздухе); область последней имеет эллиптическое очертание, причем длинная ось эллипса также вытянута с юго-востока на северо-запад.

Едва ли можно сомневаться в том, что все отмеченные аномалии связаны в своем происхождении с продолжением складчатой системы Донецкого бассейна, скрытой под мезозойскими и третичными породами Днепровско-Донецкой впадины. Это можно считать доказанным в отношении Полтавско-Роменской полосы аномалий, в пределах которой в настоящее время доказано наличие пермских гипсов и соли, несомненно продолжающихся сюда из северо-западной окраины Донецкого бассейна.

Подводя итог всему сказанному, приходится прийти к заключению, что Урал и Донецкий бассейн принадлежат к одной и той же складчатой системе, которая полукольцом охватывает с востока и юга древнейшую, докембрийскую часть Восточно-Европейской платформы.

В каком же отношении к этой системе находятся западные отроги Тянь-Шаня, подходящие к Аму-Дарье в хребте Султан-Уиз-даг? На карте полных аномалий этим отрогам соответствуют отчетливые положительные аномалии, полоса которых затем от Султан-Уиз-дага направляется через Устюрт на запад-северо-запад к п-ову Бузачи, где и сливается с полосой Уральско-Донецких аномалий. Гораздо менее отчетливо эта полоса увеличенной силы тяжести проявляется на карте аномалий Буге, но и здесь некоторое повышение силы тяжести по линии, соединяющей Султан-Уиз-даг с п-овом Бузачи, является несомненным.

Таким образом, сочленение системы тянь-шаньской складчатости с уральской является вполне вероятным, но оно происходит совершенно иначе, нежели было принято думать в последние годы. Новейшие гравиметрические данные воскрешают в несколько измененной форме первоначальные идеи А. П. Карпинского, согласно которым система Тянь-Шаня связывалась через Султан-Уиз-даг и Мангышлакский Кара-тау с Донецким бассейном. В своей первоначальной форме идея эта была неприемлема потому, что Кара-тау явно принадлежит к более молодой древнекембрийской геосинклинальной системе складчатости, нежели Султан-Уиз-даг и Тянь-Шань в его целом. Это противоречие в настоящее время, когда сочленение намечается севернее Мангышлака, отпадает. Соединению Донецкого бассейна в одну систему с Уралом и Тянь-шанем не может проти-

воречить тот факт, что в юго-западных частях первого мезозойские породы подверглись заметной складчатой дислокации. В настоящее время нам хорошо известно, что слабая пликативная дислокация мезозоя имеет место как на восточном склоне Урала, так и в области Тянь-Шаня.

Что касается Мангышлака, то район Кара-тау на наших картах входит в ту полосу пониженной силы тяжести, которая располагается южнее донецко-уральского полукольца положительных аномалий и которая на юго-востоке связывается с отрицательным полем Памира, а на северо-западе переходит в полосу отрицательных аномалий Предкавказья. Устанавливаемая гравиметрическая связь Мангышлака с кавказской и памирской системами значительно больше отвечает геологическим данным, нежели принимавшаяся до сих пор связь его с Донецким бассейном, так как на Мангышлаке и фации и складчатость триаса резко отличаются от донецких и близки к кавказским.

Нетрудно видеть, что результаты наших геолого-гравиметрических исследований коренным образом меняют те представления о границах докембрийской Восточно-Европейской платформы и о соотношениях герцинских складчатых сооружений Европы и Азии, которые прочно утвердились в геологической литературе за последние десятилетия.

Прежде всего следует считать, что вся сумма накопившихся за последние годы фактов заставляет окончательно отбросить выдвинутую А. Д. Архангельским в 1923 г. гипотезу о существовании в районе Устюрта древней докембрийской глыбы, составляющей юго-восточный выступ докембрийского массива Восточно-Европейской платформы (Архангельский, 1932). В настоящее время можно считать твердо установленным, что в северной половине Устюрта под недислоцированными третичными и мезозойскими породами залегают герцинские, а в южной — древнекавказские складчатые сооружения. Таким образом, в область Устюрта Восточно-Европейская докембрийская платформа заведомо не распространяется, и юго-восточная граница ее должна проходить где-то в пределах современной Прикаспийской впадины.

Отбрасывая идею Устюртской докембрийской глыбы, мы должны на основе изложенного материала отбросить и выдвинутые Штилле представления о том, что глыба эта играет роль клина, расцепляющего систему азиатских герцинид на два ствола — уралид и ренид, из которых первые окаймляют восточную, а вторые — южную окраину Восточно-Европейской платформы (Stille, 1928). Очевидно также, что гипотетические глыбы Ферганской и Таримской депрессий не могут быть продолжением Устюртского клина. Посмотрим теперь, что дают гравиметрические исследования для решения вопроса о распространении уральской системы складчатости на восток от Урала, в пределах Западно-Сибирской низменности.

Приходится с самого начала подчеркнуть, что в гравиметрическом отношении Западно-Сибирская низменность и Урало-Сибирская плита в ее целом охарактеризованы еще чрезвычайно плохо, что все наши сведения относятся по существу к западной приуральской ее части и к относительно узкой полосе, пересекающей плиту с запада на восток между 48-й и 54-й параллелями. При таких условиях нам придется, очевидно, высказать лишь предположительные и далеко еще не вполне обоснованные соображения относительно структуры складчатого фундамента Западно-Сибирской равнины.

На карте полных аномалий в западной части рассматриваемой сейчас области мы видим чередование полос более или менее крупных положительных аномалий, а в средних и восточных частях плиты — чередование полос с положительными и отрицательными значениями. На карте аномалий

Буге мы видим на западе полосовое чередование положительных и отрицательных аномалий, а на востоке — такую же смену полос большей и меньшей величины отрицательных аномалий. Это характерное увеличение роли отрицательных аномалий по мере движения с запада на восток объясняется, очевидно, тем, что в этом направлении с приближением к горным областям постепенно все более и более начинает чувствоваться влияние того общего дефекта массы, который характеризует, как мы знаем из предыдущего, горные страны. Если в этом проявляется структура глубоких частей земной коры, то волнообразное изменение величины силы тяжести, согласно предыдущему, мы должны поставить в связь с геологическим строением складчатого фундамента страны.

Полосовое расположение аномалий силы тяжести в Западно-Сибирской низменности выражено настолько резко, что на него должны были обратить внимание уже первые геофизики, производившие гравиметрические работы, именно Б. В. Нумеров и П. М. Горшков. Как тот, так и другой совершенно правильно предполагают, что под горизонтальными слоями третичных и мезозойских отложений здесь залегают дислоцированные палеозойские породы, которые выходят на поверхность у западной границы Урало-Сибирской плиты, на Урале. С этим скрытым от непосредственного геологического наблюдения складчатым фундаментом Западно-Сибирской низменности связывают упомянутые геофизики аномалии силы тяжести. Б. В. Нумеров объясняет их периодическими поднятиями и опусканиями фундамента, причем с поднятиями он связывает положительные аномалии, а с опусканиями — отрицательные. Очевидно, здесь допускаются те же соотношения между геологическим строением местности и аномалиями силы тяжести, которые мы установили для выступов впадин докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы.

Несколько иначе смотрит на дело проф. Горшков. Анализируя волнообразную кривую изменений силы тяжести, построенную на основании измерений последней вдоль железнодорожной линии Свердловск — Омск, он говорит следующее:

«1. Избыток силы тяжести на Урале объясняется широким развитием по всему Уралу как кислых, так и более тяжелых основных (габбро-пироксениты, дуниты и др.) изверженных пород.

2. Уход на глубину изверженных пород, широкое развитие вместо них палеозойских отложений и покровов легких мезозойских и кайнозойских образований обуславливают постепенное уменьшение величины силы тяжести по направлению на восток от хребта. Резкий минимум у с. Аверино можно объяснить появлением здесь угленосных отложений карбона.

3. Ровный пологий характер кривой над палеогеном указывает на то, что под пеленой мезозойских и кайнозойских отложений не следует ожидать сильно дислоцированных, интродуцированных изверженными породами палеозойских образований. Здесь они имеют характер, вероятно, палеозоя русской плиты или сибирского щита.

4. Большой максимум у Тюмени (подтверждаемый соответствующими максимумами по разрезам, параллельно проходящим южнее) позволяет говорить о зоне сильно нарушенного залегания пластов с большим развитием глубинных пород. Эта полоса, идущая по меридиану Тюмени, намекает скрытый под третичными осадками, размывый, но поднявший к поверхности глубинные породы складчатый хребет, аналогичный Уралу, но несколько меньше по масштабу».

Все эти рассуждения основываются на чисто теоретических предположениях и потому выводы Нумерова и Горшкова должны быть проверены иным путем.

В предыдущем мы видели, что полосовое расположение аномалий на Урале объясняется не изменениями в абсолютной высоте залегания палеозойских пород, а вызывается сменой пород различного петрографического состава, и положительные аномалии связываются с выходами наиболее тяжелых зеленокаменных пород.

Направление полос аномалий в Западно-Сибирской низменности не остается постоянным. Западные полосы направлены с юга на север и строго параллельны простиранию слагающих Урал пород. По мере движения на восток полосы аномалий в пределах низменности все больше и больше отклоняются от меридионального направления и под конец принимают северо-восточное направление, которое вполне отвечает простиранию расположенной немного восточнее кильванской группы складок. Такое совпадение простирания полос аномалий у восточной и западной окраин Западно-Сибирской низменности с простиранием складок в прилегающих выступах складчатого фундамента заставляет думать, что в средних частях низменности направление аномальных полос в основном отражает простирания скрытых от непосредственного наблюдения частей этого фундамента.

Чтобы проверить этот вывод, мы можем обратиться к изученным в гравиметрическом отношении частям рудного Алтая и соседних местностей. Здесь полные аномалии располагаются полосами северо-западного направления, простирание которых так же, как это мы видели на Урале, совпадает с простиранием складчатости палеозойских пород. Несколько менее отчетливо, но все же достаточно ясно выражены эти направления и на карте аномалий Буге. В пределах равнины, прилегающей с севера к Алтаю, полосы аномалий круто поворачивают на северо-восток и следуют в этом направлении, соответствующем простиранию кильванской складчатости.

Судя по тем скудным данным, которые имеются у нас по измерениям силы тяжести в области палеозойского массива Центрального Казахстана, полосы аномалий северо-восточного простирания, характерные для исследованной части Западно-Сибирской низменности, продолжают в северную часть массива и тут круто поворачивают на юго-восток аналогично тому, что имеет место на Алтае. В общем здесь образуются широкие дуги, охватывающие область Салаира, Кузнецкого Ала-тау, Кузнецкого бассейна, Саян.

Повидимому, такие изменения простираний обуславливаются тем, что герцинские складки обходят древнепалеозойские массивы Южной Сибири и Монголии и затем распространяются веерообразно.

За последнее время Н. Г. Кассин (1934) и другие высказывали предположение, что севернее палеозойского массива Центрального Казахстана в эпоху герцинской складчатости располагались древние массивы, не позволявшие складкам распространяться в эту область. Наши данные, очевидно, не дают материала для подтверждения этой гипотезы.

Все сказанное делает вполне вероятным, что полосовое расположение аномалий в пределах Западно-Сибирской низменности связано с геологическим строением палеозойского складчатого фундамента последней. Оно отражает простирания складчатости и других дислокаций этого фундамента, определяющих расположение слагающих его горных пород. Самая смена одного характера аномалий другими в основном определяется, как это мы видели на Урале, не поднятиями и опусканиями фундамента, а сменой в нем одних пород другими. Нельзя, конечно, отрицать и того, что местами изменения величины силы тяжести могут обуславливаться также и изменениями в глубине залегания складчатого фундамента, но выделить

эти случаи, вероятно, удастся только тогда, когда гравиметрические наблюдения охватят значительно большую площадь, нежели в настоящий момент.

Переходим теперь к докембрийскому массиву Восточно-Европейской платформы. Приходится признать, что тот гравиметрический материал, который имеется у нас в настоящее время, явно недостаточен для расшифровки структуры складчатого фундамента этого массива. Ценные указания дает он по вопросу расчленения массива на впадины-выступы.

Наиболее интересные данные получаются по отношению к Днепровско-Донецкой впадине, относительно которой в литературе имеется ряд спорных вопросов. Наиболее важным из них является вопрос об отношении Днепровско-Донецкой впадины к Полесскому (Скифскому) палеозойскому валу и Польско-Германской (Средне-Европейской) впадине.

До последнего времени принято было думать, что Днепровско-Донецкая впадина через поперечное положение Полесского вала сообщается с Польско-Германской, но недавно С. Бубнов (Bubnoff, 1935) высказал предположение, что такого сообщения не имеется. По его представлению Днепровско-Донецкая впадина в западной своей части поворачивает на север и идет в этом направлении между двумя валами, которые являются продолжением Азовско-Подольского (Полесский вал) и Воронежского докембрийских массивов. По мере движения на север глубина впадины постепенно уменьшается, и, наконец, впадина совершенно изглаживается.

Мы уже видели, что на пространстве между 31-м и 41-м меридианам Днепровско-Донецкая впадина отчетливо вырисовывается на гравиметрической карте своими отрицательными аномалиями. По мере приближения к области огромных черниговских положительных аномалий величина связанных со впадиной отрицательных аномалий постепенно уменьшается, и, наконец, близ 32-го меридиана они сменяются положительными. Может казаться, что впадина здесь замыкается, но ближайшее рассмотрение материала показывает, что такой вывод не соответствует действительности. В районе распространения положительных аномалий на продолжении оси впадины также имеет место уменьшение силы тяжести и лишь размеры этого уменьшения несколько уступают тому, что наблюдается восточнее. Такое изменение глубины гравиметрической депрессии может зависеть или от некоторого уменьшения глубины впадины, или же от появления в складчатом фундаменте впадины каких-то тяжелых пород. Учитывая соседство черниговской аномальной области, мы считаем более правильным второе объяснение.

Если составить карту аномалий западной части Днепровско-Донецкой впадины с нанесением изолиний через 10 мгл, то на ней отчетливо видно, как из района Ромен полоса минимальных значений силы тяжести, намекающая положение оси впадины, отгибается несколько к северу, направляясь к слиянию Десны и Саймы, и затем, обойдя район Черниговской аномалии, поворачивает на запад и переходит в Польско-Германскую впадину севернее 52-й параллели, между течением Припяти и линией, соединяющей Рогачев, Бобруйск и Слуцк. Таким образом, гипотезу Бубнова о повороте Днепровско-Донецкой впадины на север следует признать необоснованной.

Очень много ценного дают аномалии силы тяжести для познания восточных частей Восточно-Европейской платформы. Здесь только благодаря гравиметрическим исследованиям отчетливо вырисовывалась широкая Предуральская впадина и, кроме того, чрезвычайно четко оконтурилась Прикаспийская впадина, к которой приурочиваются относительно очень крупные отрицательные аномалии. К сожалению, общая гравиметрическая

съемка в пределах Прикаспийской впадины еще не закончена, и поэтому мы лишены возможности составить достаточно ясное представление о деталях строения этой замечательной депрессии. Существующий материал позволяет думать, что строение это очень сложно. Обращает на себя внимание тот факт, что на общем отрицательном фоне аномалии в средних частях впадины вырисовывается длинная полоса положительных значений аномалий, которая может соответствовать выступу древнего фундамента или полосе особенно тяжелых пород, приуроченных к этому фундаменту.

Следует, наконец, отметить, что наша гравиметрическая карта устанавливает существование нескольких районов отрицательных аномалий, расположенных по юго-восточной окраине Балтийского щита. Дать определенное геологическое истолкование этого явления в настоящий момент, при крайней скудости фактического материала, мы еще не можем. Обращает на себя внимание, что по крайней мере частично районы эти совпадают с полосой, в которой имеет место ослабление магнитных аномалий. Это служит некоторым намеком на то, что по периферии Балтийского щита может располагаться довольно глубокая впадина, выполненная осадочными породами.

Доказанным это, однако, считать отнюдь еще нельзя, и не исключена возможность, что рассматриваемые аномалии связаны с некоторыми особенностями развитых здесь докембрийских пород.

VII

Наше исследование было бы неполным, если бы мы не попытались выяснить, какие причины обуславливают возникновение столь характерных для горных областей отрицательных аномалий Буге.

Согласно общепринятым в Западной Европе воззрениям, которые с особенной четкостью сформулированы в работах Коссмата и Борна, отрицательные аномалии в горных областях альпийской системы связывают с происходившими здесь в недавнем прошлом и еще не вполне закончившимися процессами складчатости. Если стоять на точке зрения теории изостазии в той форме, как она изложена Эри, и одновременно с этим принимать, что складчатость возникает в геосинклинальных областях под влиянием сближения ограничивающих последние платформенных массивов, то путем ряда остроумных рассуждений, действительно, можно вывести наблюдаемое распределение аномалий из явлений складчатости. Рассуждения эти были приведены в одной из предыдущих работ А. Д. Архангельского (1933):

«При образовании складчатых горных хребтов верхняя оболочка коры сильно утолщается вследствие нагромождения складок, и здесь накаплиются крупные избытки массы, перегружающие кору. Под влиянием этой перегрузки возникают изостатические опускания, и горные хребты своим основанием глубоко вдавливаются в подстилающие их тяжелые массы, вытесняя их в соседние области.

«В горной стране, где нарушенное изостатическое равновесие восстановлено или где по крайней мере процесс опускания достаточно далеко продвинулся, аномалии Буге, при вычислении которых удаляются массы, лежащие выше поверхности геоида, неизбежно должны быть отрицательными. Явление это считается одним из лучших доказательств правильности принципа изостазии.

«Что касается полных аномалий в пределах альпийских горных сооружений, то положительный характер их объясняется частью тем, что изостатическое выравнивание, как процесс вообще весьма медленный, еще

не закончено, частью тем, что горообразовательные движения еще продолжаются, вновь и вновь нарушая равновесие, частью же, наконец, тем, что компенсация имеет региональный характер и горные хребты следует рассматривать совместно с предгорными впадинами, в пределах которых аномалии имеют отрицательный знак.

«Образование столь характерных для предгорных впадин отрицательных аномалий нашло себе в работах Коссмата весьма оригинальное объяснение. Коссмат предполагает, что сила сцепления между областями геосинклинали, в которой происходит образование горных хребтов, и прилегающими к ней участками земной коры настолько велика, что разрыва сплошности на границе плиты и гор при погружении последних не происходит и в опускания втягиваются также и ближайшие участки форланда, так что компенсация имеет региональный характер. Следствием этого является образование предгорной впадины, которая накапливает в себе мощные толщи продуктов разрушения молодого хребта и превращается таким образом во «вторичную геосинклинали». При пассивном вдавливании области предгорной впадины происходит отток из-под нее тяжелых подкорковых масс, и сила тяжести становится меньше нормальной, что и приводит себе отражение в отрицательных полных аномалиях.

«Таким образом, горный хребет и его предгорная впадина в процессе изостатических движений представляют одно целое, причем впадина со своим недостатком массы играет, по выражению Борна, роль плавательного аппарата для перегруженных горных массивов.

«Выдавливание тяжелых масс из-под гор и предгорных впадин приводит, как мы видим, к некоторой перегрузке прилегающих к горным сооружениям участков коры и к появлению здесь положительных аномалий. Наиболее резко должно быть выражено это явление в тех районах, которые, не будучи сами затронуты складчатостью, со всех сторон окружены горами, как, например, западная часть Средиземного моря, Тирренское море или Паннонская низменность. Огромные массы вторгшегося сюда тяжелого материала, который частью интрузирует кору, перегружают эти области и заставляют их опускаться, приводя к образованию «внутренних впадин». При этих опусканиях часть подкорковых масс должна быть вытеснена из области впадин в район окружающих последние горных сооружений, что приводит к появлению ненормальных для них положительных значений аномалий Буге. Такие явления наблюдаются в Италии, в Северной Африке и Испании, а также в Карпатах».

Таким образом объясняется, по Коссмату и Борну, картина аномалий силы тяжести в Европе.

В основе изложенных рассуждений лежит тот бесспорный факт, что в горных областях на глубине имеется дефект массы; часто также можно констатировать, что под глубокими впадинами залегают на глубине массы большей, чем обычно, плотности, — то есть, как говорят сторонники теории изостазии, «избытки масс на поверхности компенсируются дефектом их на глубине, и обратно».

Если эта основа изостатической гипотезы в общем правильна, то сама гипотеза и ее приложение к объяснению рассматриваемых геологических явлений не оправдываются фактами и совершенно извращают действительные соотношения.

Приведенные выше рассуждения с известными оговорками можно прилагать на нашей территории к таким районам молодой складчатости, как Кавказ, Копет-даг, Памир и т. д., но они заведомо не могут относиться к Тянь-Шаню, Алтаю, Саянам и другим горным системам Сибири, в которых складчатость закончилась в палеозое или даже докембрии.

Если бы пожелали придерживаться идей Коссмата и Борна в отношении этих древних складчатых сооружений, мы должны были бы приписывать образование горных массивов Тянь-Шаня, Алтая, Саян и пр. не нагромождению обычных складок геосинклинального типа, а так называемой глубинной складчатости Аргана или складчатости фундамента. Как известно, по представлениям Э. Аргана (1934), складчатость не ограничивается пределами геосинклиналей, но распространяется на платформы, принимая здесь иные формы. Фундамент древних платформенных массивов изгибается в складки большого диаметра. При этом жесткие, непластичные массы претерпевают скалывания, раздробляются на отдельные глыбы; последние надвигаются одна на другую, образуя свособразные шарьяжи и приподнятия одновременно к образованию глыбовых горных массивов, столь характерных для внеальпийских частей Средней и Центральной Азии. При этом нагромождении глыбовых массивов, конечно, могут происходить все те явления перемещения тяжелых пластичных масс глубоких частей земной коры, о которых мы говорили выше при объяснении аномалий силы тяжести, связанных с альпийскими горными сооружениями.

Против таких представлений прежде всего можно возразить, что идеи Э. Аргана отнюдь не являются доказанными и что история развития геосинклинальных областей Евразии, как она нам вырисовывается в настоящий момент, не согласуется с ними.

Самое серьезное, самое основное возражение против изложенных попыток объяснения с точки зрения теории изостазии и мобилизма аномалий силы тяжести заключается в несоответствии этих объяснений той картине распределения аномалий, которая имеет место в изученных гравиметрических частях Евразии. Если из-под горных сооружений последней вытесняются огромные массы тяжелого пластического материала, то, очевидно, их можно обнаружить в каких-то других районах, прилежащих к районам, характеризующимся пониженной величиной силы тяжести. Такими районами, по мысли Коссмата и Борна, для альпийской горной системы являются, с одной стороны, внутренние впадины Тирренского и Средиземного морей, Венгерской низменности и пр., а с другой — полоса повышенной силы тяжести к северу от Альп, в области выступов или горстов герцинского фундамента Средней Европы.

В пределах изученной нами площади к районам, в которые могли быть вытеснены из-под альпийских горных сооружений тяжелые массы сима, можно было бы отнести впадины Черного и Каспийского морей с прилегающими к ним участками суши, где на карте аномалий Буге наблюдаются достаточно крупные избытки силы тяжести.

Напрасно, однако, мы стали бы искать требуемые теорией мобилизма избытки силы тяжести в Средней Азии или Казахстане по соседству с районами крупнейших отрицательных аномалий Тянь-Шаня, Памира и прилежащих к ним горных сооружений. Поскольку эти области сейчас нам известны в гравиметрическом отношении, в них к горным районам с их огромными дефектами массы прилегают равнины, где приблизительно на 1000 км к северо-западу от гор распространены слабые и средние (до -75 мгл) отрицательные аномалии. Далее на карте аномалий Буге появляются полосы положительных аномалий, но величина их незначительна и все они явно связаны со строением складчатого фундамента.

Наконец, следует отметить, что с гипотезой Эри—Коссмата плохо согласуется характер полных аномалий, которые известны в наших азиатских горных сооружениях. Вдавливание легких горных пород в подстилающие их тяжелые пластические массы сима, сопровождаемое растеканием последних в стороны, возможно только при большой перегрузке горных областей,

которая, при условии достаточной прочности верхних частей земной коры и малой пластичности подстилающего их вещества, неизбежно должна выражаться в наличии полных положительных аномалий. Только этими условиями, конечно, и можно объяснять характер полных аномалий в альпийской системе Западной Европы, Кавказа и пр. Приходится подчеркнуть, что в горных сооружениях Средней Азии и Сибири, поскольку, конечно, они нам сейчас в гравиметрическом отношении известны, положительные полные аномалии отнюдь не пользуются тем распространением, какое можно было бы ожидать, если бы гипотеза изостазии Эри—Коссмата была правильной. В области памиро-алтайской горной системы и южных дуг Тянь-Шаня, откуда в основном происходит имеющийся фактический материал, положительные полные аномалии встречаются, но они приурочены лишь к наиболее возвышенным участкам страны, причем абсолютная высота, с которой начинают появляться положительные аномалии, растет по мере движения с северо-запада на юго-восток. Так, на северных склонах Туркестанского хребта нулевые значения аномалий приурочены приблизительно к высоте 1 500 м над уровнем моря; в верховьях Зеравшана нуль наблюдался примерно на 2000 м, а на Памире на тех же 2000 м имеют место отрицательные аномалии в -150 , -170 и даже -250 мгл; избыток силы тяжести здесь появляется лишь с высоты около 4000 м.

В области северных дуг Тянь-шаня определений силы тяжести имеется еще очень мало, но те данные, которыми мы располагаем, не расходятся со сказанным. Все измерения, приуроченные к глубоким речным долинам и крупным тектоническим впадинам, дали отрицательные значения аномалий. Так, в долине р. Нарына (с. Нарынское) определение дало -77 мгл (2033 м абс. высоты), в низовьях р. Талас -44 (879 м), на побережье Иссык-куля -87 (1700 м), по южной окраине Илийской долины, у Алма-Ата, -122 мгл (777 м). В пределах Ферганской долины, которая в гравиметрическом отношении изучена лучше других частей Средней Азии, сила тяжести постепенно уменьшается к средним частям впадины, где отрицательные аномалии достигают -200 мгл на высоте 400 м. Для северных дуг Тянь-шаня совершенно отчетливо видно, как высота, на которой положительные аномалии сменяются отрицательными, уменьшается с юго-востока на северо-запад.

Подводя итог всему сказанному, можно прийти к заключению, что изложенные выше взгляды немецких ученых на связь между геологическим строением горных областей и аномалиями силы тяжести не соответствуют фактам и должны быть отброшены.

В недавней статье о геологических результатах гравиметрических работ в Средней Азии и юго-западном Казахстане (Архангельский и Федюнский, 1936) мы уже высказывали соображения о том, какие процессы, с нашей точки зрения, могут вызывать те соотношения, которые имеются между геологическими явлениями и аномалиями силы тяжести в горных областях. Соображения эти можно повторить и здесь.

«При попытках найти объяснения отрицательным аномалиям, связанным с горными сооружениями нашей области,—говорилось в этой статье,— необходимо учитывать тот основной факт, что эти аномалии характеризуют район недавних и современных глыбовых поднятий, которые отнюдь не обязательно объяснять глубинной складчатостью Э. Аргана; далее, приходится принимать во внимание то, что поднятия эти связываются с раздроблением земной коры многочисленными сбросами. Наконец, для понимания явления в его целом необходимо учитывать и еще некоторые факты, не наблюдающиеся в нашем, сравнительно ограниченном районе, но в высшей степени характерные для других аналогичных ему участ-

тов азиатского континента. Полоса разломов и глыбовых поднятий отнюдь не представляет местного явления, ограниченного советской Средней Азией. Она продолжается отсюда, с одной стороны, далеко на восток, по южной окраине СССР через Северный Китай, Монголию и Маньчжурию до берегов Тихого океана, а с другой — аналогичные факты можно проследить и в западном направлении — в Закавказье и Малой Азии. Как на востоке, так и на западе к раздроблению и вертикальным глыбовым движениям присоединяются еще колоссальные недавние вулканические явления.

«Всю совокупность указанных явлений можно было бы объяснить, допустив, что в глубоких частях земной коры по каким-то неизвестным нам причинам плотность залегающих там веществ уменьшилась. Это должно, конечно, повлечь за собой расширение этих масс, а в верхних частях земной коры сказаться теми разрывами, раздроблением и глыбовыми поднятиями, которые мы наблюдаем в изучаемом нами районе, и, наконец, теми влияниями магматических масс через образовавшиеся трещины, какие имеются как восточнее, так и западнее нашей области».

Отрицательные полные аномалии в горных областях находят себе при этой точке зрения простое и естественное объяснение в явлениях эрозии, которые, удалив часть приподнятых пород, при отсутствии изостатических движений и установившемся состоянии глубоких недр неизбежно должны привести к появлению действительных дефектов массы.

Возникновение впадин внутри горных областей, с рассматриваемой точки зрения, в ряде случаев может объясняться простым отставанием этих участков от соседних глыб, которые в силу значительных неоднородностей недр поднимаются быстрее их. В этих случаях во впадинах должны быть развиты отрицательные аномалии; накопление здесь огромных толщ сносимого с прилежащих высот обломочного материала должно увеличивать размеры аномалий, и потому аномалии в пределах таких впадин могут превышать аномалии на соседних горных массивах. Типичным примером таких впадин является Ферганская котловина, в пределах которой отрицательные аномалии заметно больше, нежели на соседних горных хребтах.

В других случаях впадины могут соответствовать участкам земной коры, на которые процесс, вызывающий расширение, не распространился и которые занимают приблизительно тот уровень, на котором они находились до начала процесса, или же опустились ниже этого уровня. Аномалии Буге в этом случае могут быть и положительными.

Возможно далее представить себе, что происходящие в глубине земной коры процессы ведут к дифференциации располагающихся там веществ и, наряду с легкими разностями, здесь обособляются и особенно тяжелые массы; в районах, где последние сосредоточиваются в особенно больших количествах, происходят опускания, сопровождаемые положительными аномалиями Буге.

Наконец, ряд областей опускания возникает, повидимому, вследствие того, что процессы, вызывающие в недрах расширение, сменяются в них процессами противоположного характера. Судя по многочисленным фактам, это изменение наступает после того, как магматические массы получают доступ на поверхность земли. В этих случаях также должны возникать положительные аномалии.

Таким образом, мы приходим к заключениям, которые диаметрально противоположны построениям гипотезы изостазии. Уменьшение силы тяжести, которое устанавливается на поверхности почвы или на уровне моря, так же, как и другие сопровождающие его явления, представлят

отражение каких-то пока еще непонятных нам изменений вещества глубоких слоев земной коры, а отнюдь не является следствием механического воздействия уменьшения или разрастания внешних нагрузок. Едва ли будет преувеличением сказать, что в гипотезе изостазии истинные соотношения поставлены вверх ногами и, лишь перевернув ее, мы можем прийти к ценным для геологии выводам. Согласно этой гипотезе глубокие части земной коры играют роль аппарата, устраняющего те нарушения равновесия масс, которые возникают на поверхности земли или в поверхностных частях ее коры. По нашим представлениям, глубокие части коры являются местом, где происходят процессы, вызывающие крупнейшие изменения на поверхности, которые представляются нам нарушением якобы существующего здесь равновесия.

Нам остается сказать несколько слов относительно характера аномалий в северо-западной части платформы, в Карелии, Финляндии и прилегающих местностях. До самого последнего времени считалось, что эта область является одним из наилучших доказательств правильности гипотезы изостазии в приложении к геологическим явлениям (Born, 1925, 1933₂). Предполагалось, что огромные массы льда, скопившиеся в ледниковую эпоху в области Балтийского щита, своим весом вдавили верхние части земной коры, вытеснив из-под щита тяжелые пластические массы. После таяния льда в Фенно-Скандии должны были получиться очень большие отрицательные аномалии силы тяжести. Вытесненные ранее массы симы должны были начать обратное движение под щит, а последний — испытать поднятие, следы которого так ярко чувствуются всюду в Фенно-Скандии.

Отрицательные аномалии силы тяжести, которые известны на Скандинавском полуострове и в Финляндии, А. Борн считает остатками ранее существовавших здесь гораздо больших аномалий того же знака.

В настоящий момент, после проведения гравиметрической съемки в Финляндии и СССР, выяснилось, что отрицательные аномалии встречаются и в других частях докембрийской платформы и потому не представляют исключительного явления, которое необходимо было бы объяснять изложенным выше образом. Кроме того, обнаружилось, что часть имеющихся в Финляндии отрицательных аномалий явно связана с развитием здесь определенного типа горных пород и что поднятия Фенно-Скандии принципиально ничем не отличаются от аналогичных поднятий и опусканий в Средней Европе. Все это дало основание Штилле (Stille, 1933) утверждать, что в основе этих движений лежат те же причины, которые обуславливают и другие вертикальные перемещения земной коры, называемые эпейрогеническими. Изостатические движения могут, по мнению Штилле, только несколько осложнять эти явления в области Фенно-Скандии.

Мы вполне присоединяемся к мысли Штилле и думаем, что в основе поднятий Фенно-Скандии лежат те же процессы изменения объема глубоких частей земной коры, которые в горных областях приводят к образованию высочайших горных хребтов. Уменьшение плотности этих глубоких масс, в связи с явлениями денудации, приводит к общему региональному понижению силы тяжести, которое сказывается в появлении отрицательных аномалий.

ЛИТЕРАТУРА

- Абакелия М. С. 1. Об изменениях силы тяжести во времени в связи с геотектоническими движениями на Кавказе. Пробл. сов. геол., 1936, № 2.
Абакелия М. С. 2. К вопросу гравиметрической (маятниковой) изученности Кавказа. Пробл. сов. геол., 1936, № 4.

- А р г а н Э. Тектоника Азии. М., 1934.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. О соотношении между аномалиями силы тяжести, аномалиями магнитными и геологическим строением в Восточной Европе. Тр. Ком. по исслед. Курской магнитн. аномалии, 1924, 5.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. 1. Значение гравиметрии в геологии и проблема изучения геологического строения Западно-Сибирской низменности. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1932, № 3—4.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. 2. Заметка о соотношении между геологическим строением и аномалиями силы тяжести в Восточной Европе. Докл. АН СССР, 1932, № 1.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. 3. Введение в изучение геологии Европейской России. М., 1923.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Геология и гравиметрия. ОНТИ, 1933.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Геологическое строение СССР. Западная часть. М., ОНТИ, 1934.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. и Ф е д ы н с к и й В. В. Геологические результаты гравиметрических работ в восточном Азербайджане. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1932, № 3—4.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. и Ф е д ы н с к и й В. В. Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и юго-западном Казахстане. Изв. АН СССР, отд. мат.-ест. наук, 1936.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. и Ш а т с к и й Н. С. Схема тектоники СССР. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1933, № 4.
- Г и ж и ц к и й А. и С а в к е в и ч А. Каталог пунктов гравиметрических определений, произведенных в России до 1922 г. М.—Пг., 1923.
- Г о р ш к о в П. М. Гравиметрическая съемка от западной границы СССР до Владивостока. Изв. Географ. об-ва, 1931, 63, № 5—6.
- Г о р ш к о в П. М. Гравиметрическая съемка Кузбасса и Горной Шории. Тр. Совета по изуч. произв. сил Акад. Наук СССР, сер. кузбасск., 1932, вып. 1.
- Г о р ш к о в П. М. Успехи гравиметрии. М., изд. АН СССР, 1936.
- К а р п и н с к и й А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России. Пг., 1919.
- К а с с и н Н. Г. Очерк тектоники Казахстана. Пробл. сов. геол., 1934, 2, № 6.
- Н е ч и п о р е н к о П. К. Гравитационная карта Украины. Пробл. сов. геол., 1935, № 11.
- Н у м е р о в Б. В. Результаты определения силы тяжести на восточных склонах Урала в 1930 г. Природа, 1931, № 4.
- Н у м е р о в Б. В. Результаты определения силы тяжести на восточных склонах Урала в 1930 г. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1932, 51, № 8.
- О ч а п о в с к и й Б. Л. 1. Сила тяжести в Карелии и Северном крае. Изв. Географ. общ., 1936, 68, вып. 3.
- О ч а п о в с к и й Б. Л. 2. Сила тяжести на Памире. Изв. Географ. общ., 1936, 68, вып. 3.
- V o r n A. Isostasie und Schweremessung. Ihre Bedeutung für geologische Vorgänge. Leipzig, 1925.
- V o r n A. 1. Zur problem der Verticalverschiebung grosser Scholten. Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, 1933, № 32.
- V o r n A. 2. Zum Problem der Glazial-Isostasie. Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, 1933, № 32.
- B u b n o f f S. Neue Angaben über den scythischen (Polessje) Wall. Geol. Rdsch., 1935.
- K o s s m a t F. Die mediterränen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustand der Erdrinde. Abh. Sächsisch. Akad. Wiss., 1920.
- K o s s m a t F. Die Beziehungen zwischen Schwereanomalien und Bau der Erdrinde. Geol. Rdsch., 1921.
- S a w i t s k y P. 1. Die Schwere und die Geologie in Kaukasien. Zschr. Geophys., 1931.
- S a w i t s k y P. 2. Schweremessungen und Geologie von Mittel-Asien. Gerland's Beiträge f. Geophys., 1931, 30, № 34.
- S t i l l e H. Über europäisch-zentralasiatische Gebirgszusammenhänge. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, 1928.
- S t i l l e H. Oro- und epigenetische Bewegungen der Erdkruste im Zusammenhang mit der Seismizität Zentralasiens und Norddeutschlands. Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, 1933, № 32.
- W h i t e D. Gravity observations from standpoint of the local geology. Bull. Geol. Soc. Amer., 1924, № 2.

О НЕКОТОРЫХ СПОРНЫХ ВОПРОСАХ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ТЕРМИНОЛОГИИ И ТЕКТониКИ СССР¹

В 1937 г. автор этой статьи совместно с Н. С. Шатским, В. В. Меннером, Е. В. Павловским, Н. П. Херасковым и рядом других лиц, принимавших участие в составлении тектонических и палеогеографических карт, опубликовал работу «Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР». При составлении этого очерка мы имели в виду в возможно более краткой, удобочитаемой форме дать представление о том, как создалось современное геологическое строение территории Советского Союза, и наметить те общие выводы по отношению к закономерностям геологического развития земной коры, которые можно сделать на основе советских геологических работ.

Недавно в «Вестнике Академии Наук» появилась на указанную книгу рецензия В. А. Обручева (1938). Рецензия эта относится почти исключительно к первым 93 страницам книги, заключающим в себе очерк истории изучения геологической структуры СССР и краткий очерк ее тектоники совместно с тектоникой всей Евразии. Об остальных 200 страницах «Краткого очерка», посвященных истории геологического развития СССР и Евразии в целом, а также общим выводам, В. А. Обручев не говорит ничего, если не считать замечаний о том, нужно или не нужно было привести копии палеогеографических карт Львова и Шаффера.

В. А. Обручев находит в просмотренной им части работы ряд весьма существенных недостатков и в общем дает о ней достаточно суровый отзыв. Изложение своих суждений автор рецензии ведет не в тоне дискуссии, обсуждающей спорные вопросы, по которым возможно иметь разные мнения, а высказывает их так, что у читателя не может зародиться сомнений в правильности написанного.

Если, однако, присмотреться к критической статье В. А. Обручева внимательно, то станет ясным, что допущенные нами, с его точки зрения, ошибки касаются ряда общих основных вопросов геологии и геологического мирозерцания. Поэтому рецензия эта приобретает немалый общий принципиальный интерес, и можно высказать сожаление, что она напечатана в мало доступном для геологов издании. Мне кажется желательным подвергнуть затронутые В. А. Обручевым общие вопросы внимательному обсуждению, так как вполне очевидно, что наши точки зрения очень сильно расходятся и признать его указания правильными я никак не могу.

Наиболее крупным из поднимаемых В. А. Обручевым вопросов является вопрос об основных геологических подразделениях земной коры. Он указывает, что авторы книги «в качестве основных структурных эле-

¹ Печатается по тексту, опубликованному в Известиях Акад. Наук СССР, серия геологич., 1939, № 4.— *Ред.*

ментов земной коры различают только геосинклинальные области и платформы», и считает «это упрощенное деление структурных элементов, распространившееся в советской геологической литературе», неудачным. В. А. Обручев находит «более совершенным» деление, предложенное известным немецким профессором С. Бубновым (1934).

«Он различал, — говорит автор рецензии, — кроме океанических впадин геосинклинали в качестве особо подвижных поясов с постоянной тенденцией к опусканию, затем шельфы (плиты) мобильные и стабильные, то опускающиеся, то поднимающиеся и представляющие то мелководье, то сушу, и наконец, — глыбы с постоянной тенденцией к поднятию. Все эти элементы являются равноправными членами мозаики земной коры, и все они реагируют на горообразовательное давление, но каждый по-своему».

Далее В. А. Обручев заявляет, что, несмотря на наш упрощенный подход к вопросу, мы должны были от своего деления отступить.

«И в реферируемой книге в описании Сибирской платформы мы действительно находим в качестве ее частей несколько «массивов» и «впадин», которые авторы вынуждены выделить, а на восковке, кроющей тектоническую карту акад. А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского, различаются даже щиты, глыбы, массивы, плиты, кряжи, срединные массы, валы, впадины, котловины и складчатые области кроме двух огромных платформ, также разделенных на разнородные части. Это подтверждает необходимость различения более мелких тектонических элементов, а не только платформ и геосинклиналей».

Приведенные выписки показывают, что В. А. Обручев совершенно незнаком с нашими представлениями о подразделениях земной коры даже в том виде, как они изложены в рецензируемой им книге. Что касается предлагаемых им подразделений, то мне они представляются по очень многим причинам принципиально неприемлемыми.

Да, мы, подобно большинству советских, французских, американских и других геологов, основными структурными элементами земной коры, «в пределах, доступных для геолога континентов», чего В. А. Обручев, к сожалению, не говорит и что написано на стр. 285 нашей книги, считаем платформы и геосинклинальные области. Считаем их основными потому, что элементы эти глубоко качественно отличны один от другого. Это качественное отличие появляется в зависимости от иного, неизмеримо более интенсивного характера движений в геосинклинальных областях по сравнению с платформенными. В результате в геосинклинальных областях возникают качественно отличные от платформенных формы дислокаций в виде интенсивной складчатости и другие явления в виде метаморфизма, вулканизма, геохимических процессов, в частности металлогении, и наконец, рельефа.

Легко видеть, что и Бубнов, классификации которого следует, по его словам, В. А. Обручев, отлично чувствует и всячески подчеркивает, что разница между геосинклиналями, с одной стороны, и щитами и различными шельфами, с другой, неизмеримо глубже, нежели между щитами и шельфами. Он п р о т и в о п о л а г а е т геосинклинали шельфам, подчеркивая в то же время чрезвычайно близкую связь различных шельфов между собой и со щитами. Этого, к сожалению, В. А. Обручев не указывает.

Несколько подробнее следует остановиться на подразделении внегеосинклинальных областей континентов на щиты и шельфы, совокупность которых слагает платформы общепринятой терминологии и которые, по мнению В. А. Обручева, являются элементами, «равноправными» геосинклинальным областям.

Типами щитов и Бубнов, и все другие геологи считают Фенноскандинавский, или Балтийский, щит в Европе и Канадский — в Северной Америке, а типами устойчивых шельфов — Русскую платформу и, очевидно, равнинную область США. Если это так, то позволительно спросить,

чем же являются равнины Северной Америки как не непосредственным продолжением или склонами Канадского щита, которые хотя в большей части области и прикрыты недислоцированными осадочными породами, но все же местами выступают из-под этого покрова на поверхность (поднятие Адирондак, область кварцитов Сиу, поднятие Озарк) и на очень больших пространствах легко достижимы буровыми скважинами.

Далее, чем иным как не непосредственным продолжением Балтийского щита — подземными склонами последнего — является значительная часть Русской платформы? Даже в большом расстоянии от Балтийского щита на выступах кристаллического фундамента платформы докембрий также местами выходит на поверхность (на Дону в Воронежской области) и более или менее легко достигается буровыми скважинами (Курская и Воронежская области). Если это так, то о каком «равноправии» с геосинклинальными областями щита и шельфа, взятых в отдельности, вообще может идти речь, когда два первых теснейшим образом связаны между собой, незаметно переходят друг в друга, образуя части единой платформенной массы, а последняя как целое глубоко качественно отлична от геосинклинальных областей.

Характерно, что Бубнов, сравнивая свою классификацию с классификацией Кобера, устанавливает, что его геосинклинали соответствуют орогену последнего, а щиты и шельфы — кратогену. Здесь мы опять видим, что щиты и шельфы представляют единое целое, резко отличное от геосинклинальных областей.

Если просмолреть признаки, которые отличают, по Бубнову, «глыбы» и «стабильные шельфы», то легко будет убедиться, что, во-первых, они вообще несущественны и что, во-вторых, указания Бубнова частично просто неверны. На стр. 159 русского издания книги Бубнова «Основные проблемы геологии» даются для рассматриваемых элементов такие определения:

«Г л ы б а — непрерывная, весьма древняя тенденция к поднятию, мощная высококристаллическая глубинная структура, т. е. мощный внешний каменный покров (Sial); верхняя структурная зона в высшей степени тонкая и с пробелами, неметаморфизированная, слегка диагенетически измененная. Молодая тектоника выражается только слабыми разломами.

«С т а б и л ь н ы й ш е л ь ф — колебания между мелким морем и плоской сушей. Высококристаллическая глубинная структурная зона, но верхняя структурная зона мощностью до 1000 м; в последней слабый диагенез. Слабая тектоника, выражающаяся в широко распространяющихся валах».

Если мы для проверки этих утверждений обратимся к Канадскому щиту и возьмем его историю, как она рисуется, например, в серии палеогеографических карт Шухерта (Schuchert, 1910, 1923), то мы увидим, что эта типичная глыба, или щит, в течение кембрия, силура, девона и карбона испытала ряд тех самых колебаний «между мелким морем и плоской сушей», которые ему несвойственны и представляют монополию «шельфа». Абсолютно невозможно утверждать, что отсутствовали такие колебания у Балтийского щита, когда, с одной стороны, его послекембрийская история из-за удаления огромных толщ пород при движении ледникового покрова нам по существу почти неизвестна и когда, с другой стороны, послетретичный период дает нам классический пример колебательных движений — сначала опускания, а затем поднятия Фенно-Скандии. В отношении стабильного шельфа, если типом его считать Русскую платформу, в приведенном определении очень наивно звучит утверждение о том, что покров осадочных пород может быть здесь «мощностью до 1000 м». Мы знаем, что буровая скважина в Москве в настоящий момент прошла почти 2000 м и

достигла лишь среднего девона; а ведь мощность древнего палеозоя, который может залегать ниже, здесь может быть не меньшей. А в таком случае, где же отличие в мощностях осадков от мобильного шельфа и т. д. и т. д.?

Обратимся теперь к существованию той терминологии, которой вслед за Бубновым пользуется В. А. Обручев и которую он предлагает принять нам, к пресловутым «шельфам». Мы самым категорическим образом будем упорствовать и в этой «ошибке», так как, с одной стороны, считаем этот термин совершенно неправильным, а с другой, думаем, что он вреден идеологически как чуждый нашей методологии.

Хорошо известно, что под именем шельфа в океанографии разумеют пологую часть склона, ведущего от материков к океаническим глубинам; следующая за этим крутая часть склона носит название континентального уступа, ступени и т. д. Итак, шельф — это начало перехода от континента к океану.

«Но к этому понятию, — говорит Бубнов, — можно подойти также и с исторической точки зрения, если принять во внимание, что береговая линия представляет собою нечто более или менее случайное, зависящее от имеющейся в данный момент тенденции эпигерогенических движений. В этом смысле шельфы представляют собой более или менее широкие окаймляющие полосы, которые лежат еще на доколе континента, но часто заливаются морем. В эпигерогеническом отношении они обнаруживают подобные маятнику колебания между плоской сушей и мелководным морем, а не ту единую тенденцию к постепенному подъему, как мы наблюдаем у глыб».

В. А. Обручев, как мы видели выше, определяет шельфы как элементы земной коры, «то опускающиеся, то поднимающиеся и представляющие то мелкоморье, то сушу». В наших геологических условиях шельфом Бубнов называет область, лежащую между глыбой или щитом и геосинклинальной областью. Это легко видеть из приведенных примеров. Таким образом в этой обстановке геосинклиналь как бы приравнивается океаническим бассейнам. Нетрудно видеть, что такое сопоставление по существу представляет верх нелепости. Мы знаем, что геосинклинальные области представляют особо подвижные, особенно резко меняющие свою структуру участки земной коры, колеблющиеся, как говорит Бубнов, «между глубоким морем и горами». К океаническим же бассейнам Бубнов относит «области преимущественно и, повидимому, перманентно глубокого положения с типичными глубоководными отложениями и поступлением основного «симатического» материала из глубин». Ясно, что океан в этом понимании представляет нечто коренным образом отличное от геосинклинали. Раз это так, то прилагать термин «шельф» к областям, лежащим между «глыбами» и геосинклиналями, нельзя.

Этого, однако, мало, и дело обстоит значительно хуже. Взявши термин «шельф» из океанографии и рассматривая океаны, а стало быть и континенты как нечто перманентное, мы неизбежно должны прийти к тому, что эпигерогенические движения шельфов заключаются в постоянных же колебаниях «между мелкоморьем и плоской сушей», как это и принимает В. А. Обручев. Такая точка зрения неприемлема для натуралиста вообще, а для советского геолога, стоящего на точке зрения диалектического материализма, в особенности. Мы знаем, что ничего вечного в природе нет, что все меняется и что мелкие изменения, накапливаясь, приводят к резкому качественному изменению объекта. Этот железный закон диалектического развития полностью, конечно, применим и к платформам.

Изучая геологическую историю такого «типичного стабильного шельфа», каким является Восточно-Европейская платформа, непредубежденный человек видит, что в платформенной стадии своего развития этот участок земной коры пережил многообразные и сложные изменения. Вместо

«колебаний между мелкоморьем и плоской суши» и пассивной реакции на идущее со стороны давление в виде образования пологих валов в Русской платформе вырабатываются выступы и очень глубокие — по нескольку тысяч метров — впадины; во впадинах совершаются пологие изгибы пластов, которые мы называем валами и рвами, и, наконец, некоторые из этих впадин, как Днепровско-Донецкая, с определенного момента приобретают свойства геосинклинали, в которой впоследствии развивается складчатость, появляются чуждые платформе геохимические процессы, вероятно связанные с интрузиями, и т. д. Аналогичные явления можно указать и в истории развития Северо-Американской докембрийской платформы. В других случаях, как это мы знаем из истории Гондваны, докембрийские «глыбы» превращаются в те самые океанические впадины, которые, по Бубнову, должны существовать перманентно. Какой же это шельф? Какое же это мелкоморье и плоская суша?

Отсутствие веры во все вечное, неизменяемое служит идеологической основой и еще одной нашей «ошибки», указываемой рецензией, — ошибки, которую разделяют с нами теперь почти все советские геологи. «Ошибка» эта заключается в том, что мы считаем складчатую структуру Прибайкальской части «древнего темени», созданной каледонскими, вернее, послесилурийскими, а не докембрийскими тектоническими процессами. В. А. Обручев в настоящее время значительно сокращает размеры «древнего темени».

«Теперь нельзя думать, — говорит он, — как принимал Зюсс, что это древнее темя представляло ядро, вокруг которого присоединением складчатых поясов разного возраста постепенно формировался материк Азии. Размеры этого темени также сокращены отнятием более молодых областей Восточного Забайкалья и Восточного Саяна, и роль его сведена к древней глыбе — одного из основных тектонических элементов мозаики земной коры, равноправной с шельфами (плитами) и геосинклиналями».

Далее В. А. Обручев пытается доказать это положение тем предположением, что на месте современного Западного Забайкалья, Байкальского и Патомско-Витимского нагорья в течение кембрия должна была существовать суша. К этой аргументации мы вернемся в дальнейшем, теперь же укажем только на то, как возникала в далеком прошлом идея «древнего темени», т. е. идея о существовании древнейшего континентального, не покрывавшегося никогда с докембрия морем и не подвергавшегося складчатости массива в Прибайкалье, Восточном Саяне и пр.

Один из пионеров геологического изучения Сибири, И. Д. Черский, полвека назад наблюдал, как древнепалеозойские отложения «Енисейско-Ленской плоской возвышенности» доходят до окраин горных сооружений Прибайкалья и Саяна, которые, по тогдашним представлениям, состояли только из докембрийских пород, и здесь выклиниваются и исчезают. Такие соотношения И. Д. Черский объяснил тем, что в рассматриваемой области до наших дней сохранились те соотношения рельефа, которые были в кембрии, что возвышенные области Саяна и Прибайкалья в седой древности служили пределом распространения кембрийского и силурийского морей, как они в настоящий момент служат пределом распространения оставленных этими морями отложений.

Эта идея, возникновение которой допустимо было полвека назад, очевидно, не может сохраняться в настоящий момент. Мы теперь очень хорошо знаем, что рельеф суши относительно очень молод. А в данном случае прошли сотни миллионов лет, успели возникнуть на месте бывшей суши огромные впадины Атлантического и Индийского океанов, воздвигались, срезались до степени равнины и вновь созидались огромные горные системы, а «древнее темя», бывшее берегом древнепалеозойских морей,

все попрехнему высится над осушившимся дном кембрийского моря! Кто этому из современных геологов поверит? Никто.

Мы теперь хорошо знаем, что устанавливать прежние береговые линии, особенно в складчатых областях, можно только геологическими методами путем иногда чрезвычайно долгих и больших усилий целых поколений геологов. И вот, когда в Прибайкалье пришли с более или менее подробными современным типа исследованиями М. М. Тетяев, Е. В. Павловский и др., быть может и красивая, но принципиально неверная легенда «древнего темени» тотчас же рухнула, так как в составе складчатых сооружений Прибайкалья обнаружен кембрий.

Переходим теперь к следующей «ошибке», допущенной нами, по мнению В. А. Обручева. Вопрос в данном случае идет о природе геосинклинальных областей и об источниках того обломочного материала, из которого создаются обломочные осадки в пределах этих геосинклинальных областей. Мы утверждаем, что обычно в основном обломочный материал происходит с тех возвышенных, горных массивов, которые возникают внутри геосинклинальных областей в начальные фазы складчатости и горообразования и составляют в виде геоантиклинальных гряд горных цепей и средних массивов столь же характерную черту геосинклинальных областей, как и сами геосинклинальные прогибы.

В. А. Обручев полагает, что обломочный материал поступает в геосинклинали со стороны древних платформенных массивов. Вот что он говорит по этому вопросу:

«Отметим еще некоторые тектонические положения авторов, с которыми никак нельзя согласиться. Они считают, что геосинклинали не могли получать материал для осадков, которые в них отлагались, с прилегающих платформ, так как последние частью представляли низкие равнины, частью же сами были затоплены морем. Этот материал доставляли возвышенности, возникавшие по окраинам геосинклиналей и внутри последних при горообразовательных движениях. Таким образом как бы получается питание геосинклиналей только материалом, который ранее в них же отложился, а затем подвергается размыву и переотложению в связи с движениями, создавшими первые высоты в пределах геосинклиналей. Это самопитание геосинклиналей такая же невозможность, как и *perpetuum mobile*, и совершенно ясно, что материал, постепенно заполняющий геосинклинали, должен был поступать со стороны как продукт размыва возвышенных участков суши, расположенных по соседству с геосинклиналью, но более древних, чем последняя. Высоты, возникшие в геосинклинали при горообразовании, конечно, также размывались, и их материал переотлагался, но это был тот же материал, принесенный ранее со стороны. Это ошибочное представление о питании геосинклиналей — прямой результат концепции, что основными тектоническими элементами являются только геосинклинали и платформы и что последние представляют изменности или мелкоморье и, следовательно, не могут давать материал для заполнения первых. Представляя себе земную поверхность прежних периодов в подобном до нельзя упрощенном виде, авторы совершенно забывают о принятом в геологии по почину Лайеля принципе актуализма. Нельзя сомневаться, что и в прежние периоды рельеф земной коры представлял такое же разнообразие, как в настоящее время, с горными цепями, плоскогорьями, низменностями, мелкими морями и глубокими океанами и что в геосинклинали материал доставлялся размывом прилежащих стран разной высоты, как доставляется и в наше время в глубокие впадины океанов и во все мелкие моря, среди которых часть несомненно представляет современные геосинклинали».

Приходится и на этот раз заявить, что я в своих «ошибках» буду упорствовать. В данном случае мне кажется, что мнение В. А. Обручева основано на том, что в понимании геосинклиналей он стоит на точке зрения, уже оставленной огромным большинством геологов, хотя в прошлом и достаточно распространенной.

Мы видели выше, что В. А. Обручев, следуя, по его словам, Бубнову, определяет «геосинклинали в качестве особо подвижных поясов с постоянной тенденцией к опусканию». Сравнивая с этой цитатой собственные слова

Бубнова, легко видеть, что последний в действительности стоит на совершенно иной точке зрения. В самом деле, на стр. 143 своей книги Бубнов (1934) говорит, что

«общепринятого определения геосинклинали до сих пор еще никем не сделано. Первоначальное определение, гласившее, что это области постоянного и интенсивного погружения, ни в коем случае не является удовлетворяющим. Колоссальная мощность осадочных пород далеко не всегда наблюдается в горах альпийского типа, а кроме того, как мы уже видели, отложения такой мощности имеются иногда и в неустойчивых шельфах, из которых все же не возникает гор альпийского типа. Устойчивая тенденция к погружению тоже не является безусловно достаточным признаком, так как мы знаем и в самих Альпах очень значительные провалы седиментации, т. е. относительные поднятия».

Собственное определение Бубнова сводится, как известно, к следующему (1934, стр. 159):

«Геосинклиналь — резкая подвижность, колебания между глубоким морем и горами. Более древние кристаллические породы нижней или глубинной структурной зоны редко могут быть указаны; вместо них выступают интрузии и излияния основного материала. Верхняя структурная зона бывает иногда мощной, но очень неустойчивой в смысле характера и фаций. Погружение часто опережает седиментацию. Диагенез часто доходит до метаморфизма и перекристаллизации. Тектоника очень интенсивная («альпийский» тип складчатости)».

Вполне очевидно, что определение это мало сходно с определением В. А. Обручева, хотя последний, по его словам, и следует в этом отношении Бубнову.

Изучение истории развития складчатых областей Советского Союза привело нас к убеждению в необходимости заменить обычное представление о геосинклиналях представлением о геосинклинальных областях, в которых наряду с отрицательными геосинклинальными элементами столь же важную роль играют и положительные — геантиклинальные. Наше понимание геосинклинальной области изложено в заключительной главе рецензированной В. А. Обручевым книги. Мы повторим его здесь.

«Под именем геосинклинальных областей разумеются такие участки земной коры, которым свойственна особенно сильная и многообразная подвижность. Колебательные вертикальные движения, обычно называемые эпйрогеническими, в этих областях имеют относительно очень большую скорость и амплитуду. Поднятия и опускания всей области сопровождаются раздроблением последней на отдельные глыбы, движущиеся с весьма различной быстротой и иногда в различных направлениях. Эти различия в движениях отдельных участков имеют следствием распадение геосинклинальных областей на ряд впадин (геосинклиналей) и поднятых глыб (геантиклиналей), что обуславливает возникновение резко выраженного рельефа поверхности, который является характерным для геосинклинальных областей. Особенно характерными для последних являются движения, обуславливающие возникновение складчатости в слагающих их породах. Геосинклинальным областям далее свойственно весьма широкое развитие вулканизма, проявляющегося как в эффузивной, так и в интрузивной формах. В связи с наличием резко выраженного рельефа (существованием горных массивов) отложение осадков во впадинах геосинклинальной области, будут ли они заняты морем или расположены на суше, совершается особенно интенсивно, и здесь накаплиются особенно мощные толщи осадочных пород».

Итак, кроме чередования областей отложения и областей сноса, откуда в основном первые получают накапливающийся в них обломочный материал, для геосинклинальных областей чрезвычайно характерна особенно многообразная и интенсивная вулканическая деятельность. Поэтому процесс образования осадков в пределах геосинклинальных областей идет отнюдь не только за счет переотложения ранее накопившихся в прогибах их осадочных пород, как это выходит по В. А. Обручеву, но и за счет, а вероятно и главным образом за счет ювенильного, если пользоваться терминологией Зюсса, материала — продуктов вулканической деятель-

ности, впервые из недр земли поднявшихся на ее поверхность и здесь перерабатываемых процессами выветривания и размывания. О каком же *perpetuum mobile* здесь может идти речь? О нем можно было бы говорить лишь в том случае, если принять то определение геосинклинали, какое предлагает В. А. Обручев, но мы, как уже было указано, стоим на существенно иной точке зрения.

Можно было бы предположить, что В. А. Обручев, приписывая ошибочно данное им определение геосинклинали Бубнову, просто смешал источники и придерживается первоначального смысла этого термина, предложенного Дана в 1873 г. для выражения понятий, введенных в американскую науку еще раньше — 80 лет назад Холлом (1857 г.) Авторы этих понятий под именем геосинклинали действительно разумели длительно углубляющийся прогиб в земной коре, заполняющийся очень мощными толщами осадков и после складчатости и поднятий дающий начало складчатым горным сооружениям. Правильно ли это предположение или неправильно, я не знаю, но во всяком случае понимание термина «геосинклиналь» В. А. Обручевым очень близко к пониманию его Дана. Казалось бы, приняв такое предположение, мы выходим из созданных противоречий и помогаем нашему оппоненту доказать ошибочность наших утверждений. Выходит, однако, совсем обратное, и на почве американского опыта В. А. Обручев терпит особенно глубокое поражение. А к американским геологам мы должны, особенно в разбираемых вопросах, прислушиваться, относящуюся сюда американскую литературу тщательно изучать, так как только в Северной Америке можно найти условия, близко напоминающие, но, однако, отнюдь не тождественные с условиями Восточно-Европейской или Сибирской платформы и прилегающих к ним складчатым горным сооружениям.

Если мы обратимся к многочисленным исследованиям по интересующему нас вопросу, сводка которых дана в известной работе Шухерта (Schuchert, 1923), реферированной у нас Н. М. Страховым (1924), то увидим, что североамериканские геологи должны были очень скоро отказаться от идеи поступания обломочного материала со стороны докембрийской Северо-Американской платформы, частью которой является Канадский щит. Для них было очевидно, что обломочный материал поступал в геосинклиналь Аппалачей с востока со стороны современного Атлантического океана, а в геосинклиналь Кордильеров — с запада, из области современного Тихого океана. Под влиянием этих наблюдений параллельно с учением о геосинклиналях росло учение о краевых массивах или бордерлэндах, составляющих с геосинклиналями единое тектоническое целое. Понятие бордерлэнда совершенно чуждо европейской геологии и у нас чрезвычайно мало известно.

Согласно воззрениям американских геологов геосинклиналь только с одной стороны ограничивается платформой типа Североамериканской. С другой стороны к ней примыкает бордерлэнд, представляющий длительно поднимающийся массив, сложенный древними породами. С этого краевого массива и получают геосинклинали отлагающийся в них обломочный материал. В настоящий момент бордерлэнды в Северной Америке почти полностью погрузились под уровень океанов или под осадки прибрежных равнин, и только в плато Пидмонт осталась на поверхности небольшая часть бордерлэнда Аппалачской геосинклинали.

Итак, американский опыт говорит против поступания обломочного материала со стороны древних платформ. Что касается доказательств в отношении Восточно-Европейской платформы и примыкающих к ней в палеозое, мезозое и кайнозое геосинклинальных областей, то их можно найти в моих сводных работах по геологии этих частей нашего Союза.

Что же представляют бордерлэнды, играющие такую исключительно важную роль в жизни геосинклиналей и возникающих из них складчатых сооружений, в переводе на обычный для нас европейский тектонический язык? Приходится признать, что американским геологам не удалось разрешить эту проблему, и произошло это по двум причинам: во-первых, потому что в Америке нет необходимых для этого природных условий, а во-вторых, потому, что нет необходимой научной методологии. Оба эти условия, по моему глубокому убеждению, имеются у нас в СССР.

Мне уже неоднократно приходилось указывать, что для решения геологических проблем территория СССР представляет такие благоприятные условия, которых нет ни в одной другой стране мира. У нас имеются две древние платформы — Восточно-Европейская и Сибирская — с разделяющей их палеозойской Урало-Сибирской складчатой системой, соответствующей бывшей здесь некогда геосинклинальной области. При таких условиях мы смело можем ставить и пытаться решать наиболее трудные общие геологические вопросы, разрешение которых по природным условиям недоступно американским геологам, не говоря уже о западноевропейских. К таким вопросам принадлежит и вопрос о бордерлэндах, так как бордерлэнды Урало-Тянь-шаньской верхнепалеозойской геосинклинали, с одной стороны, и Алтайской — с другой, должны лежать не под водами океана, как в Америке, а на суше, в пределах современной Урало-Сибирской плиты.

Что касается второй предпосылки, необходимой для решения интересующего нас действительно важнейшего основного вопроса о природе бордерлэндов, именно — научной методологии, то ее дает нам в руки теория диалектического материализма, которой в других странах геологи могут следовать только бессознательно.

Идеологическим препятствием к разрешению проблемы бордерлэндов для американских геологов послужил не океан как таковой, а та коренным образом ложная идея перманентности, извечности, неизменяемости океанов, о которой мы уже говорили выше. Эта идея исключает возможность того, чтобы в пределах современных океанов некогда помещались обширные геосинклинальные области, служившие продолжением геосинклиналей Кордильеров и Аппалачей, или ограничивающие их платформенные массивы. При этих условиях американские геологи, твердо установившие, что обломочный материал поступает в геосинклинали не с платформы Канадского щита, а откуда-то с противоположной стороны, неизбежно должны были прийти к очень для нас странной теории бордерлэндов как относительно узких поднимающихся массивов, расположенных между геосинклиналями и океаном.

В нашей работе мы пытались показать, что области сноса в виде обширных гористых массивов неизбежно возникают в процессе развития геосинклинальных областей в средних частях последней. Впоследствии, в эпохи складчатости, эти массивы превращаются в те срединные массы, те *Zwischengebirge*, которые уже давно были известны нам по истории развития альпийской складчатой системы в Европе и Азии. Легко видеть, что по своему положению эти массивы вполне соответствуют бордерлэндам американцев: они расположены между двумя ветвями геосинклинальной области и по отношению к каждой из этих ветвей располагаются со стороны, противоположной платформе. На континенте Северной Америки сохранились с каждой стороны по одной из таких ветвей и небольшой кусок бордерлэнда Аппалачии. Этот бордерлэнд, или срединный массив, возник в каледонский период складчатости.

Не подлежит сомнению, что обширный участок возвышенной, гористой суши существовал в нижнекембрийское время и во внутренних частях геосинклинальной области, располагавшейся на месте современного Прибайкалья, Забайкалья и пр., и что с него в геосинклинальные впадины поступал обломочный материал. На палеогеографической карте среднекембрийской эпохи, когда эта суша покрылась водами трансгрессировавшего моря, у нас этот участок совершенно четко выделен. Если это так, то совершенно непонятно, почему В. А. Обручев подробно доказывает это, как если бы мы отрицали наличие этого срединного массива.

Расхождение у нас существует лишь по вопросу о возможности существования древнего массива непосредственно в Прибайкалье и Западном Забайкалье, где наличие нижнекембрийских отложений достаточно доказано исследованиями Е. В. Павловского. В отношении этого района мы, конечно, согласиться с В. А. Обручевым не можем. Приходится подчеркнуть, разумеется, что рассматриваемый срединный массив ничего общего не имеет с «древним теменем Азии».

Нетрудно видеть, что В. А. Обручев, доказывая, что обломочный материал в кембрии поступал в Прибайкалье и далее на север из-за Забайкалья, в сущности доказывает то наше положение о поступании обломочного материала из внутренних частей геосинклинальных областей, против которого он возражает.

В числе аргументов, которые приводит В. А. Обручев для доказательства того, что геосинклинальные области получают материал для отлагающихся в их пределах обломочных осадков со стороны древних платформенных массивов, находится, как мы видели выше, ссылка на современные условия, на принцип актуализма. Смеею заверить В. А. Обручева, что на эту сторону дела мною обращалось весьма большое внимание и из изучения осадков современных геосинклинальных бассейнов мы в значительной мере и исходим в своих заключениях. Всякому интересующемуся этим вопросом можно рекомендовать прочесть ту работу по осадкам и истории развития Черного моря, которую я недавно опубликовал совместно с Н. М. Страховым (Архангельский и Страхов, 1938). Приведенные там факты не оставляют сомнений в том, что со стороны Восточно-Европейской платформы Черное море получает минимум обломочного материала и что он заимствуется главным образом со стороны Кавказа и Крыма.

Таким образом и здесь принос обломочного материала идет из молодых гор, возникших в предшествующий геологический момент в пределах той самой геосинклинальной области, в которой лежит и геосинклинальный бассейн Черного моря. Вполне очевидно, что то же самое имеет место и в области Средиземного моря, которое почти со всех сторон окружено молодыми складчатыми горными сооружениями. Легко видеть далее, что в современной геосинклинальной области Центральной Америки гористые Антильские острова играют роль срединных массивов геосинклинальных областей прошлого и что аналогичная роль принадлежит молодым островным дугам в краевых геосинклинальных областях востока Азии и севера Австралии. Здесь они чрезвычайно напоминают настоящие бордерлэнды, но отнюдь, конечно, не тождественны с древними, перманентно поднимающимися краевыми континентальными массивами американских геологов.

Переходим теперь к последней из крупных наших «ошибок» — к нашей методике составления тектонических карт. Приходится и в этом случае заявить, что в этой «ошибке» мы будем упорствовать, исходя и в данном случае из достаточно важных принципиальных соображений. Принятию того способа обозначений, который, по справедливому замечанию

В. А. Обручева, введен мной и Н. С. Шатским в 1932 г. в науку впервые, предшествовала немалая методическая работа. Немало было приложено усилий к усовершенствованию этого метода и в 1937 г., но продвинуться вперед здесь удалось мало: для этого требуется гораздо более крупный масштаб карт, нежели тот, с которым нам пришлось иметь дело.

В основу построения наших тектонических карт положен тот основной принцип диалектического мышления, который требует рассматривать всякое явление, всякий предмет в его историческом развитии.

«В противоположность метафизике диалектика рассматривает природу не как состояние покоя и неподвижности, застоя и неизменяемости, а как состояние непрерывного движения и изменения, непрерывного обновления и развития, где всегда что-то возникает и развивается, что-то разрушается и отживает свой век.

«Поэтому диалектический метод требует, чтобы явления рассматривались не только с точки зрения их взаимной связи и обусловленности, но и с точки зрения их движения, их изменения, их развития, с точки зрения возникновения и отмирания»¹.

Выбирая момент исторического развития современной геологической структуры, который прежде всего и наиболее резко должен быть изображен на такой карте, мы в согласии с большинством геологов признали, что таким моментом должен быть момент наиболее глубокого, качественного изменения структуры; таким моментом является для каждого участка земной коры эпоха последней интенсивной геосинклинальной складчатости, после которой геосинклиналь, утрачивая свои свойства, перерождается в платформу.

Этот момент, определяющий так называемый возраст складчатости на том или ином участке земной коры, должен быть отмечен на тектонической схеме самого малого масштаба, что почти на всех новейших тектонических картах и имеет место.

Большинство геологов указанием возраста складчатости и простираний и ограничивается. Предполагается, очевидно, что с момента складчатости область присоединяется к глыбам или шельфам, около которых эта складчатость происходила, и никаких заслуживающих быть отмеченными на тектонических картах событий здесь не происходит — лишь колебания или перманентный подъем. В действительности это не так.

В платформенной фазе своего развития земная кора претерпевает сложную серию изменений, о которых уже говорилось выше, и изменения эти как в теоретическом, так и в практическом отношении представляют не меньший интерес, нежели складчатость. Они выражаются прежде всего в том, что страна утрачивает свой горный рельеф, складчатые сооружения покрываются большей или меньшей толщей горизонтальных пород и т. д. Изображения этого важнейшего процесса, по нашему мнению, также должны быть на каждой тектонической карте малого масштаба.

Третьим обязательным элементом таких карт должны быть основные простирания главной складчатости. Прочие из применяемых нами обозначений могут быть или не быть на картах, главным образом в зависимости от масштаба последних и от степени изученности области; сюда относятся указания складчатости, которая предшествовала главной складчатости того или другого района, а также дислокаций, которые имели место в данном районе после основной складчатости и более или менее изменили созданную последней структуру.

¹ Краткий курс истории Всесоюзной Коммунистической партии (большевиков), стр. 101.

Я нахожу полезным повторить здесь те объяснения к легенде карты, которые были даны мной и Н. С. Шатским, когда составлялась первая из опубликованных нами карт (Архангельский и Шатский, 1933).

«Наша карта, подобно картам Д. В. Наливкина и М. М. Тетяева, имеет в виду прежде всего подразделение территории СССР на области, отличающиеся друг от друга по возрасту той складчатости, после которой соответствующие участки земной коры утрачивали свойства геосинклинали и приобретали свойства плит. Мы думаем, что существующий материал достаточен для выделения шести групп складчатости: 1) древней докембрийской; 2) новой докембрийской, которая выделяется условно в Сибири; 3) каледонской; 4) вариспийской, или герципской; 5) мезозойской и 6) альпийской.

«В отличие от Тетяева и Наливкина мы во всех тех случаях, в которых это по состоянию фактического материала и по масштабу карты представлялось возможным, указываем основные простирания складчатости. Ограничиться этим нам, однако, казалось нерациональным, и мы пытались изобразить на карте те главнейшие структурные единицы второго порядка, которые возникли в пределах основных складчатых сооружений, превратившихся в плиты, под влиянием последующих движений эпейрогенетического характера. В результате этих движений некоторые участки плиты претерпевают погружения, и древние складчатые породы опускаются в их пределах на очень большую глубину под мощный покров более молодых ненарушенных пород, в то время как в других участках этот складчатый фундамент платформы залегает непосредственно на поверхности или на относительно небольшой глубине. Районы, в которых имеет место такое поверхностное залегание древнего складчатого фундамента, мы называем выступами последнего, а районы опусканий его — впадинами; в пределах выступов мы различаем области, где фундамент выходит непосредственно на поверхность от областей, в которых он скрыт на относительно небольшой глубине под более новыми породами. Необходимо подчеркнуть, что указанные термины являются тектоническими, а не чисто морфологическими, и понятия о впадинах и выступах включают в себя представление о медленных вертикальных движениях данных участков земной коры.

«Введением указанных сейчас обозначений обеспечивается передача основных моментов тектонической истории области в платформенной фазе ее развития, — моментов, представляющих первостепенный научный и практический интерес. В высшей степени важным с обеих указанных сейчас точек зрения представляется также изображение на карте основных моментов тектонической истории области, предшествовавшей последней интенсивной складчатости. В связи с этим мы всюду, где это оказалось возможным, пытались указать наличие в пределах складчатых сооружений следов более древней складчатости. При наличии тесной связи между складчатостью и интрузивными магмы тектоническая карта, на которой нанесены главнейшие фазы складчатости, даст важные указания и на магматическую историю страны, а стало быть, и на историю металлогении последней».

Упомянутая выше первая из наших тектонических карт СССР опубликована была в 1933 г. Чрезвычайно характерно, что в этом году в путеводителе XVI Международного геологического конгресса была напечатана тектоническая карточка США, составленная Кингом в отношении докембрийской платформы Северной Америки по совершенно тому же принципу, как у нас. Кинг (King, 1933) указывает: 1) выходы докембрийского фундамента на поверхность, 2) близкое к поверхности и 3) неглубокое, 4) глубокое залегание его. Участки с близким к поверхности и неглубоким залеганием докембрия Кинг обозначает как положительные, а с глубоким — как отрицательные. Раньше, в 1923 г., и я пользовался такими обозначениями. Факт этот, конечно, очень показателен.

Из всего вышесказанного с очевидностью вытекает, что изображение на тектонических схемах цитов, впадин, валов и прочих второстепенных подразделений мы считаем совершенно необходимым, исходя из совершенно определенных принципиальных соображений. Поэтому приведенные выше слова В. А. Обручева о том, что мы были «вынуждены» их выделять на приложенной к карте восковке, можно объяснить только недостаточным внимательным чтением нашей книги и других относящихся сюда источников.

Что же говорит В. А. Обручев по поводу нашей методики составления тектонических схем? Описавши наши обозначения, он пишет:

«Принцип показания глубины залегания более древнего складчатого фундамента, а также районов, в которых складчатость данного возраста переработана позднейшими движениями, введен авторами этой карты, насколько я знаю, впервые. Но целесообразность его кажется мне спорной. Мы и так знаем, что под складчатыми системами или нарушенными пластами данного возраста на той или другой глубине залегает более древний складчатый фундамент и что складки известного возраста при позднейших движениях земной коры подвергаются переработке в той или другой степени. Что даст показание залегания более древнего фундамента на малой или на большой глубине? Только то, что, при наличии в этом фундаменте месторождений ценных полезных ископаемых, они в случае малой глубины могут быть достигнуты. Но тогда нужно определять точнее размеры этой глубины, что без специального бурения в большинстве случаев невозможно».

Я думаю, что для всякого после того, что было сказано выше, ясно, как глубоко ошибочно это мнение.

Далее В. А. Обручев отмечает, что в отношении Восточно-Европейской впадины наша карта, вскрывая структуру докембрийского складчатого фундамента этой области, не дает ни малейшего представления «о строении покрова из палеозоя, древнего и верхнего мезозоя и третичных отложений, развитого на большей части покрова и также подвергшегося некоторой складчатости». Приходится отметить, что в данном случае В. А. Обручев неправ. Во-первых, карта дает совершенно определенное указание на крупнейшие элементы залегания осадочных пород, определяемые выступами и впадинами докембрийского фундамента, а во-вторых, для показания тех деталей залегания пород покрова, которых из-за обилия других знаков на карте показать на ней нельзя было, мы пользуемся другой картой, приведенной на рис. 23; указание на это рецензент мог бы найти при внимательном чтении на стр. 47 нашей книги.

В замечаниях о карте Сибирской платформы В. А. Обручев делает ряд указаний, вскрывающих неожиданно еще одно крупнейшее наше разногласие с ним по вопросу о методике составления тектонических схем. Он указывает, что в Енисейском кряже, Байкальском нагорье, Забайкалье и Ленском золотоносном районе, которые лежат, по нашим представлениям, внутри области каледонской складчатости, а также на Таймырском полуострове, входящем в состав герцинской складчатой области, мы не указали докембрийской складчатости и ее простираний, хотя докембрий выходит здесь на поверхность.

Сделали мы это, конечно, совершенно сознательно, так как мы указываем, согласно предыдущему, возраст последней интенсивной геосинклинальной складчатости, которую пережила данная область. Следы более древних тектонических движений на разбираемой карте мы вовсе не показали, так как этот вопрос для значительной части охватываемой ею области в настоящий момент разрешен быть еще не может. Такая попытка была сделана нами для тектонической схемы СССР, опубликованной в 1933 г., но и на ней докембрийская складчатость в пределах более молодых складчатых сооружений не выделена. Не сделано это по очень легко понятным причинам: докембрийская складчатость, архейская или протерозойская, имеется везде, и потому указывать ее в пределах более молодых складчатых областей совершенно излишне.

Разногласие в данном случае, однако, вовсе не в указании на наличие складкообразовательных процессов докембрийского возраста, которое, повторяю, пришлось бы делать для любой складчатой области, а в выделении на тектонической карте выходов складчатых докембрийских пород на поверхность. С этим я решительно не могу согласиться. Это дело геоло-

гической, а не тектонической карты. Изучая карты, составленные самим В. А. Обручевым, можно убедиться, что последний, хотя и не вполне последовательно, поступает согласно тем указаниям, которые сделаны в рецензии. Если это провести совершенно последовательно, то карта получит совершенно иной смысл, нежели придадут ей обычно геологи. Это будет карта, указывающая, где породы того или иного возраста подверглись складчатости. Соответствующие знаки карты придется обозначить не как «докембрийская, каледонская, герцинская и т. д. складчатость», а как «складчатость в докембрийских, древнепалеозойских, новопалеозойских и т. д. породах». На это мы, конечно, согласиться не можем; здесь смешиваются совсем различные принципы. Выходы докембрийских и любых других складчатых пород в пределах более молодых складчатых сооружений должны закрашиваться краской последних.

Подводя итоги сказанному о карте, В. А. Обручев делает такой вывод:

«Я полагаю, что тектоническая карта была бы более поучительна, если бы на ней разными цветами были показаны глыбы (щиты), шельфы (плиты) и геосинклинали, а разной штриховкой — простирания складок различного возраста и переработка более древней складчатости молодыми движениями».

После всего сказанного выше легко будет понять, что такое предложение для меня является неприемлемым. Нетрудно между прочим видеть, что щиты, под которыми подразумеваются выходы на поверхность докембрийских платформ, на наших картах и так выделяются. Тем самым, конечно, выделяются и шельфы, если кто желает пользоваться этим понятием. Что касается геосинклиналей, то для меня не ясно, о каких геосинклиналях говорит В. А. Обручев. Если о геосинклиналях минувших геологических эпох, то на тектонических картах их вообще показать нельзя, так как они частью исчезли, превратившись в складчатые сооружения, частью перекрылись геосинклиналями более молодыми. Это задача палеогеографических карт. Если дело идет о современных геосинклиналях, то хорошо ведь известно, что вопрос о них принадлежит к числу наиболее спорных вопросов геологии: некоторые геологи думают, что в настоящий момент геосинклиналей вовсе не существует, другие, в том числе и автор этой статьи, наоборот, полагают, что в современной структуре земной коры геосинклинальные области играют очень большую роль. Поскольку это вопрос весьма дискуссионный, указывать их на обычных тектонических схемах, отображающих нечто более или менее установившееся в науке, конечно, невозможно.

На этом и кончаются наши принципиальные разногласия с В. А. Обручевым, поскольку они выявились из его рецензии. Остальные его замечания обсуждению едва ли подлежат. Рекомендовать нам иной, больший объем книги и иной метод изложения или приведение тех, а не иных рисунков довольно трудно, если мы для решения поставленных нами задач считаем наиболее подходящим то, что мы выбрали, а с задачами, выдвигаемыми рецензентом, не соглашаемся.

В заключение позволю себе отметить еще одно обстоятельство. В. А. Обручев рассматривает нашу книгу просто как «новую сводку геологического строения и геологической истории СССР». Как таковую он ее, несмотря на — с его точки зрения — недостатки книги, готов приветствовать. «Эта сводка, — говорит он, — нужна была всем как молодым советским геологам, в настоящее время весьма многочисленным, так и заграничным, посетившим Союз по случаю XVII Международного геологического конгресса, состоявшегося летом 1937 г. в Москве».

Я позволю себе указать, что значение книги заключается не в одном том, что она является новой сводкой по геологии СССР. Во-первых, чего

В. А. Обручев, к сожалению, не говорит, она является первой работой дающей очерк геологической структуры и геологической истории СССР в целом. Во-вторых, и я это считаю не менее важным, эта работа пытается вскрыть ряд общих закономерностей процесса развития геологической структуры Евразии, которые можно установить на основе изучения нашего советского геологического материала. До сих пор все мы воспитывались на идеях, созданных почти исключительно в Западной Европе и главным образом в Германии; значительно меньшим было влияние американских геологов. За последние 10—15 лет влияние немецких авторов, особенно Штилле, у нас стало исключительно большим; схемам названного немецкого ученого следуют безоговорочно. Я утверждаю, как уже отмечалось выше, что советские геологи имеют в своем распоряжении такой фактический материал и общие возможности научного исследования, как нет у геологов любой другой страны, и что мы должны начать пересмотр многих из существующих теорий и пытаться разработать свои собственные. В рассматриваемой книге и делается попытка кое-что сделать в это направлении. Часть положений, которые там развиваются, уже разбиралась выше. Я позволю себе указать В. А. Обручеву на некоторые другие наши выводы, резко противоречащие общепринятым взглядам и особенно штиллизму, если так можно выразиться; выводы эти находятся в той части книги, которой В. А. Обручев в своей рецензии не касался. Наиболее важным из них является утверждение, что тектонические циклы с их колебательными движениями, влекущими за собой трансгрессии и регрессии с их складчатостью, интрузиями и т. д., распространяются не на всю земную поверхность, но ограничиваются определенными крупными участками земной коры. Вывод этот влечет за собой такое количество неожиданных следствий, столь глубоко переворачивает все привычные наши установившиеся представления, что заслуживает особого внимания, специальных исследований и специальной дискуссии.

Если это справедливо, то нам не легко будет согласиться и с конечным выводом рецензента о том, что наша сводка очень полезна только для наших молодых геологов и иностранцев. Уже один факт дискуссии, которая начата рассматриваемой рецензией между В. А. Обручевым и мной коснулась ряда основных вопросов нашей науки, говорит совсем о другом.

Институт геологических наук
Академии Наук СССР

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Архангельский А. Д. и Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. Бюл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1933, 11, № 4.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Мещнер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.—Л., изд. Акад. Наук СССР, 1931.
- Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., изд. Акад. Наук СССР, 1938.
- Бубнов С. Основные проблемы геологии. М., Госгоргеолнефтеиздат, 1934.
- Обручев В. А. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Критика и библиография. Вестн. Акад. Наук СССР, 1938, № 6.
- Страхов Н. М. Тектонические идеи Шухерта. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1924.
- K i n g Ph. An outline of the structural geology of the United States. Intern. Geol. Congr. XVI session, Guidbook 28, 1933.
- S c h u c h e r t Ch. Paleogeography of North America. Bull. Geol. Soc. Amer., 1910, 21.
- S c h u c h e r t Ch. North American geosynclines. Bull. Geol. Soc. Amer. 1923, 34.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ СССР¹

Настоящий доклад является кратким изложением коллективной работы, которая проделана была в Геологическом институте Академии Наук и напечатана на русском языке в изданиях Академии (Архангельский и др., 1937). Главными участниками этой работы являются автор доклада, которому принадлежит описание западной части СССР и все обобщения, и Н. С. Шатский, давший описание территории, расположенной восточнее Енисея.

Не имея возможности подробно останавливаться на истории геологического изучения СССР, я ограничусь в этом отношении лишь упоминанием о некоторых важнейших работах.

Общая картина геологического строения и геологической истории европейской части СССР была выяснена главным образом работами А. П. Карпинского и А. Д. Архангельского (Архангельский, 1923, 1934; Борисяк, 1923; Карпинский, 1919). Необходимо также отметить работы Ф. Н. Чернышева (1915) и Д. Н. Соболева (1926), взгляды которых на структуру Восточно-Европейской платформы существенно разнятся от взглядов двух ранее упомянутых авторов. В отношении геологической структуры и истории развития Сибири существуют, как известно, две основных точки зрения. Одна из них, предложенная И. Д. Черским (1886), была впоследствии особенно подробно разработана Э. Зюссом (Suess, 1901—1909) и В. А. Обручевым (1927, 1935). Вторая точка зрения, пользующаяся в настоящий момент почти общим признанием, была выдвинута Делоне (De Launay, 1913) и особенно развита в дальнейшем А. А. Борисяком (1923) и Н. С. Шатским (1932).

І. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА СССР

ОБЛАСТЬ ДОКЕМБРИЙСКОЙ И ДРЕВНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Древнейшими структурными элементами советской территории являются Восточно-Европейская или Русская и Сибирская платформы (плиты).

Под именем Восточно-Европейской платформы обычно понимают равнинную область, на востоке ограниченную Уралом, а на юге — Крымскими, Кавказскими и Карпатскими горами; на северо-западе к платформе принадлежит область Балтийского докембрийского щита, а на юго-востоке ее продолжением принято считать область пустынного плато Устюрт и

¹ Доклад на XVII сессии Международного геологического конгресса. М., 1937.—
Ред.

пустыню Кара-кум. Понимаемая в таком объеме платформа Восточной Европы представляет очень сложное геологическое сооружение.

В северных и средних частях ее под покровом горизонтальных или слабо дислоцированных палеозойских и более молодых осадочных пород залегают сильно метаморфизованные и дислоцированные докембрийские породы. Этот докембрийский фундамент платформы на юго-западе распространяется до нижнего течения Днепра и побережья Азовского моря. На юго-востоке южной границей его является, повидимому, линия, идущая от северо-восточного угла Донецкого бассейна к устьям Волги и Эмбы и далее к южной оконечности Мугоджар. Южнее этой линии складчатый фундамент платформы состоит из палеозойских и мезозойских отложений. Не исключена возможность, что в восточных, прилегающих к Уралу, частях платформы фундамент слагается не докембрийскими, а кембрийскими породами.

Складчатый фундамент платформы залегает на различной абсолютной высоте и в одних местах выходит на поверхность, а в других располагается на очень большой глубине, под покровом недислоцированных осадочных пород. Области выхода докембрия на поверхность известны под именем щитов или глыб; в русской литературе их обычно называют выступами фундамента. Области, в которых докембрий залегает глубоко под мощной толщей более молодых пород, известны под именем впадин фундамента.

О тектонике докембрийского фундамента интересные сведения дают систематические магнитометрические исследования последних лет. Они указывают на существование в восточной части платформы очень древнего архейского массива, породы которого образуют складки восточно-северо-восточного простирания. В юго-западной части платформы намечается существование еще двух меньших архейских массивов, также имеющих почти широтное направление складчатости. Более молодая докембрийская складчатость имела в основном меридиональное направление.

На выступах докембрийского фундамента покрывающие последние осадочные породы залегают очень покойно; здесь изредка встречаются только очень пологие изгибы пластов. В области впадин, наоборот, имеют место довольно многочисленные дислокации. В пределах Днепровско-Донецкой впадины располагается сложно дислоцированный Донецкий бассейн, а на его продолжении на западо-северо-запад недавно обнаружены соляные купола. Сложная система дислокаций имеется в пределах Восточно-Русской впадины. В южной части ее, известной под именем Прикаспийской впадины, располагается огромное количество соляных куполов. По правобережью Волги, в пределах Сталинградского и Саратовского краев, развиты очень широкие, но резкие несимметричные антиклинальные складки, образующие систему Доно-медведицких складок. Севернее последней располагаются широкие куполообразные поднятия, частично разорванные сбросами (сброс Жигулей), и длинные весьма пологие и широкие антиклиналеподобные складки, известные в русской литературе под именем валов. Эта меридиональная система поднятий оканчивается на севере Тиманом, который состоит из пологих складок девона, карбона и перми, осложненных по западному склону хребта сбросами. Последние выводят на поверхность очень сильно дислоцированные докембрийские или древнепалеозойские сланцы, подстилающие девонские породы.

Вторая древняя платформа, Сибирская, имеет не менее сложное строение, чем Русская; складчатый фундамент здесь образован не только докембрийскими, но и древнепалеозойскими породами.

В пределах платформы различают два выступа или щита докембрийских, архейских пород — Анабарский и Алданский; архейские породы прикрыты здесь непосредственно кембрийскими отложениями, залегаю-

щими очень спокойно. К югу и западу от Алданского щита располагается обширная страна, также сложенная главным образом докембрийскими породами, но резко отличающаяся от двух предыдущих щитов в том отношении, что здесь, кроме архейских, развита еще очень мощная толща более молодых метаморфических пород, принадлежащих к протерозою. Вторым отличием этого района является энергичная дислокация нижнекембрийских отложений. Это показывает, что складчатость рассматриваемой области сложилась в окончательной форме в палеозойское время. Второй выход на поверхность того же протерозойского комплекса пород находится на правом берегу Енисея в так называемом Енисейском горсте.

Между Восточным Саяном и Енисейским горстом, с одной стороны, и вдоль верхнего течения р. Лены — с другой, располагается широкая полоса кембрийских и силурийских пород, которые часто образуют довольно резкие и мощные складки. Область эта рассматривается как краевая полоса только что описанного района древнепалеозойской складчатой зоны.

Описанные выступы складчатого фундамента платформы подразделяются и окаймляются обширными впадинами, в которых фундамент залегает на большой глубине и которые выполнены горизонтальными или слабо дислоцированными верхнепалеозойскими и мезозойскими породами. Расположение и названия этих впадин указаны на тектонической карте (табл. I).

Кроме двух описанных обширных древних платформ, на северо-востоке Сибири существует, повидимому, еще один платформенный массив с докембрийским складчатым фундаментом, получивший название платформы островов де-Лонга. На наличие его указывает то обстоятельство, что кембрийские отложения здесь залегают или совершенно горизонтально или же очень слабо дислоцированы.

К югу от границ СССР, в пределах Китая, как известно, располагаются еще докембрийские платформы Китайского щита и Ордоса, а также гипотетическая Таримская глыба, а на крайнем юге Азии — в Аравии и Индостане — уцелевшие от опусканий обломки огромного южного докембрийского платформенного массива — Гондваны.

ОБЛАСТЬ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Между Русской и Сибирской платформами располагается область, в которой образование складчатой структуры закончилось в основном в верхнепалеозойское время; область эта получила название Урало-Сибирской палеозойской платформы. Складчатый фундамент ее выходит на поверхность на Урале, острове Вайгач, Новой Земле, на полуострове Таймыр, в Центральном Казахстане, на Алтае. Большая часть области представляет низменную равнину, покрытую горизонтальными слоями третичных и четвертичных пород (Западно-Сибирская низменность) и аналогичную впадинам описанных древних платформ.

Простирание складок в выступах палеозойского фундамента страны в общем следует очертаниям прилегающих древних платформ: на Новой Земле и на Таймырском полуострове они направлены на востоко-северо-восток, а на Урале и в северных частях Центрального Казахстана преобладают меридиональные направления складок. Гравиметрические данные показывают, что к югу от видимого окончания Урала, т. е. южнее Мугоджар, складки уральской системы, обходя юго-восточный край Русской платформы, получают юго-западное простирание и направляются на соединение со складчатостью Донецкого бассейна.

Против юго-западного угла Сибирской платформы, на Алтае, в южных частях Центрального Казахстана и в Тянь-Шане складки образуют огромные дуги, выпуклые к юго-западу. Южные ветви этих дуг составляют единое целое со складчатостью Тянь-Шаня. Продолжаясь к востоку от советских границ в пределы Центральной Азии, эта система широтных складчатых сооружений окаймляет Сибирскую платформу с юга. На Дальнем Востоке верхнепалеозойская складчатость постепенно замещается мезозойской. Западные отроги Тянь-Шаня, образуя характерные виргации, в большинстве своем довольно быстро затухают, но южные члены системы прослеживаются непосредственно до Аму-дарьи (хребет Султан-Уиз-даг). Гравиметрические исследования показывают, что под покровом более молодых, недислоцированных пород складки южного Тянь-Шаня доходят до Каспийского моря, примыкая здесь к урало-донецкой дуге.

Складчатая структура рассматриваемой области сформировалась в несколько приемов. Если не принимать во внимание докембрийские породы, то древнейшие следы складчатых процессов здесь относятся к верхнему кембрию или к границе кембрия и силура. Чрезвычайно отчетливы в северных хребтах Тянь-Шаня и в Центральном Казахстане следы каледонской складчатости, — девонские и каменноугольные породы дислоцированы здесь значительно слабее, нежели силурийские и более древние отложения. На Урале и в южных частях Тянь-Шаня достоверных следов каледонской складчатости не имеется. Характер и время образования верхнепалеозойских, или герцинских складок в различных частях рассматриваемой области различны. В средних частях ее, в Центральном Казахстане и северном Тянь-Шане складки девонских и каменноугольных пород обычно широки и пологи; то же наблюдается местами и на восточном склоне Южного Урала. На остальном Урале, в южном Тянь-Шане и на Алтае, т. е. по окраинам рассматриваемой области, складчатость верхнего палеозоя весьма интенсивна. Эпоху образования герцинских складок в Центральном Казахстане определить точно еще нельзя. На западном склоне Урала наиболее энергичные, горообразовательные движения происходили, по видимому, в нижнепермское время, а на Алтае возможно даже еще позднее, в триасе. Юрские породы, как на восточном склоне Урала, так и в Центральном Казахстане, также местами образуют пологие складки. В Тянь-Шане не только мезозойские, но и кайнозойские отложения образуют складки; дислокация эта бывает очень резкой по краям палеозойских массивов, но вдали от них молодые породы обычно залегают спокойно.

ОБЛАСТЬ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Складчатые сооружения мезозойского возраста в западной части СССР имеют небольшое распространение.

В конце мелового периода закончилось формирование складок Донецкого бассейна, начало образования которых относится еще к карбону. Далее к мезозою приурочивается образование складок на полуострове Мангышлак и южнее по восточному побережью Каспийского моря; наиболее энергичное складкообразование падает здесь на границу триаса и юры (древне-киммерийская фаза складчатости).

Выше уже было упомянуто, что следы мезозойской складчатости нередко встречаются и в районе верхнепалеозойских складчатых сооружений как в пределах СССР, так и за его границами. Они делаются все более и более многочисленными и резкими по мере движения на восток, к Тихому океану, где верхнепалеозойские складчатые сооружения постепенно замещаются мезозойскими:

Побережье Тихого океана сопровождается широкой полосой складок, образовавшихся в мезозое. Здесь в пределах СССР можно выделить три главных района: Верхоянско-Колымскую складчатую область, Монголо-Охотский пояс и Приморский край.

Средняя часть Верхоянско-Колымской области занята так называемой Юагирско-Алазейской глыбой; последняя состоит преимущественно из сложно дислоцированных палеозойских пород. Мезозойские отложения имеют здесь малую мощность и относительно слабо дислоцированы. Как к югу, так и к северу от «Юагирско-Алазейской глыбы» мезозойские породы до нижнемеловых включительно претерпели сложную складчатость. Наиболее энергичные горообразовательные движения происходили здесь, повидимому, в конце юрского и во второй половине мелового времени. Весьма отчетливо выражена в Верхоянско-Колымской области, кроме того, древняя, каледонская складчатость; наоборот, следы герцинских горообразовательных движений проявляются очень слабо. Необходимо подчеркнуть, что широко распространенные здесь верхне-каменноугольные и пермские породы дислоцированы согласно с мезозойскими и образуют вместе с триасовыми единую трудно расчленяемую толщу.

Мезозойская складчатая область Монголо-Охотского пояса и Приморья во многих отношениях близко напоминает верхоянскую. Здесь, как и там, наряду с участками, в которых мезозойские отложения развиты полно и мощно и сильно дислоцированы, существуют районы, где серия мезозойских пород сильно сокращена и где дислоцированность их гораздо слабее (бассейн Бурей и Зея, Алгачинский район восточного Забайкалья); встречаются также и обширные участки древнего фундамента, не вполне переработанные мезозойской складчатостью, как центральная часть Сихотэ-Алиня, область верхнего течения Амура, Удский край. Широкое развитие этих островов палеозоя представляет характерное отличие рассматриваемой и Верхоянской областей и объясняется близостью области верхнепалеозойской складчатости.

Пермские отложения и здесь дислоцированы согласно с мезозоем; простираясь складок, которые образуют пермские и мезозойские породы в Восточном Забайкалье, пересекают под большим углом простираясь герцинских складок, образуемых нижнекаменноугольными отложениями.

ОБЛАСТЬ ТРЕТИЧНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Складчатые сооружения третичного возраста тянутся узкой полосой вдоль южной границы СССР от Крыма на западе до Заалайского хребта и Памира на востоке; кроме того, полоса третичной складчатости сопровождается на северо-востоке Азии побережье Тихого океана.

В горах южного Крыма нижние части мезозойских пород, триас, нижняя и средняя юра смяты в сложные складки, в то время как верхнеюрские и нижнемеловые породы образуют лишь относительно пологие и широкие изгибы.

На Кавказе необходимо различать Главный Кавказский хребет, расположенную южнее его Курино-Рионскую депрессию и Малый Кавказ. Горные хребты слагаются мощной толщей сильно дислоцированных пород, начиная от докембрийских и кончая верхнеплиоценовыми. Ряд угловых несогласий показывает, что складкообразующие движения имели место на Кавказе в каледонское, герцинское, киммерийское и альпийское время и закончились лишь в начале четвертичного периода. Не останавливаясь на описании других особенностей структуры Кавказа, мы должны отметить, что строение Главного Кавказского хребта совершенно не

связется с теорией двустороннего симметричного строения орогена (Кюбер). Здесь нет и следов каких-либо крупных движений масс с юга на север, в сторону Восточно-Европейской платформы.

К востоку от Каспийского моря располагаются просто построенные Большой Балхан и Копет-даг; последний имеет в общем, повидимому, веерообразное расположение складок и состоит из мезозойских и третичных отложений.

Последним членом полосы третичных складчатых сооружений южной окраины СССР является система Памира, имеющая очень сложное строение и состоящая из мощной толщи пород различного возраста, начиная от докембрийских и кончая третичными. Простираения складок в системе Памира, изгибаясь, образуют гигантские дуги, выпуклые к северу. В северной дуге, сложенной системой Заалайского и Гиссарского хребтов, широко развиты вместе с более древними породами и третичные отложения, очень интенсивно дислоцированные; и на западе, и на востоке складки образуют виргации и затухают. Южнее в пределах Памира в собственном смысле этого слова третичные отложения отсутствуют и развиты только более древние породы. На Памире отчетливо проявляются герцинская и киммерийские фазы складчатости; третичная складчатость имела место после олигоцена. Еще недавно граница между Памирской системой и Тянь-Шанем представлялась очень резкой, но этот взгляд следует считать неправильным; исследования последних лет показывают, что переход от одной системы к другой совершается довольно постепенно.

Описанные третичные горные сооружения являются лишь частью северной окраины альпийско-гималайской системы складчатости, которая протягивается через всю Евразию, от Атлантического до Тихого океана. Не входя ни в какие другие подробности относительно структуры этой системы, я отмечу лишь тот важный для наших дальнейших обобщений факт, что средние части ее на огромных расстояниях слагаются так называемыми срединными массами. В пределах последних третичные отложения дислоцированы относительно слабо, и настоящая геосинклинальная интенсивная складчатость наблюдается только в более древних породах.

Третичные складчатые сооружения восточной окраины СССР еще плохо изучены. Часто их не отделяют от мезозойских, но различие простираений и полноты развития третичных отложений заставляют это сделать.

II. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ СССР

Уяснив основные черты геологической структуры СССР, мы должны теперь перейти к вопросу о том, как исторически развивалась эта структура. Проследивая историю развития последней, мы должны также попытаться уяснить некоторые общие закономерности в движениях земной коры, создавших эту структуру, и тем самым приблизиться, насколько это возможно, к пониманию самого механизма этих движений.

Для решения этих общих вопросов территория СССР представляет такие преимущества, каких нет, пожалуй, ни в одной другой стране мира.

В самом деле, приведенный тектонический очерк показывает, что в течение палеозоя на территории СССР существовали два платформенных массива, опоясанных геосинклинальными областями. При таких условиях мы можем сравнивать не только движения соседних геосинклинальных областей и платформ, но и сопоставлять между собой историю различных платформ и различных геосинклинальных областей. А именно такое сравнение должно дать материал для решения основных вопросов исторической геологии.

В течение мезозоя и кайнозоя наибольшая часть советской территории имела платформенный характер, и геосинклинальные области располагались только по южной и восточной ее окраине. Если, однако, учитывать также историю южных частей Евразии, в пределах которых располагалась большая часть геосинклинальной области этого времени и платформенная область Гондваны, то мы и здесь получаем материал, аналогичный палеозойскому.

Неудивительно поэтому, что геологи, пытавшиеся делать широкие тектонические и историко-геологические построения, особенно часто избирали объектом своего исследования Евразию. Препятствием к таким исследованиям до последнего времени являлась чрезвычайно малая изученность средних и северных частей Азии. В настоящий момент положение изменилось, так как геологическими исследованиями, произведенными после Октябрьской революции, основные черты геологического строения азиатской части СССР, занимающей север Азии, можно считать выясненными. Нам приходилось в своих исследованиях опираться главным образом на этот новый материал, и потому мой доклад в основном является обзором результатов, полученных за 20 лет существования советской власти.

Более или менее точные сведения по геологической истории СССР и Евразии в целом начинаются с кембрия.

Кембрийский и силурийский периоды, взятые вместе, образуют по общепринятым представлениям древнепалеозойский тектонический цикл, обычно называемый каледонским. Рассмотрим сначала его историю с точки зрения общих вертикальных колебательных движений земной коры, которые обычно называют эпейрогенетическими и которые сказываются для нас морскими регрессиями при поднятиях и трансгрессиями при опусканиях.

В конце докембрия территория СССР на доступных для изучения участках всюду представляла сушу. С кембрия начинаются опускания, вызвавшие огромную трансгрессию. Максимум ее падает на средний кембрий, для которого мы составили первую (рис. 1 табл. II) из нашей серии палеогеографических карт (рис. 1—22 табл. II). В верхнекембрийское время происходят временные поднятия, захватывающие большую площадь, но в силуре вновь имеет место обширная трансгрессия, изображенная на картах рис. 2 и 3 табл. I. Конец силурийского периода совпадает с поднятиями, захватившими, как и предкембрийские, очень большую площадь. В эту эпоху, как показано на карте рис. 4 табл. II, возникли два очень больших массива суши, Восточно-Европейский и Сибирский, разделявшиеся только узким морским проливом.

Из сказанного следует, что эпейрогенетические движения в древнепалеозойском тектоническом цикле в основном сводятся к одному полному колебанию. Плавный ход движения прерывается вторичными колебаниями относительно малой амплитуды. Одно из этих колебаний приходится, как известно, на конец нижнего кембрия.

Сравнительное изучение состава и мощности осадочных горных пород, развитых в различных районах, характера их залегания, именно дислоцированности, метаморфизма, а также распространения изверженных пород кембрийского возраста, позволяет выделить для кембрия и силура на площади Евразии платформенные и геосинклинальные области. Распределение их показано на карте рис. 1 табл. III. Сравнивая ее с предыдущими картами, легко видеть, что трансгрессии и регрессии охватывают районы и того и другого характера.

Переходя к явлениям складчатости, которые развивались в геосинклинальных областях, можно констатировать, что они совпадают во времени

с поднятиями. Одна из эпох складчатости, которую можно установить в Азии, падает на вторую половину кембрия, а другая, важнейшая, — на конец силура. Местами отчетливо выявляется складчатость на границе нижнего и верхнего силура. Не затронутой силурийской складчатостью осталась, по видимому, западная и юго-западная окраина Урало-Сибирской геосинклинальной области в районе современного Урала и южного Тянь-Шаня.

Вулканическая деятельность в кембрийское и силурийское время сосредоточивается в геосинклинальных областях. Эффузии происходят здесь, по видимому, все время, интрузии же совпадают приблизительно с эпохами поднятий и складчатости.

С девонского периода начинается новый, герцинский, тектонический цикл, который, по общим представлениям, заканчивается повсеместно в конце пермского периода. Движения земной коры в этом цикле происходят в иной структурной обстановке, так как распределение геосинклинальных и платформенных областей, указанное на карте рис. 2 табл. III, существенно отличается от того, что имело место раньше.

Уже один этот факт указывает, что герцинский цикл не является простым повторением каледонского. Различия идут, однако, и еще много дальше. Изучение карт на рис. 4 — 12 табл. II показывает, что в западной части Евразии Русская платформа в девоне в большей части опускается ниже уровня моря. Испытав в карбоне и перми ряд колебаний небольшой амплитуды, она в конце пермского периода заканчивает свое полное цикловое колебание, целиком поднявшись выше этого уровня. На востоке Сибирская платформа в течение девона и карбона остается выше уровня моря; опускания, приводящие к отложению угленосной свиты, ощущаются здесь только в верхнем карбоне и перми. Китайский щит в это время также погружается ниже уровня моря. Таким образом, движения платформенных массивов запада и востока Евразии происходят различно.

Аналогичные различия наблюдаются и в эпейрогенических движениях геосинклинальных областей. На западе, в Урало-Сибирской области, в Западной Европе геосинклинали опускаются под уровень моря еще в нижнем девоне. С конца или начала среднего карбона здесь начинаются поднятия. В восточных геосинклинальных областях девон и нижний карбон развиты плохо. Со среднего карбона здесь начинается трансгрессия. В конце перми имело место лишь кратковременное поднятие.

Из материала герцинского цикла можно отчетливо проследить соотношение между эпейрогеническими движениями платформенных и геосинклинальных областей. Становится совершенно ясным, что как поднятия, так и опускания начинаются в пределах последних и очень медленно распространяются на платформы, которые в своих движениях очень сильно отстают от геосинклинальных областей.

Явления складчатости или, по крайней мере, усиления процесса складчатости в западной Евразии падают на эпохи поднятий и совершаются с перерывами в течение второй половины каменноугольного и в пермском периоде.

История Урало-Сибирской геосинклинальной области показывает, что интенсивная складчатость заканчивается во внутренних частях ее значительно раньше, нежели в периферических: здесь девонские и каменноугольные породы дислоцированы относительно слабо. После складчатости область эта входит в состав северной платформенной массы Евразии.

На восточных окраинах Азии к герцинскому тектоническому периоду можно относить только движения, обусловившие складчатость верхнедевонских и нижнекаменноугольных пород. Верхнекаменноугольные и

пермские породы здесь составляют единое тектоническое целое с триасовыми и нижнеюрскими и были дислоцированы совместно с последними в середине мезозоя. Аналогичные явления наблюдаются также в Гималаях. Исходя из этого, мы можем утверждать, что герцинский тектонический цикл в Восточной Азии имел иной характер и закончился раньше, чем на западе. Приблизительно со среднекаменноугольного времени в восточной половине Азии начался новый тектонический период, конец которого лежит в мезозое.

Обращаясь к вулканической деятельности, мы видим, что в геосинклинальных областях эффузивные явления имели широкое распространение в течение всего каменноугольного и пермского периода, но в ряде мест Урало-Сибирской области во второй половине герцинского цикла, т. е. в эпоху поднятий, эффузивная деятельность явно затухает. Наоборот, интрузии всюду, где они имели место, приурочиваются как раз к этой последней эпохе.

На Восточно-Европейской платформе вулканические явления в общем отсутствуют. Излияния имели место в верхнем девоне в области современного Донецкого бассейна, которая с этого времени обособляется от остальной платформы, превращаясь в типичную геосинклинальную впадину. На Сибирской платформе в пермском периоде в огромном масштабе происходят извержения основной магмы. Характерно, что эти явления совпадают с началом опусканий, охвативших восточную половину Азии и намечающих начало нового тектонического периода.

Учитывая все сказанное, легко видеть, что герцинский цикл отнюдь не представляет собой простого повторения событий, имевших место в древнем палеозое, и что он в своем типичном развитии приурочивается лишь к западной Евразии.

На относительно хорошо изученном герцинском тектоническом периоде можно отчетливо выявить различия, существующие между платформенными и геосинклинальными областями. Выясняется, что основное отличие составляет особенно большая и многообразная подвижность. В силу различий в подвижности различен рельеф платформенных и геосинклинальных районов. Поверхность платформ является в общем равнинной, в то время как в геосинклинальных областях глубокие впадины или геосинклинали в узком смысле слова чередуются с более или менее крупными геантиклинальными возвышенностями, часто меняющими свою высоту, форму и положение. Эти возвышенности и доставляют обломочный материал, накапливающийся во впадинах. Неравномерность движений приводит к появлению многочисленных разломов, с наличием которых связывается чрезвычайно широкое развитие эффузивной вулканической деятельности, весьма слабо проявляющейся на платформенных областях. Последним, наиболее бросающимся в глаза проявлением подвижности является складчатость, которая на платформах или вовсе отсутствует или выражена относительно слабо.

Переходя к мезозою, мы в соответствии с ранее сказанным видим, что распределение платформенных и геосинклинальных областей, изображенное на карте рис. 3 табл. III, в Восточной Азии остается тем же, что и в верхнем палеозое. Наоборот, в западной Евразии план их расположения после герцинской складчатости коренным образом разнится от палеозойского.

История триаса в Азии изучена еще очень плохо. Обращает на себя внимание тот факт, что море в этом периоде, как видно из карт рис. 13 и 14 табл. II, сосредоточивается почти исключительно в геосинклинальных областях и что в конце его имела место так называемая древнекеммерийская складчатость.

С началом юрского периода совпадает начало новых опусканий и трансгрессии, которая началась в геосинклинальных областях и затем очень медленно распространялась на прилегающие платформенные массивы.

Из карт рис. 15 и 17 табл. II видно, что в западной Евразии максимум трансгрессии падает на середину верхнеюрского времени, в восточной же — на среднеюрскую эпоху. На западе трансгрессия охватила большую часть Восточно-Европейской низменности, на востоке Сибирская платформа затопляется морем только в районе Хатангской и Вилюйской впадин, а вся Центральная Азия остается не затронутой трансгрессией.

Меловой период для востока Азии был временем почти полного отступления моря, складчатости и связанных с последней интрузий. На конец мезозоя здесь падает окончание пермско-мезозойского или тихоокеанского тектонического цикла. Иное имело место в западной Евразии. Здесь последние эпохи верхнеюрского и нижнемелового времени были эпохой колебательных движений с преобладанием поднятий, вследствие которых, как показывает карта рис. 18 табл. II, занятая морем площадь резко сократилась. С этими поднятиями связываются явления так называемой цоокимерийской складчатости.

К концу нижнего мела начались опускания, и море из геосинклинальных областей распространяется вновь на западную часть Евразийского материка. Во вторую половину мелового времени, как видно из карт рис. 19 и 20 табл. II, оно проникает в Тянь-Шань, покинутый им с конца палеозоя, заливаet, по видимому, почти всю Западно-Сибирскую низменность и, наконец, распространяется на южные платформенные массивы Евразии — Аравийский и Индостанский.

Конец мелового периода совпадает с кратковременными, но обширными поднятиями, соответствующими ларамийской фазе складчатости.

Обращаясь к вулканической деятельности мезозойской эры, мы видим, что она приурочивается главным образом к геосинклинальным областям. Весьма широко были развиты вулканические излияния в течение юрского и частично мелового периода в восточноазиатских геосинклиналях, распространяясь отсюда на прилежащие южные части Сибирской платформы. В Альпийско-Гималайской области обильные излияния лав в юре имели место только в Крымско-Кавказском районе и Малой Азии. В эпоху нижнемеловых поднятий вулканическая деятельность и здесь затухает. Смена этих поднятий в верхнемеловое время опусканиями приводит к возобновлению эффузивной деятельности на Кавказе. К концу мелового периода приурочиваются излияния базальтовой лавы в Гималаях; кроме того, огромное развитие имеют трещинные излияния базальтов в конце мелового времени на Индостанском докембрийском массиве.

Переходя к изучению третичного периода, мы видим, что в восточной Евразии после меловой складчатости устанавливается новое распределение геосинклинальных и платформенных областей, изображенное на карте рис. 4 табл. III: на западе план расположения этих основных структурных элементов остается прежним.

Поднятия конца мелового периода в западной Евразии были кратковременными и быстро сменялись опусканиями, восстановившими, как видно из карты рис. 21, табл. II, то распределение суши и моря, которое имело место в верхнемеловое время. С олигоцена начинаются поднятия, которые в конечном результате приводят изучаемую нами область к ее современному виду. Изучение третичной истории Альпийско-Гималайской геосинклинальной области показывает, что раньше всего, еще в олигоцене, поднимаются над уровнем моря средние части этой области. Как к югу, так и к северу от этой срединной полосы, как видно из карты рис. 22 табл. II,

в течение миоцена и частично даже плиоцена располагались прогибы, занятые морскими и солоноватоводными бассейнами. Нет нужды особо отмечать, что общие поднятия третичного периода совпадают с эпохой формирования складчатой структуры альпийско-гималайской системы.

В противоположность западной Евразии восточная часть последней в течение палеогена в основной своей части продолжала находиться выше уровня моря. Весьма широко распространены были в палеогене проявления эффузивной вулканической деятельности. Сосредоточивались они главным образом в геосинклинальных областях и почти неизвестны из района платформенных массивов.

Нам остается сказать несколько слов относительно вертикальных движений земной коры и новейшей вулканической деятельности.

Вторая половина третичного и четвертичный период характеризуются чрезвычайно широким развитием вертикальных движений глыбового характера. К крупнейшим, поражающим своей грандиозностью явлениям опускания относится образование глубоких впадин Охотского и Японского морей на востоке, Черного моря и системы впадин, образующих Средиземное море в его целом, на западе. Не менее яркие следы молодых глыбовых движений имеются и на континенте Евразии. В каждой горной стране, но с особенной ясностью в горных сооружениях Средней и Центральной Азии, бросаются в глаза следы недавних поднятий, продолжающихся и до настоящего дня. Наряду с этим некоторые котловины, разделяющие горные хребты, испытывают крупные опускания. Перемещения по новейшим разломам достигают иногда сотен и даже тысяч метров.

Чрезвычайно характерно и важно то обстоятельство, что молодые движения, о которых сейчас идет речь, не приурочиваются только к третичной геосинклинальной области, но распространяются далеко за ее пределы, коренным образом изменяя рельеф поверхности древних платформенных массивов, как верхнепалеозойского, так и более древнего возраста.

Рассматриваемые движения совершенно ясно связываются с вулканическими явлениями. Если рассматривать проявления молодого вулканизма в пределах Евразии в целом, то легко подметить, что эффузивная деятельность верхнетретичного и четвертичного времени приурочивается к тем областям, которые характеризуются развитием молодых вертикальных движений большой амплитуды. Бросается, однако, в глаза, что излияния отсутствуют в районе особенно крупных поднятий Евразийского материка, именно в районе Памира, Тянь-Шаня, Алтая и прилегающих местностей, и особенно обильны в районах, где имеются крупные молодые опускания. Существуют две главнейшие области молодой вулканической деятельности. Одна из них, восточная, связана с областью опусканий по периферии Тихого океана. В состав ее входит Камчатка и островные дуги Восточной Азии, а также огромная область верхнетретичных и четвертичных излияний на материке Азии, распространяющаяся на запад до Прибайкалья, Северного Китая, Маньчжурии и Монголии. Вторая, западная область молодого вулканизма связана с бассейном Средиземного моря; она охватывает юг Европы, Малую Азию, Закавказье, Иран.

Что же представляет просматриваемая сейчас область молодых вертикальных движений с геологической точки зрения? К какому из основных типов структурных элементов земной коры — платформенным или геосинклинальным областям следует относить ее? Мы полагаем, что район, охваченный молодыми вертикальными движениями, представляет собой геосинклинальную область, находящуюся в начальных стадиях своего развития.

Положение этой современной геосинклинальной области и прилегающих к ней платформ указано на карте рис. 5 табл. III. Общие поднятия,

связанные со складчатостью предыдущего тектонического цикла, сменяются здесь опусканиями, характеризующими начальные и средние фазы цикла развития геосинклинальных областей. Опускания эти развиваются постепенно, проникая вглубь материка с востока, от Тихого океана, и с запада, из Средиземноморской области. Средняя часть новой геосинклинальной области, охватывающая Памир, Тянь-шань, Гималаи и пр., затронута опусканиями только в самой малой степени. Поскольку вулканические излияния связаны именно с опусканиями, отсутствуют в этой высоко поднятой области и проявления молодой вулканической деятельности. Кроме характера движений и вулканизма, рассматриваемая область облекается с геосинклинальными элементами земной коры также и по характеру происходящего здесь процесса отложения осадков. Об этом говорит огромная мощность плиоценовых и четвертичных континентальных отложений в предгорных и междугорных впадинах Средней Азии, а также общий характер осадков Каспийского, Азовского и Черного морей.

Скорость отложения осадков в некоторых прибрежных участках этих морей не может уступать скорости накопления их в типичных геосинклинальных прогибах. С другой стороны, осадки, отлагающиеся в глубоких частях Черного моря, также принадлежат к типу геосинклинальных. Не менее резко выраженный геосинклинальный тип должны иметь и отложения восточноазиатских морей, в которых нормальные обломочные осадки переслаиваются с вулканогенными.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Изучение геологического строения и геологической истории территории СССР, рассматриваемой на фоне истории всей Евразии, позволяет сделать следующие общие выводы.

1. Ни геосинклинальные, ни платформенные области не представляют чего-либо постоянного и могут взаимно переходить друг в друга.

2. В истории развития этих основных структурных элементов отчетливо выступает цикличность, проявляющаяся в повторении сходных, но не тождественных движений эпейрогенического характера, складчатости, вулканизма и осадкообразования. Следует резко подчеркнуть, что циклы отнюдь не являются простым повторением один другого.

3. Первая половина цикла в отношении эпейрогенических движений характеризуется опусканиями весьма крупных участков земной коры. Опускания начинаются в геосинклинальных областях и медленно, иногда в течение целых геологических периодов, распространяются отсюда на платформы, которые в своих эпейрогенических движениях, таким образом, отстают от геосинклинальных областей.

4. Во второй половине цикла опускания сменяются поднятиями, также медленно идущими от геосинклинальных областей к платформенным.

5. Складчатость, или, вернее, моменты наиболее интенсивного ее развития во времени, связывается с поднятиями и подобно им начинается во внутренних частях геосинклинальных областей, медленно распространяясь отсюда к их окраинам.

6. Не доказано одно из основных положений современной тектоники — относительно универсального значения и одновременности трех всемирно принимаемых в настоящий момент тектонических циклов — каледонского, герцинского и альпийского. Геологическая история СССР и Евразии в целом показывает, что определенные циклы с характерным для каждого из них комплексом событий приурочиваются к определенным крупным участкам

земной коры. В других участках события могут протекать существенно иначе.

7. В частности, герцинский и альпийский циклы в западных и восточных частях Евразии протекали различно. На востоке необходимо выделить особый тихоокеанский цикл, начинающийся во второй половине карбона и оканчивающийся в конце мезозоя.

8. Из сказанного следует, что представление о чрезвычайно широком, почти мировом распространении отдельных фаз складчатости неверно.

9. С верхнетретичного времени в Евразии намечается формирование цовой геосинклинальной области, которая захватывает не только зону альпийской складчатости, но расположенные севернее более древние тектонические сооружения.

10. Вулканическая деятельность приурочивается главным образом к геосинклинальным областям, распространяясь на платформенные лишь в особые геологические моменты. Первой половине тектонического цикла отвечают главным образом эффузивные явления, а второй — интрузивные.

11. В геологической истории СССР и Евразии в целом нельзя усмотреть фактов, доказывающих правильность теории мобилизма (Вегенер, Джоли, Штауб и др.).

12. Гравиметрические работы показывают, что областям, характеризующимся наличием молодых вертикальных движений большой амплитуды, свойственны большие аномалии силы тяжести, обязанные своим происхождением ненормально высокой или ненормально низкой плотности глубоких частей земной коры.

13. Принимая во внимание, что районы эти отвечают современным геосинклинальным областям, можно думать, что свойственная этим элементам земной коры особая подвижность обуславливается химическими и физико-химическими процессами, происходящими в глубоких частях земной коры и связанными с изменениями плотности и объема находящихся там веществ.

14. Геосинклинальные области отвечают тем участкам земной коры, в недрах которых упомянутые изменения вещества имеют наибольшую интенсивность. Начинаясь в недрах средних частей геосинклинальных областей, рассматриваемые процессы медленно распространяются отсюда на платформу, постепенно ослабевая.

15. Поднятия и сопровождающие их явления связаны с расширением глубоких масс, а опускания — с уменьшением их объема.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России. М., 1923.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Западная часть. Изд. 2-е, испр. и доп. Вып. 1-2. М.—Л., ОНТИ, 1934.
- Архангельский А. Д. и Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1933, 11 (41), № 4.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.—Л., изд. Акад. Наук СССР, 1937.
- Борисик А. А. Геологический очерк Сибири. Пг., 1923.
- Карпичевский А. П. К тектонике Европейской России. Изв. Росс. Акад. Наук, 6 сер., 1919, 13, ч. 2.
- Карпичевский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России. Пг., 1919.
- Обручев В. А. Геологический обзор Сибири. Госиздат, 1927.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. I. М.—Л., изд. АН СССР, 1935.
- Соболев Д. Н. Эскиз плана и архитектоники кристаллического фундамента Скандо-России. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1926, 4 (34), № 3—4.

- Чернышев Ф. Н. Историческая геология (каменноугольная и пермская системы). Курс лекций, чит. в Горн. ли-те. Литогр. изд. Пг., 1915.
- Черский И. Д. К тектонике горной страны, входящей в состав сев.-зап. окраины Внутренней Азии. Тр. СПб. об-ва естествоисп., 1886, 17, вып. 2 (проток.).
- Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1932, 10 (40), № 3—4.
- De launay. La science géologique. Paris, 1913.
- Suess E. Das Antlitz der Erde, Bd. 3, Hf. 1—2. Wien — Leipzig, 1901—1909.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

Схема тектоники Евразии.

Области докембрийской складчатости: 1 — районы, в которых складчатые докембрийские породы или выходят на поверхность или покрыты очень тонким плащом позднейших осадочных пород; 2 — то же, в большей или меньшей степени переработанные движениями мезозойского времени; 3 — районы с относительно неглубоким залеганием складчатого докембрийского фундамента; 4 — районы с глубоким залеганием складчатого докембрийского фундамента (впадины).

Области древнепалеозойской складчатости (каледонской и более древней): 5 — районы с поверхностным залеганием складчатого фундамента; 6 — то же, в большей или меньшей степени переработанные мезозойскими движениями; 7 — районы с глубоким залеганием складчатого фундамента; 8 — то же, переработанные герцинскими движениями.

Области новопалеозойской (герцинской) складчатости: 9 — районы с поверхностным залеганием складчатого фундамента; 10 — то же, в большей или меньшей степени переработанные мезозойской складчатостью; 11 — то же, переработанные в большей или меньшей степени третичной складчатостью; 12 — районы с глубоким залеганием складчатого фундамента.

Области мезозойской (тихоокеанской) складчатости: 13 — районы с поверхностным залеганием складчатого фундамента; 14 — районы с глубоким залеганием складчатого фундамента; 15 — срединные массы в области мезозойской складчатости.

Области третичной (альпийско-гималайской) складчатости: 16 — районы, захваченные интенсивной складчатостью; 17 — срединные массы в области альпийской складчатости; 18 — предгорные впадины третичных горных сооружений; 19 — простираения складчатости.

Таблица II

Палеогеографические схемы Евразии.

Горизонтальная штриховка — суша, точки — море, штриховка и точки — чередование морских и континентальных условий.

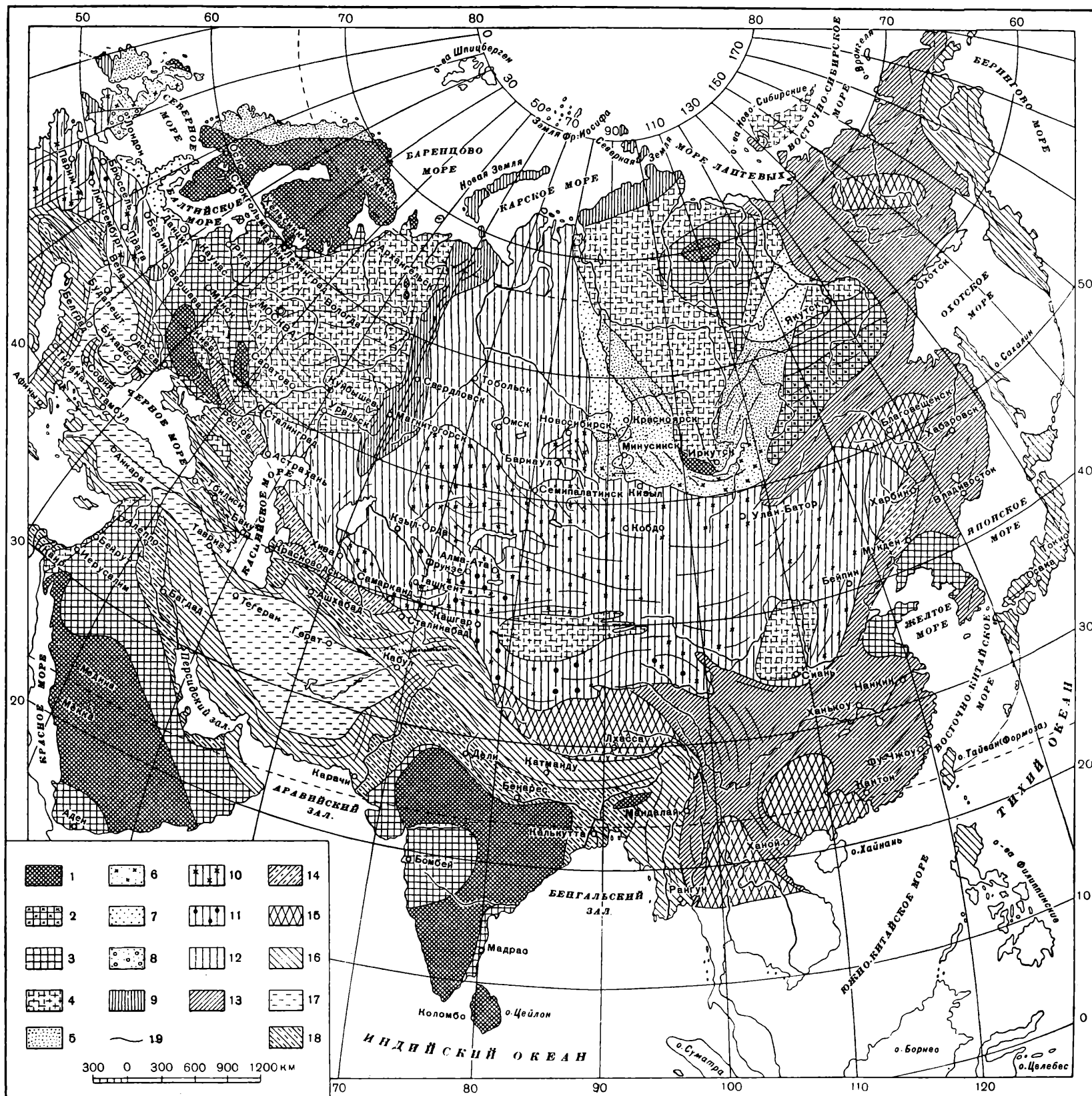
- | | |
|--|--|
| Рис. 1. Средний кембрий. | Рис. 12. Верхняя пермь. |
| Рис. 2. Нижний силур (ордович). | Рис. 13. Нижний триас. |
| Рис. 3. Верхний силур (готландий). | Рис. 14. Верхний триас. |
| Рис. 4. Нижний девон, начало. | Рис. 15. Нижняя юра. |
| Рис. 5. Нижний девон, вторая половина. | Рис. 16. Средняя юра. |
| Рис. 6. Средний девон. | Рис. 17. Верхняя юра. |
| Рис. 7. Верхний девон. | Рис. 18. Нижний мел (алт.) |
| Рис. 8. Нижний карбон, век турне. | Рис. 19. Верхний мел (сеноман). |
| Рис. 9. Нижний карбон, век влзе. | Рис. 20. Верхний мел (сенон). |
| Рис. 10. Средний карбон. | Рис. 21. Палеоген (верхний эоцен — нижний олигоцен). |
| Рис. 11. Нижняя пермь. | Рис. 22. Неоген (средний миоцен). |

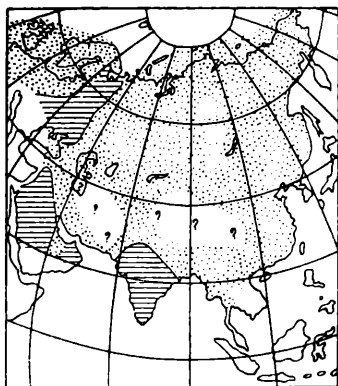
Таблица III

Распределение платформенных и геосинклинальных областей на площади Евразии.

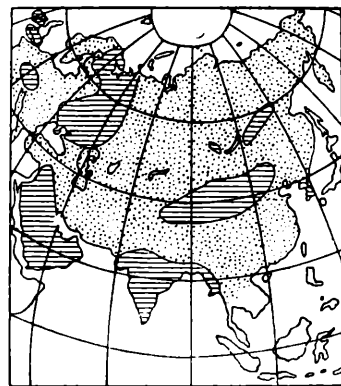
Белое — платформенные области, штриховка — геосинклинальные области.

- | | |
|---------------------------|----------------------------|
| Рис. 1. Древний палеозой. | Рис. 4. Палеоген. |
| Рис. 2. Новый палеозой. | Рис. 5. Современная эпоха. |
| Рис. 3. Мезозой. | |

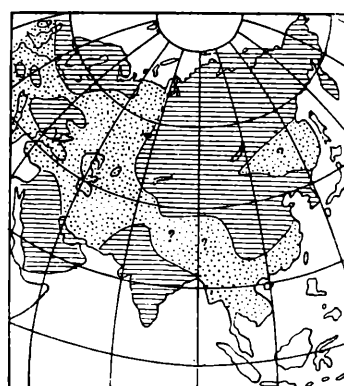




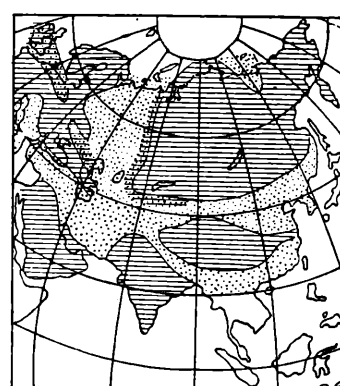
1



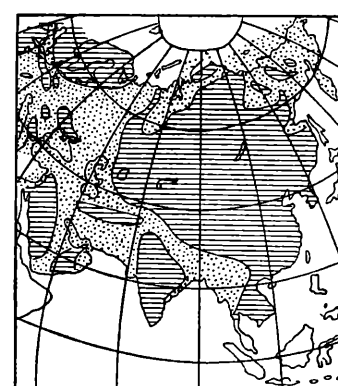
2



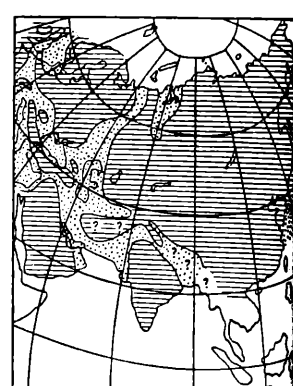
9



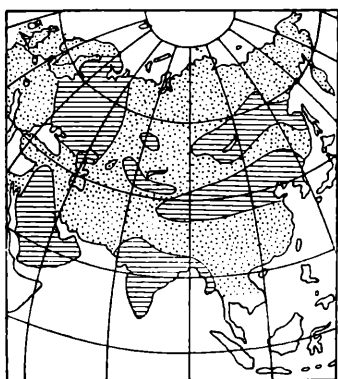
10



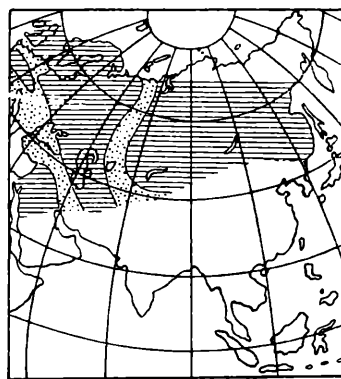
17



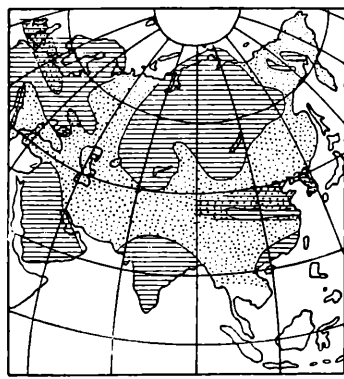
18



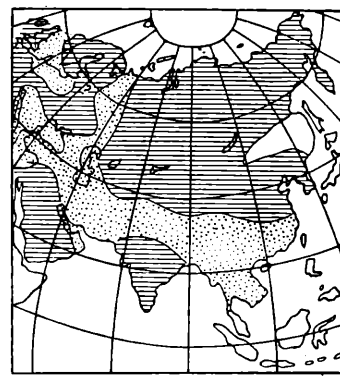
3



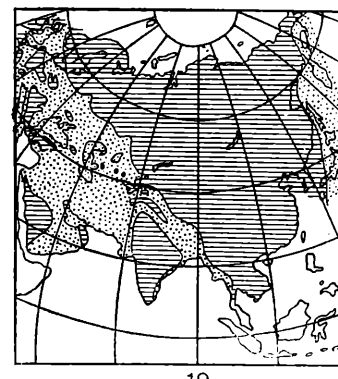
4



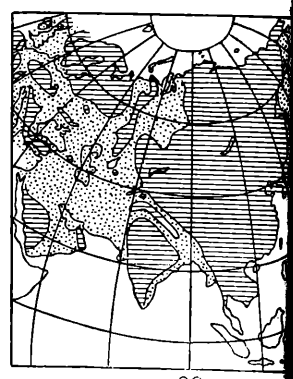
11



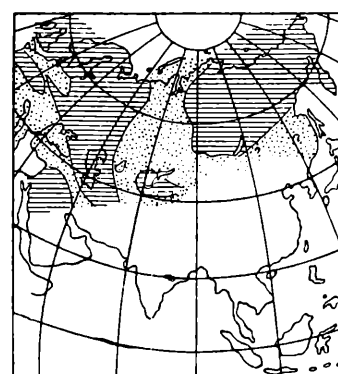
12



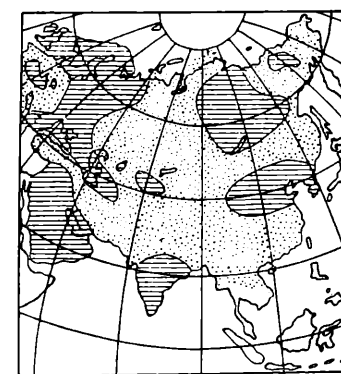
19



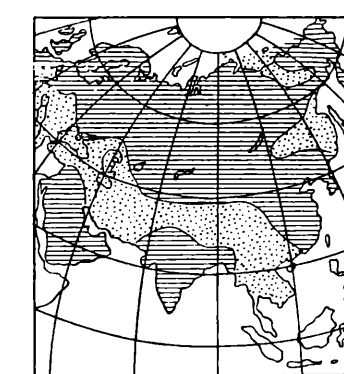
20



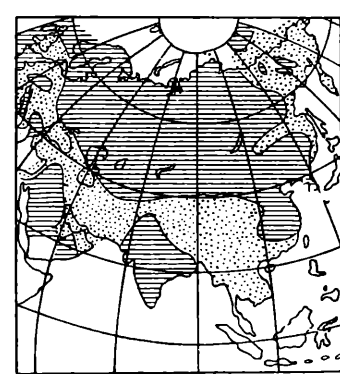
5



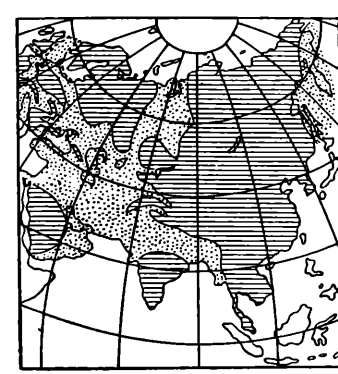
6



13



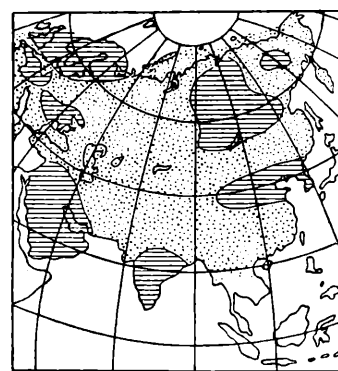
14



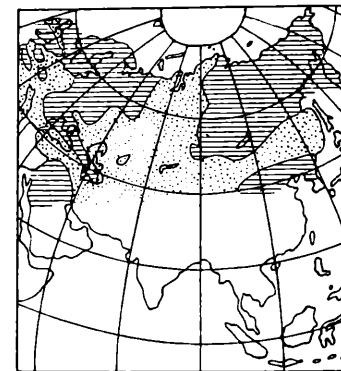
21



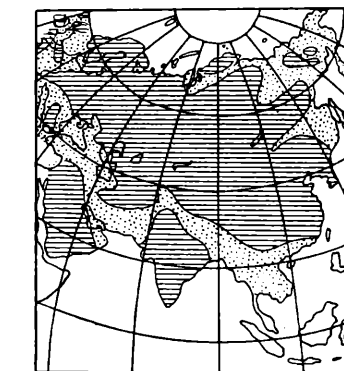
22



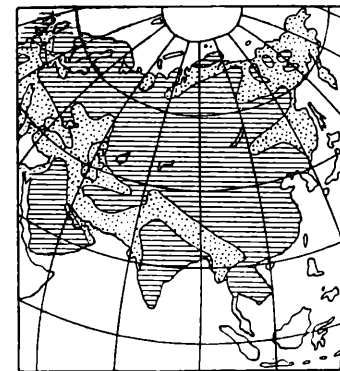
7



8

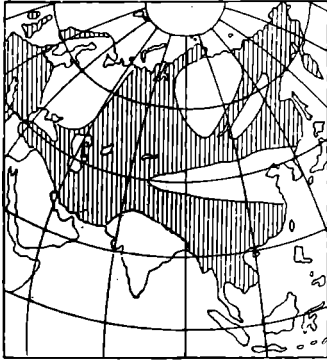


15

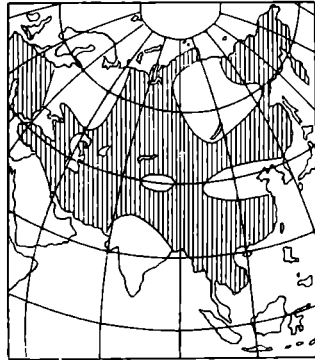


16

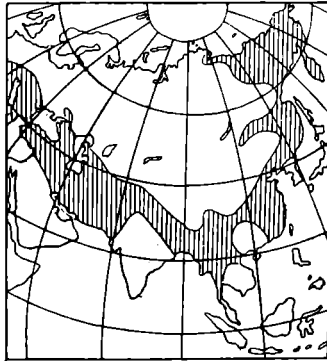
Таблица III



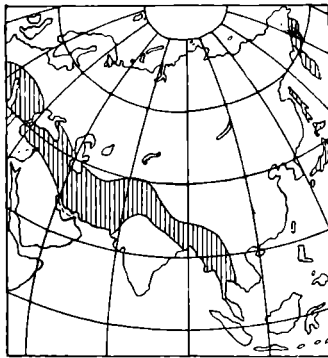
1



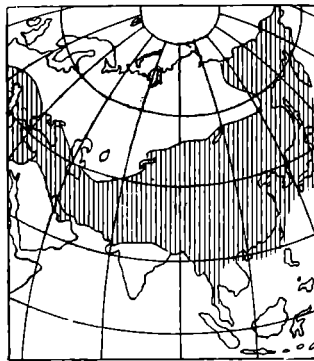
2



3



4



5

**ЛИТОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НЕФТИ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ¹

Глава первая

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос об условиях образования нефти всегда привлекал и продолжает привлекать к себе внимание геологов и химиков. Возбуждаемый им интерес вполне понятен, так как его разрешение, не говоря уже о теоретической стороне дела, должно иметь весьма большое прикладное значение: зная, где, из чего и при каких условиях образуется нефть, мы можем искать эти условия в природе и подходить к открытию новых нефтеносных областей независимо от существования обычных видимых признаков нефтеносности в виде выходов нефти, газов и т. д.

Попыток решения вопроса имеется уже множество и, несмотря на это, чуть ли не каждый месяц специальные журналы приносят все новые и новые статьи, имеющие своей целью осветить проблему нефтеобразования. Не имея ни возможности, ни надобности излагать здесь старые и новые взгляды², я отмечу только, что уже самое количество работ, самое количество гипотез, не говоря даже об их разнообразии и часто полной противоположности, показывает, что проблема еще очень далека от разрешения. С особенной яркостью неудовлетворительность или, в лучших случаях, неполнота существующих решений выявляется их практической бесплодностью. Ни одна из предложенных гипотез не дает конкретных методов поисков нефтеносных районов или нефтеносных пород, что необходимо должно было бы иметь место, если бы условия нефтеобразования стали нам действительно известны.

Такое положение дела зависит, мне кажется, не от каких-либо особых свойств нефтяной проблемы, не от неразрешимости задачи по существу, а, главным образом, от неправильной методики исследования вопроса.

Значительная часть существующих гипотез базируется на экспериментальных работах химиков, которым удавалось получать лабораторным путем из тех или иных неорганических и органических исходных материалов вещества, более или менее сходные с нефтью. Получив их, авторы гипотез стремятся найти в природе условия, сходные с теми, которые были созданы ими в лаборатории. Эта последняя часть работы обычно не является сколько-нибудь серьезным научным исследованием существующих

¹ Печатается по тексту, опубликованному в серии редакции журнала «Нефтяное хозяйство», М.—Л., 1927.—*Ред.*

² Сводки см. в известной книге Гёфера (Höfer-Heimhelt, 1922), в статьях Гуммеля (Hummel, 1924), Чирвинского (1925), Стадника (1925), Зубера (1925), Эйммонса (Eymmons, 1924) и многих других.

реальных объектов и соотношений, а носит характер общих рассуждений, нередко, с геологической точки зрения, не имеющих ничего общего с действительностью и неправдоподобных. К числу таких неправдоподобных измышлений относятся, на наш взгляд, все попытки найти в природе аналогии реакций, путем которых в лаборатории были получены углеводороды нефтяного типа из неорганических соединений.

Гораздо ближе стоят, с геологической точки зрения, к реальной обстановке те авторы, которые исходят в своих рассуждениях из реакций получения нефтеподобных продуктов из различных органических веществ, но и здесь, в огромном большинстве случаев, мы не имеем дела с серьезным и всесторонним изучением реальных условий нефтяных месторождений.

Естественно было бы ожидать, что происхождение нефти должно быть наиболее полно и наиболее удовлетворительно освещено геологами, в особенности геологами, посвятившими себя специальному изучению нефтяных месторождений. Изучение специальной геологической литературы показывает, однако, что и в этой области для разрешения проблемы нефтеобразования сделано сравнительно немного.

Часть гипотез, выдвинутых геологами, имеет чисто случайный характер. Сюда принадлежат, во-первых, гипотезы о космическом происхождении нефти, о поднятии нефти из глубоких частей земной коры и ее связи с магмой, об образовании нефти в грязях солончаков, о нефтеобразовании в морских ракушечниках и т. д. Некоторые из этих мнений ничем не могут быть доказаны и представляют собой только ни на чем не обоснованные рассуждения, некоторые же базируются на недостаточно продуманных, случайных и иногда неверных наблюдениях и т. д.

Другая часть взглядов геологов на образование нефти базируется на том огромном коллективном опыте изучения нефтяных месторождений мира, который накопился в Европе и Америке в течение ряда последних десятилетий. Взгляды эти, несомненно, в основе своей являются правильными, но научно в большинстве случаев еще очень мало обоснованы.

Для весьма многих месторождений установлено, что нефть приурочивается к тем свитам осадочных пород, в состав которых входят богатые органическими веществами не нефтяного типа так называемые «битуминозные» глины, горючие «битуминозные» сланцы и известняки. Явление это имеет столь общий характер, что присутствие упомянутых пород учитывается как один из признаков нефтеносности, а в тех случаях, когда породы эти среди нефтеносных осадков отсутствуют, нефть считается пришедшей в толщу последних извне, «вторичной». Естественно, что под влиянием изложенных фактов огромное большинство геологов стоит на точке зрения происхождения нефти в конечном счете из тела организмов, погребенных в минувшие периоды в осадочных горных породах.

Вполне естественно, что у многих исследователей возникал вопрос об условиях образования этих битуминозных пород, условиях, которые в значительной мере могут определять и самый процесс нефтеобразования. В решении этого вопроса царит крайнее расхождение мнений. Большинство геологов сходит в том, что первично-нефтеносные породы всегда бывают морскими, но относительно условий их отложения согласия не существует. Одни считают битуминозные глины и сланцы отложившимися в глубоком море, но в недалеком расстоянии от берега, другие рассматривают их как отложения «лагунные» или дельтовые, третьи признают нефтеносной фацией породы флишевого типа, толкуя понятие флиш чрезвычайно расширительно (С. Зубер). Основным недостатком огромного большинства работ, касающихся условий образования нефтеносных отложений, является слишком общий подход к делу и отсутствие детальных петрогра-

фических, химических и палеонтологических исследований пород, содержащих нефтяные месторождения.

При отсутствии точных знаний о характере среды, в которой происходило накопление нефтеносных отложений, естественно, не может быть единства мнений ни по вопросу о характере того органического вещества, которое служит материалом для образования нефти, ни по вопросу о характере химических процессов, обуславливающих превращение этого материнского вещества в нефть. Одна часть исследователей полагает, что материалом для образования нефти служили главным образом остатки животных, другая приписывает материнскому веществу нефти растительное происхождение, третья склонна думать, что для образования нефти могли служить как растения, так и животные; за последнее время все больше и больше внимания начинает привлекать к себе мысль, по которой материнским веществом служили остатки всевозможных планктонных организмов. Необходимо отметить, что основанием для того или другого мнения относительно характера материнского вещества в большом числе случаев служат или чисто теоретические рассуждения или общие представления о генезисе нефтеносных отложений, а не подробное изучение состава осадков.

По вопросу о характере химических процессов нефтеобразования за последнее время среди геологов все более и более укрепляется мнение, что процессы эти распадаются на две фазы. Первая фаза проходит еще на дне моря и в более глубоких частях только что образовавшегося осадка и протекает при участии бактерий, другая же совершается в уже сформировавшихся породах и связывается нередко с горообразующими давлениями. Роль горообразующего давления в жизни нефтяных месторождений и влияние его на характер находящихся в них нефтей особенно выявляется солидными исследованиями Уайта и его последователей над соотношениями между свойствами американских нефтей и степенью изменения пород динамометаморфизмом (White, 1915, 1921; Emmons, 1921). Эту вторую, геохимическую или динамохимическую, фазу нефтеобразования обычно представляют себе чем-то подобным процессу сухой перегонки органического вещества битуминозных сланцев и известняков, возникшего в течение первой, биохимической фазы. Представления эти связаны, несомненно, с технологическими процессами получения из сланцев нефтеносных продуктов и фактически являются очень мало обоснованными.

Одной из важнейших причин тех неудач, которые постигают большинство работ, направленных на выяснение условий и природы нефтеобразовательных процессов, является, на наш взгляд, недостаточное знание условий образования вмещающих нефть горных пород.

Мы знаем в настоящее время, что нефть приурочивается обычно к определенным горизонтам осадочных пород, преимущественно морского происхождения. Приуроченность различных минеральных образований к тем или другим определенным горным породам обычно служит выражением генетической связи между минералом и вмещающими его массами, и мы имеем все основания думать, что такая же связь существует и в интересующем нас случае. Если это так и если состав и условия залегания минерала сами по себе не дают возможности понять его генезис, то центр тяжести исследования должен быть, очевидно, перенесен на изучение вопроса об условиях образования вмещающих пород. Если генезис последних будет нам вполне ясен, то а priori можно ожидать, что станут ясными и условия образования заключающихся в породах и генетически с ним связанных минералов.

Несмотря на естественность и кажущуюся простоту такой постановки вопроса, решение его отнюдь не является простым и легким. При исследо-

вании вопросов об условиях образования осадочных пород, геолог должен основываться на сравнении изучаемых им объектов с осадками текущего геологического момента. Вполне очевидно, что такое детальное сравнение, какое требуется для нашего случая, можно провести только по отношению к породам молодым, отложившимся в эпохи, органический мир и физико-географические условия которых были весьма близки к современным. Уже с переходом к верхнемезозойским образованиям при сравнительно-литологических работах приходится нередко сталкиваться с трудно-преодолимыми затруднениями, а для палеозойских пород сравнительно-литологический метод при современном состоянии наших знаний очень часто оказывается и вовсе неприложимым. При таких условиях, очевидно, для начала работы нельзя брать за объект исследования ни палеозойские, ни мезозойские нефтеносные породы и приходится сосредоточиться исключительно на породах тех нефтяных месторождений, которые приурочены к осадкам третичного и, в особенности, верхнетретичного возраста. Здесь на первый план вместе с некоторыми другими выступают наши месторождения Крымско-Кавказской области, где нефть залегает в верхнепалеогеновых, миоценовых и местами даже в плиоценовых образованиях.

Вторым решающим фактором в вопросе об успешности сравнительно-литологических исследований является степень общей геолого-палеонтологической изученности исследуемых пород. Надеяться на полный успех сравнительно-литологического исследования мы можем для пород даже верхнетретичного возраста лишь в том случае, когда предыдущими работами уже очень, сравнительно, полно установлены их стратиграфические подразделения, в деталях изучена фауна, в особенности с палеобиологической и палеогеографической точек зрения, и, наконец, выяснены физико-географические условия тех бассейнов, в которых происходило накопление осадков, давших начало изучаемым породам. В этом отношении южно-русские неогеновые образования, благодаря той особенной постановке вопроса их исследования, которой русская наука обязана Н. И. Андрусову, представляют исключительно благодарный материал.

Третьим фактором, определяющим успех работы, является степень изученности природы и условий образования тех современных отложений, которые служат эталонами при сравнительно-литологическом исследовании. Для литологического изучения крымско-кавказского типа нефтеносных пород, которые, согласно предыдущему, могут, и вероятно, должны быть приняты за отправную точку в исследовании вопроса об условиях образования нефтеносных осадков, необходимо возможно более полное знание процессов накопления осадков в бассейнах типа Черного моря и некоторых особых биохимических осадков других бассейнов. В настоящий момент процессы эти в основных чертах могут считаться выясненными, и потому сравнительно-литологическое изучение крымско-кавказских нефтеносных отложений оказывается вполне возможным. Нам кажется даже, что едва ли где-либо еще на земной поверхности имеются столь благоприятные условия для исследования интересующего нас вопроса, как на Кавказе и в Керченско-Таманской области.

Специальных исследований в области литогенезиса нефтеносных образований Крымско-Кавказской области не производилось, но в общей геологической литературе по этому вопросу все же накопился немалый материал. Наибольшее число работ посвящено условиям образования пород продуктивной толщи Апшеронского полуострова, к которой приурочены эксплуатирующиеся в настоящее время месторождения. Этой группы исследований и воззрений мы здесь вовсе не будем касаться. Приуроченные к «продуктивной свите» месторождения Апшеронского полуострова, поскольку

мне с ними пришлось ознакомиться, представляются мне вторичными или эпигенетическими, так что находящаяся в них нефть по своему происхождению совершенно не связана с вмещающими ее породами. Первично-нефтепроизводящими породами Апшерона и всего Азербайджана являются, по моим представлениям, те же миоценовые и палеогеновые образования, что и на Северном Кавказе, где нефть добывается из отложений именно этого возраста. Отнюдь не считая высказываемое мнение вполне обоснованным и окончательным, я надеюсь в будущем подвергнуть этот вопрос подробному исследованию. Здесь можно только отметить, что высказываемое сейчас мнение стоит, повидимому, в полном согласии с воззрениями такого видного знатока нефтяных месторождений Кавказа, каким является И. М. Губкин (1915). Иных воззрений, как будет указано ниже, держится другой выдающийся знаток геологии русских нефтяных месторождений — К. П. Калицкий.

Главнейшим источником сведений об условиях образования первично-нефтеносных пород Крымско-Кавказской области являются работы Н. И. Андрусова и отчасти Г. Михайловского. Наиболее важной в интересующем нас отношении работой является капитальное сочинение Н. И. Андрусова «Die Südrussischen Neogen-Ablagerungen» (1897, 1899, 1906), в котором выясняются общие физико-географические условия миоценовых бассейнов, дается блестящая характеристика населявших эти бассейны фаун и устанавливаются основные типы отлагавшихся в них осадков. Все главнейшие выводы Н. И. Андрусова относительно условий образования нефтеносных пород приводятся нами в дальнейшем, и потому здесь мы излагать их не станем. Немало интересных с рассматриваемой точки зрения данных можно найти также и в другой работе Андрусова — «Die fossilen Bryozoenriffe der Halbinseln Kertsch und Taman» (1909, 1911, 1912). Из работ Михайловского важное значение имеет в вопросах генезиса интересующих нас пород статья «Несколько соображений о происхождении кавказской нефти» (1906).

В связи с изучением структуры и пород кавказских нефтяных месторождений работавшие здесь геологи и химики не могли, конечно, не касаться также и вопроса о происхождении нефти. Не входя в особые подробности по этому вопросу, мы остановимся здесь только на главнейших воззрениях, которые можно подразделить на две группы.

К первой из них относятся гипотезы, основывающиеся на изучении бакинских и керченско-таманских месторождений и выражающие, по существу, мысль о вторичном характере месторождений. Авторы этой группы гипотез стоят на той вполне правильной, повидимому, точке зрения, что нефть пришла во вмещающие ее породы откуда-то из глубины, но за источник ее считают глубинную магматическую область. Сюда относятся работы Д. Менделеева (1877), Г. Аби́ха (1879) и Э. Ште́бера (1915, 1924).

Первоначально (1863) Аби́х производил нефть азербайджанских месторождений из битуминозных сланцев и мергелей, залегающих ниже продуктивной свиты; по его мнению, нефтяные углеводороды могли образоваться из этих пород под влиянием повышения температуры и давления.

Не останавливаясь на этих воззрениях, имеющих, по справедливому замечанию Калицкого (1921), лишь историческое значение, мы перейдем ко второй группе гипотез, которые связаны с изучением в новейшее время первично-нефтеносных образований. Наибольшее значение имеют здесь работы Андрусова (1908) и Михайловского (1906), с одной стороны, и Калицкого (1921), с другой.

Воззрения двух первых авторов очень близки между собою. В наиболее отчетливой форме они изложены Михайловским.

«Я представляю себе образование нефти на Кавказе, — говорит он, — следующим образом. У крутого берега, на значительной глубине шло быстрое осаждение известково-глинистого ила¹. Вместе с частицами его попадали на дно остатки различных организмов животного и растительного мира. Так как осаждение шло быстро, и осаждались слои из тихой воды, стало быть осадки не взбалтывались, и кислород морской воды мало имел доступа к садившемуся материалу, причем каждый слой быстро покрывал предыдущий.

«Ввиду того, что всякое гнилостное разложение является результатом жизнедеятельности бактерий, несомненно, что первая стадия разложения остатков организмов происходила благодаря их деятельности. Однако, по мере того как данный слой быстро покрывался новыми, умирали и бактерии, сначала аэробные, а затем и анаэробные.

«Гнилостное разложение заменялось процессом, который можно назвать битуминизацией. В процессе этом уже не принимали участие бактерии, а единственными факторами являлись действие растворов минеральных солей и все увеличивавшееся давление. Под конец третьим фактором являлась повышенная температура, когда свита битуминозных пород достигала значительной мощности.

«Пока толща нефтеносных пород Кавказа была горизонтальной, т. е. пока она находилась под уровнем моря, образование сколько-нибудь значительных скоплений нефти еще не могло существовать. Каждый пласт был разобран от выше лежащего, нефть еще не могла скопляться в породах в виде значительных масс в силу плотности и отсутствия пористости тех битуминозных пород, в которых она начала образовываться. Рыхлые песчаники — будущие резервуары нефти, были отделены друг от друга пластами, почти непроницаемыми для нее. Можно думать, что в этот период нефть, если уже и образовалась, то была рассеяна в виде отдельных капелек и очень небольших скоплений в толще битуминозных пород.

«Наконец, наступил третий период: толща под влиянием горообразовательных процессов выступила из-под уровня моря. Появившиеся трещины, сбросы и сдвиги установили сообщение между материнскими для нефти породами — битуминозными глинами, глинистыми сланцами и мергелями, с одной стороны, а с другой — с приемниками нефти — рыхлыми породами (песчаниками, пористыми известняками и доломитами) и конгломератами. Особенно удобно было скопляться и сохраняться нефти в верхних частях пологих антиклиналей, если в этих частях находились мощные рыхлые породы, не вскрытые эрозией».

В отношении органического вещества, в результате изменений которого возникла нефть, Михайловский думает, «что материалом для образования нефти послужили те организмы, у которых нет кремневых и известковых панцирей и оболочек из клетчатки. Различные голые простейшие, одноклеточные водоросли, медузы, гидроидные полипы, черви, небольшие ракообразные и тому подобные организмы, населяющие море в огромном количестве, вероятно, принимали в этом процессе такое же участие, как и моллюски и рыбы».

Воззрения Андрусова чрезвычайно близки к изложенным. Интересно отметить, что он усматривает аналогию между условиями накопления органического вещества в глинистых породах кавказских нефтяных месторождений и условиями накопления его в зараженных сероводородом

¹ Я сомневаюсь, чтобы в чисто песчаных осадках остатки органической жизни столь же удобно могли бы превращаться в материал для образования нефти. Пористость осадков менее защищала органическое вещество от действия кислорода.

глубинах Черного моря (Андрусов, 1908). Мысль о возможности существования в Крымско-Кавказской области в эпоху отложения нефтеносных осадков зараженных сероводородом бассейнов была высказана Энглером еще в 1900 г. (Engler, 1900; Энглер, 1923).

Совершенно иных воззрений на условия образования первично-нефтеносных пород и природу материнского вещества нефти придерживается Калицкий (1916, 1921).

Мы видели выше, что как Андрусов, так и Михайловский, подобно большинству других геологов, считают материнским веществом нефти те остатки организмов, которые погребены в глинистых породах, образовавшихся на значительной глубине, при недостаточном притоке кислорода или, быть может, при полном его отсутствии; в песках нефть находится во вторичном залегании.

По Калицкому (1921), «вследствие изумительной и почти исключительной приуроченности нефти к пескам и песчаникам или вообще к песчаным осадкам приходится искать источник органического материала для образования нефти среди животных или растительных сообществ прибрежья моря или солонатоводных бассейнов.

«Указанному требованию лучше всего отвечают заросли морской травы. Это растительные сообщества, состоящие из представителей семейств рдестовых и водокрасовых, растущих в воде в погруженном состоянии. Морская трава, которую не следует смешивать с водорослями, образует сплошные подводные луга у берегов материков и островов, причем поселяется почти исключительно на песчанистом грунте... Нуждаясь в свете, морская трава избегает более значительных глубин и особенно пышно разрастается на местах, защищенных от сильного ветра.

«Внутренние или срединные моря, не имеющие заметного прилива и отлива, а также замкнутые солонатоводные бассейны, вроде Каспия или Арала, представляют на защищенных от ветра и волнения участках прибрежья наиболее благоприятные условия для развития подводных лугов, состоящих из морской травы.

«Заросли морской травы имеют много данных для того, чтобы в них видеть исходный материал для образования нефти. Прежде всего они являются обитателями моря и солонатовых вод. Нефтяные залежи также приурочены к осадкам морским или солонатоводным. Морская трава придерживается песчанистых грунтов. Нефть встречается также почти исключительно в песках и песчаниках, притом чаще всего в таких, которые отличаются очень мелкими зернами... Заросли морской травы придерживаются берегов материка и островов; в полном соответствии с этим, нефтяные залежи располагаются на периферии древних морей, чем очень просто объясняется столь частое расположение нефтяных месторождений у подножий хребтов...

«На процесс изменения органического вещества (скажем, остатков морской травы) требуется очень много времени. Это следует из того, что нам неизвестны залежи нефти в постплиоцене. Органическое вещество, послужившее для образования нефти, должно, следовательно, отличаться известной стойкостью: процессы разложения и превращения наступают в нем не скоро и совершаются, повидимому, чрезвычайно медленно. С этой точки зрения морская трава также обнаруживает подходящее свойство.

«Относительно процесса превращения морской травы в нефть нельзя пока дать никаких деталей. Можно только высказать несколько общих соображений, которые не принимались во внимание ни одной из существующих теорий происхождения нефти. Нефтяные залежи представляют собою замкнутые со всех сторон пространства. Органический материал,

заклученный в таком герметически закрытом пространстве между частями песков и песчаников, превращается с течением времени в нефть, газ и воду...

«Выше был приведен ряд аргументов в пользу происхождения нефти из зарослей морской травы. Если бы эта теория оказалась верной, то ряд явлений, наблюдаемых в нефтяных месторождениях, получил бы весьма простое объяснение. Прежде всего стало бы понятным капризное распределение нефти. Заросли морской травы поселяются в определенных пределах глубины, на песчаном грунте и в воде, защищенной от сильного волнения. Эти три фактора осуществлены одновременно лишь в редких случаях, а потому вдоль берега материков и островов тянется не сплошная полоса подводных лугов, а наоборот, распределение зарослей морской травы носит как бы капризный характер... Также и залежи нефти, расположенные по периферии древних морей, рассеяны по ней спорадически...

«Когда погружаются постепенно и непрерывно участки берега, напр., дельтовые отложения, создаются, кажется, наиболее благоприятные условия для процветания подводных зарослей, а следовательно, и для образования будущих залежей нефти. Примером таких дельтовых отложений является продуктивная толща Апшеронского полуострова».

Мы видим, что особенности воззрений К. П. Калицкого на условия образования нефти приводят его и к особому, не разделяемому большинством геологов, взгляду на сингенетический характер нефтяных месторождений Апшеронского полуострова. В самое последнее время взгляды эти энергично поддерживаются С. Зубером (1924, 1925, 1926).

В заключение Калицкий указывает, что из залежей мертвой морской травы, снесенной волнами и течениями в область отложения глинистых осадков, вырабатывается не нефть, а газы, которые почти так же строго приурочиваются к глинистым породам, как нефть к песчаным.

Из дальнейшего будет видно, что наши исследования приводят к заключениям, весьма близким к воззрениям Андрусова и Михайловского и совершенно не примиримы со взглядами Калицкого.

Давно занимаясь вопросами об условиях образования минералов моря (фосфориты, глауконит и пр.), я не мог, конечно, не заинтересоваться происхождением нефти, которая представляет наиболее загадочный из этих минералов. Предпринять работу в этом направлении мешало отсутствие материала, собранного специально для решения задачи, так как те образцы, которые собираются геологами при их повседневной работе, в огромном большинстве случаев для решения литологических проблем оказываются совершенно непригодными. Случай собрать необходимый материал представился только при организации Московской горной академией геологоразведочных работ в Грозненском нефтеносном районе, благодаря, с одной стороны, содействию Н. И. Родненского, а с другой, — тому интересу, который проявили к делу мои товарищи по этим работам — Н. С. Шатский, А. Н. Розанов, М. С. Швецов, В. Е. Руженцев и В. А. Долицкий. Чрезвычайно много содействовали успеху работы Н. М. Леднев и М. М. Чарыгин, доставившие необходимый для исследования буровой материал.

Изложению результатов обработки огромного материала, собранного упомянутыми лицами, и посвящена предлагаемая вниманию читателя работа.

В обработке материала, кроме меня, принимали участие М. А. Жиревич и А. Г. Красных, которым принадлежат определения углерода и азота, а также механические анализы, В. А. Долицкий, изучавший породы бассейнов Ассы, Фортаджи, Терека и Кодахчина, и М. А. Бата-

лина, обработавшая породы фораминиферовой свиты бассейна Сулака. Полные химические анализы выполнены под руководством проф. К. П. Мажорова Э. С. Залманзон и С. П. Успенским.

При первых шагах в изучении этого старого, сложного и запутанного вопроса я чувствовал настоятельную необходимость опереться на уже произведенные исследования, и чрезвычайно много времени и сил было потрачено на попытки приложения к нашему материалу заимствованных из литературы взглядов. Со временем пришлось, однако, прийти к заключению о бесплодности этих попыток, прежде всего ввиду отсутствия уверенности в том, что нефтеносные отложения Грозненского района одинаковы по своим свойствам и происхождению с породами западноевропейских и американских нефтяных месторождений, а также ввиду отсутствия удовлетворительных, с точки зрения сравнительной литологии, описаний пород этих месторождений. При таких условиях наиболее рациональным являлось подойти к решению вопроса об условиях образования нефтеносных пород и содержащейся в них нефти, как к задаче о происхождении любых других осадочных пород, содержащих в себе особое, свойственное им минеральное тело, на основе той методики, которая в свое время была разработана Кайё (Cauyex, 1897^{1,2}; 1906) и мною (Архангельский, 1912) при изучении условий отложения верхнемеловых пород, фосфоритов и глауконита.

В тех случаях, когда приходится решать вопрос об условиях образования твердого минерального тела, залегающего в толще осадочных пород и несомненно сингенетичного с последними [фосфориты, глауконит, сульфиды (частью), железные и марганцовые руды, гипсы (частью), соль и многие другие], ход исследования представляется в основных чертах в большинстве случаев довольно простым и определенным.

В первую очередь необходимым является решить, приурочивается ли изучаемое минеральное тело в той области, где оно наиболее типично представлено, к каким-либо определенным горизонтам вмещающей его свиты пород. Если соответствующее исследование дает положительные результаты, то вторая стадия работы должна заключаться в разностороннем изучении вмещающей эти горизонты свиты пород с целью отыскания еще каких-либо признаков, которые отличают горизонты, содержащие изучаемое минеральное тело, от горизонтов, его не содержащих.

Если такие признаки удаётся обнаружить, то представляется возможным сделать вывод, что наличие в одном и том же горизонте нескольких свойственных только ему признаков, в том числе и изучаемого минерала, или обуславливается одними и теми же причинами или же сами признаки находятся между собою в причинной зависимости. В качестве проверки такого предположения должно служить изучение минералосодержащего горизонта в различных областях его распространения. Если при этом удаётся установить, что в некоторых районах изучаемый минерал исчезает и с его исчезновением связывается исчезновение и других установленных особенностей пласта, то сделанные выводы, очевидно, можно считать правильными.

Дальнейшая работа сводится к отысканию современных гомологов тех осадочных образований, которые слагают минералосодержащие горизонты, и к выяснению причин, которые обуславливают появление в современных осадках тех или иных особенностей, из числа установленных для пород этих горизонтов.

По выяснению условий образования найденных современных гомологов, мы, соблюдая, конечно, возможные предосторожности, можем перенести эти условия и на образование пород изучаемого горизонта и содержа-

щихся в нем минералов. В этой конечной стадии исследования приходится, конечно, учитывать, что часть процессов минералообразования, и даже весьма значительная часть, может протекать уже не в осадках, а в породе, образовавшейся из этих осадков; условия отложения последних могут только определять ход дальнейших химических процессов.

Эта простая, на первый взгляд, схема исследования в применении ее к каждому отдельному случаю может претерпеть значительные изменения, а самые исследования могут встретить столь большие трудности, что задача для данного момента представится неразрешимой.

Значительно большие трудности, нежели вопрос о происхождении твердых минеральных тел, представляет решение задачи о генезисе жидких ископаемых.

Находя в горных породах жидкое тело — воду или нефть, можно, говоря вообще, относительно его происхождения сделать целый ряд предположений. Во-первых, ископаемое это может образоваться в тех самых пластах, которые его теперь вмещают, оставаясь на месте своего образования или переместившись на некоторое ограниченное расстояние по пласту; во-вторых, жидкость может поступить в пласт из соседних, вмещающих его пород; в-третьих, она может просачиваться в пласты сверху, с поверхности земли, или же, наконец, поступать во вмещающую породу по каким-либо каналам снизу, из пород, залегающих значительно глубже, вплоть до магматической области.

По отношению к воде возможны все эти предположения, по отношению же к нефти предположение о просачивании с поверхности земли приходится для подавляющего большинства случаев исключить как совершенно невероятное. Таким образом, у нас остаются две возможности: 1) нефть образовалась в толще содержащих ее пород; при этом, благодаря своей жидкой природе, нефть могла перемещаться в них на некоторое ограниченное расстояние как по пластам, так и из пласта в пласт; 2) нефть образовалась в породах, лежащих глубже пород ее вмещающих или даже на неизвестных нам глубинах, в недрах земли и лишь впоследствии поднялась отсюда во вмещающие ее породы по каким-либо путям.

По отношению к некоторым из известных русских месторождений, например, месторождениям Керченско-Таманского и Азербайджанского районов, мы не можем заранее, без более или менее сложных предварительных исследований, решить, какое из указанных предположений является более вероятным. Существование крупных сбросов (Алятская гряда, Бинагады и др.), трещины которых могут проникать на большую глубину в присутствии многочисленных диапировых складок и грязевых вулканов, трещины и каналы которых также могут, говоря вообще, опускаться в глубокие части земной коры, все это не позволяет отрицать а priori поднятие здесь нефти и сопровождающих ее газов из неизвестных и, может быть, очень больших глубин.

В других месторождениях, где не имеется ни грязевых вулканов, ни крупных сбросов, ни диапировых складок, естественно, из двух приведенных выше предположений более вероятным признать первое и предполагать, что нефть тем или другим образом связана в своем образовании с вмещающими ее породами.

Вполне очевидно, что изучение вопроса необходимо начать с месторождений второго рода как наиболее простых. Вопрос о глубинном происхождении нефти и для них, конечно, совершенно отброшен быть не может, по серьезное внимание ему должно быть уделено только в тех случаях, если бы все попытки установить генетическую связь нефти с вмещающими ее породами оказались неудачными.

Признав вероятным, что нефть находится в заключающей ее свите пород в первичном залегании, мы, очевидно, можем приложить к решению вопроса об условиях ее образования изложенную выше схему исследования.

Глава вторая

СТРОЕНИЕ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БАССЕЙНА ТЕРЕКА

Терский, или Грозненский, нефтеносный район, к которому приурочивается настоящее исследование, охватывает, как известно, с одной стороны область так называемых Передовых хребтов или Терско-Сунженское тектоническое сооружение, а с другой — северный склон Главного Кавказского хребта — так называемые Черные горы. Главнейшие литературные источники по этой области указаны в списке литературы (Алферов, 1925_{1,2}; Архангельский 1925_{1,2}; Губкин, 1920; Калицкий, 1906, 1924, 1925₁; Кудрявцев, 1923, 1925, 1926_{1,2}; Михайловский, 1905; Прокоров, 1913, 1917, 1919, 1922, 1923, 1924_{1,2}; Прокоров и Алферов, 1925; Розанов, 1923—1924, 1925, 1926_{1,2}; Справочн. по нефт. делу, 1925; Шаполалов, 1923; Шатский, 1925). Кроме того, я мог пользоваться при изучении его неопубликованными еще наблюдениями Н. С. Шатского, М. С. Швепова, В. Е. Руженцева, А. В. Долицкого и А. Н. Розанова.

В Передовых хребтах третичные породы, в толще которых залегают нефтеносные горизонты, образуют ряд антиклинальных складок, обычно несимметричных и очень часто осложненных надвигами одного крыла на другое; в некоторых из этих «антиклиналей», например, в Брагунской, явления надвигов настолько доминируют, что их трудно и даже, пожалуй, невозможно считать за складки.

В Черных горах третичные отложения в общем имеют падение с юга на север, но это моноклинальное расположение слоев осложнено местами куполовидными вздугиями, а на границе третичных и меловых отложений развита сложная система горизонтальных перемещений, в которой третичные породы по падающим довольно полого на север плоскостям надвинуты на большое расстояние на мел. Каких-либо крупных сбросовых явлений, дисшировых складок и грязевых вулканов в Терском районе не известно, и потому для этой области не имеется никаких оснований предполагать возможность поднятия нефти с неизвестных нам глубин. Плоскости надвигов, столь распространенные в районе, могут служить каналами, по которым нефть перемещается из одного пласта свиты третичных пород в другой, но с другой стороны, плоскости эти весьма часто должны играть как раз противоположную роль: надвинутые массы глин, срезая головы песчаных нефтеносных слоев, закупоривают последние, препятствуя свободно передвижению нефти по пластам.

При таких условиях для передвижения нефти в содержащих ее породах остаются весьма ограниченные возможности, предусматриваемые общепринятой антиклинальной теорией строения нефтяных месторождений, и последние в Терском районе в общем следует признать принадлежащими к первичному, сингенетическому типу. Поэтому к выяснению условий образования нефти в этой области может быть, с необходимыми оговорками, применена та схема исследования, которая была изложена выше.

Первым этапом этого исследования, согласно предыдущему, должно явиться выяснение вопроса, приурочивается или не приурочивается нефть в месторождениях Терской области к каким-либо определенным страти-

графическим горизонтам. В нашу задачу не может входить подробное описание стратиграфии района, и мы поэтому ограничимся только самым кратким изложением относящихся сюда данных, отсылая за подробностями к специальным источникам.

Наиболее древними породами, среди которых в Черных горах П. С. Шатским обнаружены слабые признаки нефтеносности в виде выступающих кое-где капелек нефти, являются темные, богатые органическими веществами известково-глинистые сланцы альбского яруса. В дальнейшем на этом горизонте, ввиду малой изученности нижнемеловых отложений, мы останавливаться не станем. В толще верхнемеловых известняков, заключающих отложения меловой системы и имеющих около 400 м мощность, ни заметных скоплений органического вещества вообще, ни признаков нефти не известно.

Нижним членом третичных отложений являются так называемые «фораминиферовые» известняки и мергели, принадлежащие, судя по всему, к эоцену и частью, быть может, к палеоцену. Нижние горизонты этих пород, около 100 м мощностью, имеют нередко красноватую и розоватую окраску, верхние же окрашены преимущественно в зеленоватые, светло-серые и почти белые цвета; мощность верхнего горизонта около 60 м. В этих верхних горизонтах фораминиферовой свиты почти на всем протяжении Черных гор прослеживается толща до 20 м мощностью кремнистых, черных, богатых органическим веществом и частью даже горючих сланцеватых известняков, в которых Шатским были встречены признаки нефтеносности в виде мелких включений твердых битумов, а Б. Алферовым (1925) жидкая нефть. Остатками многоклеточных организмов породы фораминиферовой свиты в общем чрезвычайно бедны, и исключение составляет лишь упомянутый выше горизонт битуминозных известняков, в которых часто встречается весьма большое число остатков рыб и изредка неопределимые *Ostrea* и другие мелкие пелециподы. В огромном числе встречаются в фораминиферовых мергелях скорлупки фораминифер, среди которых резко преобладают пелагические формы, и остатки кокколитофорид; окремевшие известняки указывает, по всей вероятности, на первоначальное богатство осадка скелетами кремневых организмов.

Над фораминиферовыми слоями располагается майкопская свита, относящая нами ко всему олигоцену и нижнему миоцену; мощность ее доходит в восточных частях нашей области до 1300 м и более. Не входя в подробности стратиграфического расчленения майкопских образований, мы здесь отметим только, что, в грубых чертах, они могут быть подразделены на две части. Нижняя часть, отвечающая ходумскому, «нижнему глинистому» и муцидакалскому горизонтам Шатского, характеризуется развитием мощных толщ мелкозернистых песчаников, которые переслаиваются с глинами, верхняя же (горизонты Рики и зурамакентский Шатского) состоит почти исключительно из глинистых пород; песчаники встречаются здесь лишь как исключение в самых верхних горизонтах свиты (горизонт зурамакентский). Глинистые породы верхней половины майкопских отложений, достигающие 600 м мощности, представляют с литологической точки зрения крайне однообразную толщу, которая с удивительным постоянством сохраняет свои характерные признаки не только на протяжении всего Терского района но и на всем пространстве от Керченского полуострова до Каспийского моря и даже до Мангышлака. В выветрелом состоянии верхнемайкопские глины представляют чрезвычайно тонкослоистую породу характерного шоколадного цвета с желтыми цветами; свежие образцы, которые приходится видеть не часто, резко отличаются от выветрелых своим темным и даже черным цветом, плотно-

стью и отсутствием тенденции расслаиваться на те тонкие пластинки, которые являются столь характерными для выветрелых разностей. Характерный признак глинистой толщи — присутствие крупных конкреций и липовидных прослоев сферосидерита.

В нижнем отделе майкопских отложений глины, сходные с верхнемайкопскими, встречаются только в некоторых горизонтах «нижнего глинистого горизонта» Шатского, в остальных же случаях они отличаются своей песчаностью, иногда отсутствием слоистости и табачной или зеленовато-серой окраской. Особняком здесь стоят глинистые породы самых нижних частей ходумского горизонта, весьма богатые органическим веществом и переходящие частью в горючие сланцы. В самых нижних слоях ходумского горизонта появляются прослой известняка, сходного с известняками фораминиферовой свиты.

Органическими остатками свита майкопских пород крайне бедна. Обычно в них находят только остатки рыб, которые местами встречаются во множестве; затем попадаются остатки растений в виде небольших кусочков древесины, обрывков стеблей и листьев; изредка, наконец, в сланцевых глинах верхних горизонтов майкопских отложений попадаются остатки насекомых и паукообразных. В ходумском горизонте найдены были, как крайняя редкость, неопределимые раковины двустворчатых моллюсков.

Майкопские породы на огромном протяжении обнаруживают признаки нефтеносности. Между рр. Сулак и Акташ в Черных горах, где они лучше изучены, выделение жидкой нефти обнаружено среди горючих сланцев самого нижнего, ходумского горизонта, среди песчаников верхнего горизонта нижнего отдела свиты (муцидакалского горизонта), и, наконец, в самых верхних слоях верхнего отдела (зурамакентский горизонт). Далее к западу выходы нефти из песчаных майкопских пород обнаружены у Ведено, в антиклинали между станицей Воздвиженской и Шатом и на р. Кодахчине, к западу от Владикавказа; последний пункт является самым западным выходом нефти вообще в Терском районе; бурением нефть в майкопских песчаниках обнаружена в Датыхе. Наконец, выходы нефти из майкопских слоев известны и в Передовых хребтах, у ст. Карабулахской (Сунжовский хребет).

Майкопские породы покрываются отложениями второго средиземноморского яруса, в основании которых в западных частях района обнаружен был, как на Керченском и Таманском полуостровах, горизонт с *Pecten denudatus*. Отложения второго средиземноморского яруса подразделяются, как и везде на Кавказе, на чокракско-спириалисовые и спаниодонтелловые слои.

В наибольшей части Терского района нижний из упомянутых сейчас двух горизонтов представлен спириалисовой фацией. Фация эта состоит из темных, в свежем состоянии даже обычно черных глин и глинистых сланцев, чередующихся в большей части области с более или менее мощными пластами рыхлых кварцевых песчаников и песков; обычно в глине встречаются, кроме того, тонкие прослой мергеля, а также конкреции мергеля и серного колчедана. Мощность спириалисовых слоев сильно колеблется: в Черных горах она достигает местами 700 м, но обычно бывает значительно меньше, опускаясь на Тереке до 140 м. Эти колебания мощности стоят, по видимому, в связи с большим или меньшим развитием в толще чокракско-спириалисовых слоев песчаников, причем возрастание мощности всего горизонта идет параллельно с возрастанием количества и мощности отдельных прослоев последних. Наибольшего развития песчаники достигают в верхней части спириалисовых слоев, в нижних же горизонтах прослой

их редки и тонки и в некоторых случаях, например, на Тереке, почти совсем отсутствуют. Пласты песчаников нередко достигают большой мощности, до 20—50 м, а в исключительных случаях, между Акташем и Сулаком, даже до 100 м. В отличие от глинистых тонкозернистых песчаников майкопской свиты, чокракско-спириалисовые песчаники обычно являются почти чистыми кварцевыми, нередко бывают крупнозернистыми и даже содержат кварцевые гальки; в них нередко встречаются волноприбойные знаки и косвенная слоистость. Глинистые породы рассматриваемой свиты при выветривании приобретают характерный буроватый оттенок, отличающий их от майкопских глин; другим отличием спириалисовых глин является гораздо менее выраженная способность расслаиваться при выветривании на тонкие листочки.

Органические остатки в спириалисовых слоях встречаются в гораздо большем количестве, нежели в майкопских. Остатки рыб здесь продолжают встречаться часто, но не имеют такой хорошей сохранности, как в подстилающих слоях. Как в глинах и особенно в мергелистых конкрециях и прослоях среди глин, так и в песчаниках встречаются иногда в весьма большом количестве раковинки птеропод рода *Spirialis*. Кроме этих представителей нектона и планктона в спириалисовых глинистых породах попадаются остатки крайне однообразной и бедной донной фауны — преимущественно *Cryptodon*, *Leda* и *Nassa*. Необходимо, однако, отметить, что ископаемые эти встречаются отнюдь не во всех слоях глин, и существуют довольно мощные толщи последних, совершенно лишенные остатков донных организмов; наконец, в глинах изредка попадаются обрывки стеблей и листьев растений. В песчаниках в большинстве случаев ископаемые отсутствуют, но в верхних горизонтах толщи в глинистых песчаниках и частью в глинах появляется довольно обильная фауна чокракской фации горизонта, представленная родами *Leda*, *Mytilus*, *Syn-desmya*, *Maetra*, *Pholas*, *Dosinia*, *Donax*, *Nassa* и др. Местами в песчаниках были встречены остатки древесины, листьев двудольных и стеблей травянистых растений.

У западной окраины области, захваченной работами по исследованию нефтяных месторождений, характер чокракско-спириалисовых слоев резко изменяется. Мощность их уменьшается до нескольких десятков метров; преобладающими породами становятся светлозеленоватые глины с прослойками песков и темных полосатых глин. Одновременно с этим в породах появляется обильная чокракская фауна. Верхним горизонтам свиты более восточных частей района, характеризующимся присутствием чокракской фауны, здесь, повидимому, соответствует толща песчано-глинистых пород, в которых встречаются раковины пресноводных моллюсков, а также редкие мелкие *Spaniodontella*.

Песчаники чокракско-спириалисовых слоев являются главным нефтеносным горизонтом Грозненского района. В области Черных гор нефть известна в них в восточной части изучаемой нами области, причем в Бенойско-Курчаллинском районе песчаники сильно насыщены. В Суяженском хребте признаки нефти в спириалисовых слоях известны в районе Слепцовской, Серноводска и в окрестностях Ачалуков. В Алдынском и Грозненском хребтах этим слоям принадлежит главная масса эксплуатируемой нефти. В системе Терского хребта нефть в спириалисовых слоях известна на Исти-су, в Брагунском хребте, у Горячеводска, около сел. Зибер-юрт и в районе Вознесенки.

Спаниодонтелловые слои представлены породами, чрезвычайно близкими к чокракско-спириалисовым, и в большей части области состоят из таких же темных глин и глинистых сланцев с более или менее мощными

прослоями кварцевых песчаников, как и последние. Мощность их в области Передовых хребтов и в восточной части Черных гор варьирует от 200 до 400 м; на Тереке она уменьшается до 100 м, а западнее, в бассейне Уруха, породы с типичной для рассматриваемого горизонта фауной имеют всего около 20 м мощности.

Из органических остатков в спаниодонтелловых слоях в изобилии встречаются только чешуи и части скелета рыб и раковинки *Spaniodontella*. Последние чаще всего встречаются в прослойках мергелей и в тонкозернистых песчаниках, глины же часто представляются совершенно безжизненными. Чаще, чем в ниже лежащих породах, в спаниодонтелловых слоях встречаются остатки растений, преимущественно стеблей каких-то травянистых форм; в некоторых прослоях они образуют массовые скопления; в песчаниках кое-где попадаются тонкие углистые прожилки.

В Старо- и Ново-Грозненском районах спаниодонтелловые песчаники содержат большие запасы нефти, в Вознесенском же нефть встречается в них лишь изредка. Кроме того, признаки нефтеносности обнаружены в рассматриваемом горизонте в Гудермесском хребте. В Черных горах признаков нефти в спаниодонтелловых слоях с достоверностью не известно.

За спаниодонтелловыми слоями следуют сарматские отложения, представленные в главной своей массе глинистыми породами.

Нижнесарматские слои состоят из темных глин с прослоями мергелей и делятся обычно на два горизонта, из которых нижний характеризуется присутствием *Syndesmya reflexa*, а верхний — *Maetra fragilis*. Мощность этих пород в различных частях района сильно колеблется, от 40 до 150 м. Фауна нижнесарматских глин в большей части Терской области очень бедна и однообразна и состоит из очень немногих видов мелких *Maetra* и *Cardium* с очень тонкими створками; реже встречаются *Modiola*, *Vuccinum*, *Trochus*, *Bulla*, *Cerithium*; кое-где попадаются тонкие прослойки ракушника. К западу от Терека количество ископаемых в нижнесарматских породах сильно возрастает, и их раковины становятся гораздо более массивными.

Средний сармат начинается толщею до 150 м мощности темносерых глин с прослойками мергелей. Породы эти содержат довольно многочисленные остатки очень бедной видами фауны моллюсков, главным образом *Cryptomactra pes anseris*, затем мелкие *Cardium*, *Maetra* и реже — *Trochus*, *Nassa*, *Bulla*.

Верхняя часть среднего сармата в области Передовых хребтов и в восточных частях Черных гор представлена так называемыми грозненскими слоями, которые достигают 200—300 м мощности.

Под этим именем разумеют крайне однообразную толщу глинистых пород, которые в выветреном состоянии бывают окрашены в сероватые и желтоватые цвета и распадаются на тонкие плитки, очень похожие на плитки майкопских глин. В свежем состоянии, в образцах из скважин и свежих разрезов грозненские слои являются темносерыми и часто черными плотными глинами и глинистыми сланцами. Как и ниже лежащие породы, грозненские глины содержат местами прослойки мергеля и глинистого железняка. По характеру органических остатков грозненские глины в области типичного своего развития весьма напоминают глины майкопской свиты: остатки моллюсков в них представляют также величайшую редкость, если только они вообще здесь встречаются; наоборот, остатки рыб попадают в изобилии; местами встречаются отпечатки панцирей ракообразных и скелеты тюленей. По К. Прокопову, глины грозненской свиты в области Передовых хребтов в изобилии содержат скорлупки *Ostracoda*, но эти указания нам представляются не вполне достоверными. В Старо-

Грозненском районе Чарыгиным, в восточной части Черных гор Н. С. Шатским и В. Е. Руженцевым и в восточной части системы Терского хребта Розановым остракоды находимы были в верхнесарматских и мейотических глинах, но не в грозненских. Не исключена возможность, что при недостатке разрезов в передовых хребтах и трудности отделения здесь верхнесарматских отложений от среднесарматских за глины грозненской свиты Прокоповым были приняты глины верхнего сармата. В бассейне р. Аргун и прилегающих к последнему частях Черных гор Н. Кудрявцев (1925, 1) параллелизирует с грозненскими слоями Передовых хребтов песчанистые глины с прослойками песков и песчаников; в породах этих им находимы были *Hydrobia* и *Ostracoda*. Возможно, что и эти породы следует относить к верхнему сармату. Повидимому, уже на Аргуне немые породы грозненской свиты замещаются глинами с редкими остатками моллюсков. Такая смена фаций, вне всякого сомнения, имеет место в западной части Черных гор, где в верхних частях среднесарматских отложений встречается скудная фауна моллюсков (*Maetra*); к западу от Терека рассматриваемый горизонт выклинивается.

Признаки нефти в сарматских отложениях были обнаружены, как в Старо-Грозненском, так и в Ново-Грозненском промысловом районе. На Старо-Грозненских промыслах незначительный прослой нефтяного песка был встречен на 160 м выше поверхности спаниодонтелловых слоев, а в Соленой Балке из грозненских глин наблюдались весьма обильные выделения нефтяных газов. В Ново-Грозненском районе признаки нефти обнаружены были на разных горизонтах в толще среднесарматских глин, но наиболее интенсивные нефтепроявления приурочивались к криптомактровым слоям и к нижнему сармату. Нефть сосредоточивалась во встречающихся здесь тонких песчаных прослоях.

В верхнем сармате литологический состав меняется, и вместо однообразной толщи глин мы находим в различных районах то те же глины, то глины с прослоями песков, то мощные песчаники с прослоями глин, то чередование известняков, частью ракушечных, песчаников и глин. Местами в Черных горах мощность верхнесарматских отложений достигает 1000 м. Фауна верхнесарматских отложений крайне однообразна и состоит обычно всего из двух видов *Maetra*, но последние встречаются во множестве, образуя нередко целые прослои; кроме того, здесь нередко попадаются остракоды.

Признаков нефтеносности ни в верхнесарматских породах, ни во всей толще покрывающих их образований не имеется. Поэтому стратиграфия более молодых членов разреза осадочных пород Терского района мы здесь коснемся только в самых кратких чертах. Породы эти типично развиты только в средних и восточных частях области. На западе они частью переходят в пресноводные образования, частью же вытесняются песчано-конгломеративными породами.

Над слоями с *Maetra caspia* в Черных горах располагается толща желтых песчаников и серых песчанистых глин, до 450 м мощности, с остатками пресноводных и наземных моллюсков (*Helix*, *Planorbis*, *Succinea*) и растениями.

Выше следуют отложения мейотического яруса, до 200 м мощностью, состоящие из серых и зеленоватых глин, песков, песчаников, конгломератов, оолитовых и мшанковых известняков. Нижние горизонты толщи содержат местами обильную фауну нижнего мейотиса с преобладанием морских форм — *Dosinia*, *Modiola*, *Venerupis*, *Scrobicularia*, *Cerithium*, *Potamidés*; в средних горизонтах к этим ископаемым присоединяются *Congeria* и в отдельных прослоях — *Unio* и *Helix*; верхние горизонты харак-

теризуются преобладанием *Congerina*, а также содержат в изобилии *Hydrobia* и *Helix*, почему эта толща приобретает пресноводно-континентальный характер.

Отложения ачкагыльского яруса залегают на подстилающих породах трансгрессивно и несогласно; мощность их достигает 300—400 м. Толща эта слагается чередующимися пластами песчаных глин, песков и песчаников; встречаются пласты конгломератов и известняков-ракушнякав, а также глинисто-песчаные породы с остатками наземных растений. В различных пунктах района строение разреза сильно меняется.

Еще более пестрый состав имеют отложения апшеронского яруса, заканчивающие собою осадки третичной системы.

Фауна обоих последних ярусов имеет обычный для них характер, свойственный отложениям замкнутых солоноватоводных бассейнов. Останавливаться на ней мы не станем.

Все вышеизложенное заставляет признать, что нефть распределена в толще пород, слагающих склоны Главного Кавказского хребта и Передовые хребты Терской нефтеносной области, не беспорядочно, а приурочивается к определенным стратиграфическим единицам. Древнейшими нефтесодержащими породами являются известково-глинистые сланцы верхней части альбского яруса, из которых выделяются капельки жидкой нефти. Следующим нефтеносным горизонтом являются кремнистые сланцеватые битуминозные известняки верхней части фораминиферовой свиты. От предыдущего он отделяется свыше чем 500 м известняковых и мергельных пород. Далее нефтеносными оказываются породы майкопской свиты, где нефть встречается: а) в самых нижних слоях (горючие сланцы ходумского горизонта), б) в песчаниках средних частей свиты (муцидакальский горизонт) и в) в глинах и песчаниках самого верхнего члена свиты (зурамакентский горизонт). Максимальные скопления нефти залегают в песчаниках чокракско-спириалисовой и спаниодонтелловой свиты. В отложениях сарматского яруса признаки нефтеносности резко уменьшаются, и последним нефтесодержащим горизонтом в редких случаях являются грозненские слои.

Глава третья

ОРГАНИЧЕСКИЙ УГЛЕРОД В НЕФТЕНОСНЫХ ПОРОДАХ

Выяснив в предыдущем, что нефть приурочена в главной массе к олигоценовым, нижне- и среднемиоценовым породам и в гораздо меньшей степени к нижним и средним горизонтам сармата, мы должны обратиться к рассмотрению вопроса, какими еще признаками отличаются содержащие нефть породы от пород, не заключающих этого минерального тела.

Выбирая среди различных признаков пород такие свойства последних, с которых следовало начать исследование поставленного сейчас вопроса, естественно было остановиться в первую очередь на органическом веществе породы.

Принимая, что нефть возникает внутри свиты заключающих ее пород, мы тем самым, конечно, допускаем, что источником ее является органическое вещество, находившееся в осадке. Изменения, которые претерпевало это вещество в процессе нефтеобразования, должны быть достаточно сложны и нам еще вовсе не известны. Тем не менее мы не имеем, кажется, никакого права предполагать, как это почему-то часто делают, чтобы органическое вещество осадка целиком переходило в процессе своего изменения

«в нефть, газ и воду» и чтобы часть его не оставалась в породе в виде соединений иного характера. Если это так, то мы можем попытаться сравнить органическое вещество нефтеносных свит с таким же веществом не содержащих нефти пород с разнообразных точек зрения.

Прежде всего можно подойти к вопросу количественно, определяя содержание органических веществ в нефтеносных и не нефтеносных породах и сравнивая между собою получающиеся данные. При этом теоретически можно ожидать, что нефтеносные породы будут содержать органического вещества больше, нежели не содержащие нефть, но нельзя отрицать и возможности обратных соотношений, так как при нефтеобразовательных процессах большая часть материнского органического вещества может перейти в газообразные и жидкие соединения, удаляемые из породы в виде нефти и ее газов.

Далее можно поставить вопрос о природе органических веществ, заключающихся в породах, причем решение этого вопроса может интересовать литолога с двух точек зрения. Если в осадках двух геологически эпох заключалось приблизительно одинаковое количество органического вещества и в дальнейшем в породах одной из этих эпох за счет изменения исходного вещества образовалась нефть, а в породах другой этого не произошло, то разница в результатах процесса может зависеть или от различий в природе исходного материала или от различий в химических и физических условиях процесса распада этого материала. И в том и в другом случае продукты реакций, остающиеся в породе после образования нефти, могут существенно отличаться от тех, к которым приводит процесс разложения органических веществ, когда он не идет в сторону нефтеобразования; установление этих различий может, очевидно, пролить свет на условия образования как самих нефтеносных пород, так и нефти.

Как ни заманчиво представляется решение поставленных вопросов, от большинства из них геологу приходится вовсе отказаться. Природа органических соединений, находящихся в породе в настоящее время, по видимому, вообще еще не может быть расшифрована, и во всяком случае вопрос этот принадлежит к труднейшим проблемам органической химии, для геолога совершенно недоступным. Поэтому мы могли затронуть качественную сторону вопроса только самым поверхностным образом; о полученных результатах будет сказано несколько слов в конце этой работы.

Доступнее является количественная сторона вопроса, но и в ней приходится сталкиваться с такими методологическими трудностями, которые заставляют остановиться только на частичном решении задачи. Точно определить количество органического вещества возможно только в таких осадочных породах, минеральная составная часть которых является совершенно точно известной и или не влияет совсем на результаты обычного элементарного органического анализа или же оказывает такое влияние, которое можно строго учесть. Можно определить количество органических соединений в чистых кварцевых песках, в чистых известняках и пр., но для пород, в которых существует примесь глины, различных водных минералов и пр., такие определения являются невозможными. При температурах, применяемых в органическом анализе, эти минералы отдают воду, которую невозможно отделить от воды, получающейся при окислении водорода органических веществ. Чрезвычайные затруднения представляет далее в отношении пород обычного для нефтеносных отложений типа определение органической серы, так как сера находится в виде и в свободном состоянии, и в виде сульфидов и, наконец, в виде сульфатов. Точному учету поддается азот, но возможность легкого отщепления

последнего в процессах разложения заставляет относиться к результатам анализов с крайней осторожностью. Весьма мало пригодным, наконец, для суждения о количестве органического вещества в породе является фосфор.

Вследствие всего этого мы при изучении вопроса о распределении органического вещества в породах Терской нефтеносной области принуждены были ограничиться в массовых анализах только определением углерода органических соединений, принимая количество последнего за показатель содержания в породе органического вещества вообще. Для точных сравнений полученный нами материал, конечно, служить не может, так как органические вещества, заключающиеся в различных геологических горизонтах, могут иметь весьма различный элементарный состав, но для общей ориентировки в вопросе этот метод нам представляется вполне удовлетворительным.

Определение углерода производилось нами мокрым путем, при помощи окисления органических веществ смесью серной кислоты и хромового ангидрида в присутствии ртути; перед анализом порода, конечно, освобождалась от углекислоты карбонатов (Гедройц, 1923; Сабанин, 1903).

При выборе материала для анализов перед нами прежде всего встал вопрос, какие же именно из пород, слагающих терские нефтеносные месторождения — пески или глины, должны быть подвергнуты испытанию на содержание органического вещества. Если иметь в виду, что основной целью всей работы является сравнение нефтеносных пород с аналогичными им породами, не содержащими нефти, то может казаться, что в первую очередь исследование должно обратиться на пески и песчаники; это, на первый взгляд, непосредственно вытекает из факта, что нефть в огромном большинстве случаев приурочивается к песчаным слоям, тогда как в глинистых мы или совсем не имеем ее или встречаем только редкие капельки и примазки.

Более внимательное изучение вопроса показывает, однако, что при выборе материала для исследования мы сразу наталкиваемся на один из наиболее неясных и запутанных вопросов нефтяной геологии. Из краткого обзора литературы, данного во введении, видно, что большинство как русских, так и иностранных геологов принимает за материнские породы нефти не вмещающие ее пески, а те глины и сланцы, которые эти пески сопровождают. Основанием для таких взглядов служит, прежде всего, тот факт, что глины и сланцы бывают часто весьма богаты органическими веществами, с которыми, тем или иным образом, можно связать нефть, тогда как пески, кроме нефти, в себе органического вещества обычно не содержат. Отсюда делается вполне естественное заключение, что нефть образовалась в глинистых породах и из них перешла, «мигрировала», как принято выражаться, в пористые песчаные слои, служащие для нее только вторичными резервуарами. Вторым обоснованием излагаемого взгляда являются теоретические соображения относительно различия в характере тех изменений, которые органическое вещество должно претерпевать в столь различных по своим физическим свойствам и условиям отложения породах, какими являются глины и пески. Песчаные осадки отлагаются обычно на небольших глубинах, куда свободно достигает кислород воздуха, и потому органические вещества, попадающие в осадок, должны легко окисляться с образованием углекислоты и других конечных продуктов распада. В осадках глинистых, отлагающихся на больших глубинах, в спокойной воде и мало проницаемых для воздуха, изменения органического вещества должны происходить без доступа воздуха и могут привести к образованию битумов.

Несмотря на всю распространенность изложенных взглядов, они все же не единственные, и меньшинство исследователей принимает, как мы видели выше, что связь нефти с песками является не механической, а генетической, первичной, и что нефть образовалась из органического вещества, погребенного в песчаных осадках. Основанием для этого служит прежде всего строгая приуроченность нефти к пескам, с одной стороны, и отсутствие, как правило, в глинах жидких битумов, с другой. Если бы нефть действительно возникала в глинах, чередующихся с песками или их подстилающих, то в глинах должно было бы всегда находиться значительное количество адсорбированных ими составных частей нефти, а нефть, содержащаяся в песках, должна бы быть лишена этих легко адсорбируемых веществ, чего в самом деле не наблюдается. С другой стороны, в современных условиях можно указать пески, в которые доступ кислорода крайне затруднен и в которых поэтому органическое вещество может быть предохранено от окисления. Наиболее существенные аргументы в пользу первичного залегания нефти в песках можно найти в работах Калицкого (1911) и Гуммеля (Hummel, 1924, 1925).

Впоследствии нам еще придется вернуться к рассматриваемому вопросу, в настоящее же время мы не станем останавливаться на нем подробно и отметим только, что аргументация обеих сторон не включает в себе данных, которые могли бы заставить решительно стать на ту или иную точку зрения. Поэтому мы сочли необходимым подвергнуть исследованию как песчаные, так и глинистые породы.

Сравнительное изучение песчаных пород из различных горизонтов свиты третичных образований, слагающих бассейн Терека, очень быстро показало, что признаков, связывающих эти породы с нефтью, не существует. Из приведенного выше описания нефтеносных горизонтов видно, что наиболее богатые нефтью пески и песчаники чокракско-спирялисовы и спаниодонтелловых слоев состоят, главным образом, из зерен кварца и ничем существенным не отличаются от песков и песчаников аналогичного минерального состава из отложений любого возраста и любого местонахождения. В частности, органическое вещество в этих породах, если они не заключают нефти или продуктов ее изменения, весьма часто совершенно отсутствует; в заметном количестве появляется оно, когда песчаники становятся глинистыми или содержат в себе тонкие прожилки глинистого материала, или, наконец, когда в них встречаются обуглившиеся остатки растений и прожилки углистого вещества. Все эти явления отнюдь не являются характерными. В песчаниках майкопской свиты, всегда содержащих большую или меньшую примесь глинистых частиц, органическое вещество имеется всегда, но в очень ограниченном количестве; то же имеет место и в глинистых песчаниках верхнего сармата, меотиса, акчагыла и пр. Чтобы показать справедливость сказанного, мы приведем здесь несколько определений углерода в песках и песчаниках различных горизонтов пород, слагающих Терскую нефтеносную область.

	Содержание углерода, %
Акчагыльские слои	
Серноводск. Слепцовская балка	0,11
» » »	0,21
Меотические слои	
1) р. Сулак в Черных горах	0,46
2) » » » » » »	0,17
3) » » » » » »	0,46

Верхний сармат

	Содержание углерода, %
р. Сулак	0,35
» »	0,26

Спаниодонтелловые слои

р. Сулак. Песчаник с глинисто-углистыми прожилками . .	0,89
» » Песчаник с углистыми прожилками	0,57
Серноводск. Крестовая балка, пласт II	0,60
» » » песчаник с глинисто-углистыми прожилками; пласт IX	1,05

Спирналисовые слои

Серноводск, пласт X	0,10
» » XIII	0,09
» » XIV	0,38
» » XIV	0,08

Майкопские слои

а) Бассейн рр. Сулак и Актар	
1) Муцидакальский горизонт	0,97
2) » »	0,12
3) » »	0,35
4) Мпатлинский горизонт	0,05
б) р. Асса	0,66
в) » Кодахчин	0,11
» »	0,23

Цифры эти достаточно определенно говорят о том, что связи между присутствием нефти в песчаниках и содержанием в них органических веществ не имеется никакой.

Совершенно иные результаты дало изучение распределения углерода органических веществ в глинистых породах.

Анализированные нами глины и глинистые сланцы происходят частью из буровых скважин разведочных и промысловых районов, частью же из естественных разрезов, изученных геологами Государственного исследовательского нефтяного института и Горной академии. Районы сборов указаны на прилагаемой карте (рис. 1).

Из области Передовых хребтов мы имеем материал из буровых скважин в Исти-су, Ново-Грозненском и Старо-Грозненском районах, который был доставлен Ледневым, Шаповаловым, Чарыгиным и Линдтропом, а также из разрезов окрестностей Серноводска, детально изученных Крестовниковым.

Материал из Черных гор происходит исключительно из естественных разрезов. Здесь были проанализированы глинистые породы из следующих местностей:

- 1) побережье р. Сулак — материал Н. С. Шатского (1924);
- 2) побережье р. Ярык-су — материал В. Е. Руженцева (1925);
- 3) побережье р. Фортанги — материал В. А. Долицкого (1925);
- 4) побережье р. Ассы — материал В. А. Долицкого (1925);

- 5) побережье р. Терека — материал А. Н. Розанова (1925);
- 6) побережье р. Кодахин — материал А. Н. Розанова (1925);
- 7) побережье р. Урух — материал М. С. Шведова (1925).

Материал из буровых скважин имеет несомненное преимущество над образцами из естественных разрезов в том отношении, что можно быть вполне уверенным в его свежести, в отсутствии выветривания, которое

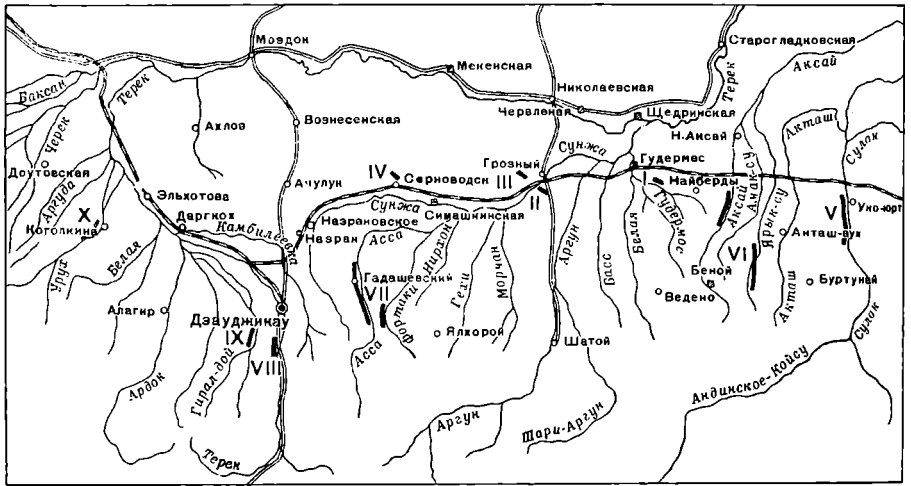


Рис. 1. Грозненский, или Терский, нефтесосный район.

Жирными линиями обозначены районы сборов петрографического материала, изученного в настоящей работе.

прежде всего влияет на органическое вещество пород в сторону его уменьшения. С другой стороны, однако, получаемые при бурении образцы редко когда являются вполне чистыми от постороннего материала. Безупречными можно считать лишь крупные образцы с обвалов в скважинах, но они получаются далеко не часто и носят более или менее случайный характер. Имея дело с образцами из буровой скважины, вообще часто бывает трудно решить, является ли данная порода характерной для того горизонта, из которого она происходит, или же образец принадлежит какому-либо прослою, значительно отличающемуся от вмещающих его пород.

Совершенно иное представляют образцы из естественных обнажений, когда они собираются специально для литологических исследований, и порода берется так, чтобы она, по возможности, являлась типовым образцом горизонта. С этой точки зрения образцы из разрезов имеют явное преимущество перед материалом из скважин; недостатком их служит то, что нельзя при всех предосторожностях быть уверенным в свежести образцов, в том; что часть углерода не удалена из них процессами выветривания. Хорошим и необходимым контролем является, конечно, сравнение результатов анализа образцов из естественных обнажений с образцами тех же стратиграфических горизонтов, добытыми при бурении. При сборах материалов в 1925 г. были приложены все усилия к получению незатронутых выветриванием образцов, но в 1924 г., когда методика работы еще не была

вполне выработана, часть материала была собрана заведомо не в достаточно свежем состоянии.

Мы начнем изложение с анализов буровых образцов.

I. Исти-су

Из разведочной буровой в урочище Исти-су в нашем распоряжении имеется всего 5 образцов спириалисовых пород, определение углерода в которых дало следующие результаты.

	% С
№ 1	3,88
№ 2	2,21
№ 3	0,80
№ 4	2,20
№ 5	2,22
<hr/>	
Среднее	2,26% (52 кг/м ³)

II. Ново-Грозненский район (рис. 2)

Гораздо более полный материал имеется из буровых скважин Ново-Грозненских промыслов. Здесь было произведено 24 определения углерода в глинистых породах месторождения, начиная с грозненских и кончая спириалисовыми слоями. Результаты следующие:

Средний сармат

а) Грозненские слои (Srm. n.²)

	% С
1) в 81 м от основания горизонта	2,63
2) » 21 » » »	2,27
3) у основания горизонта	2,17
<hr/>	
Среднее	2,36% (53 кг/м ³)

б) Криптомактровые слои (Srm. m.¹)

	% С
4) близ верхней границы	2,73
5) в 68 м от основания горизонта	0,54
6) » 64 » » »	0,68
7) » 58 » » »	0,69
8) » 47 » » »	0,76
9) близ нижней границы	0,78
<hr/>	
Среднее	0,69% (16 кг/м ³)

Нижний сармат (Srm. i.)

	% С
10) близ границы с криптомактровыми слоями	0,82
11) 30 м ниже границы	0,60
12) 43 » » »	3,19
13) 47 » » »	1,42
<hr/>	
Среднее	1,5% (35 кг/м ³)

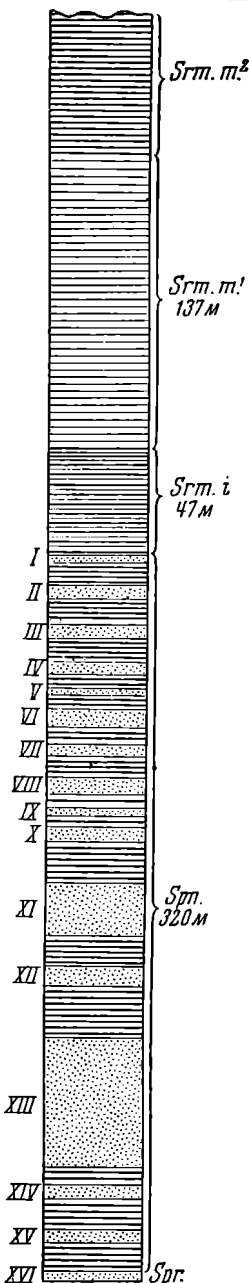


Рис. 2. Схема строения изученной части Ново-Грозненского месторождения.

Тонкие линии — песчаные слои. Тонкие линии — глинистые породы, относительно бедные органическим веществом; жирные линии — глинистые породы, относительно богатые органическим веществом. Буквенные обозначения и римские цифры соответствуют тексту.

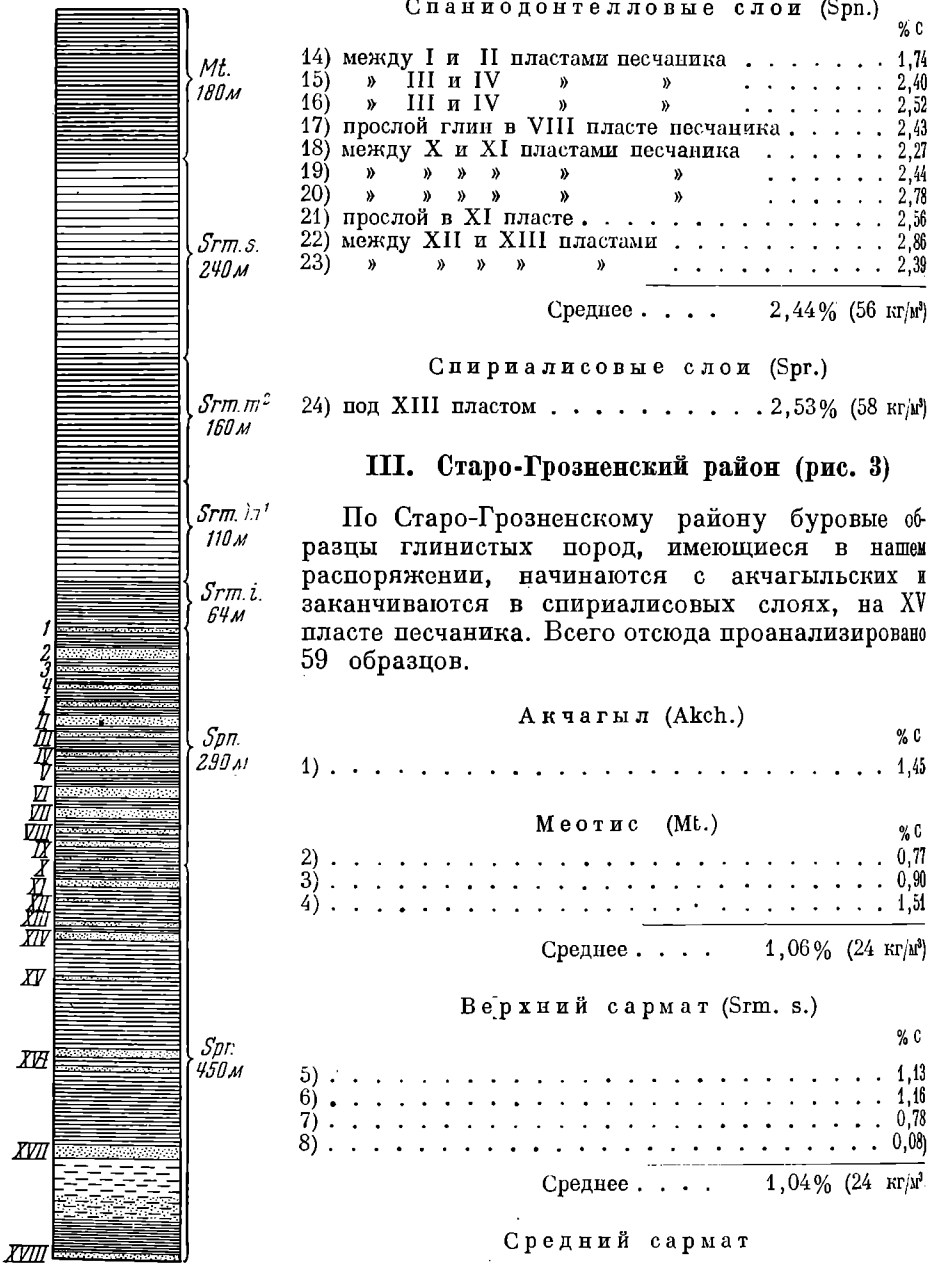


Рис. 3. Схема строения Старо-Грозненского месторождения, по Шаповалову и Чарыгину. Обозначения, как на рис. 2.

6) Криптомактровые слои (Strm. m. ¹)

	% С
16)	0,89
17)	1,60
18)	1,12
19)	1,13
20)	0,63
21)	1,67
22)	0,99
<hr/>	
Среднее	1,15% (26 кг/м ³)

Нижний сармат (Strm. i.)

	% С
23)	2,33
24)	2,77
25)	1,73
26)	2,02
27)	1,49
28)	1,43
<hr/>	
Среднее	1,96% (45 кг/м ³)

Спаниодонтелловые слои (Spr.)

	% С
29) первый водяной пласт	2,64
30) I нефтяной пласт	1,40
31) » »	1,25
32) между II и III пластами	1,81
33) » » » »	2,16
34) » » » »	1,69
35) кровля III пласта	1,52
36) III пласт	1,95
37) между III и IV пластами	2,05
38) » IV и V »	1,73
39) V пласт	1,32
40) между VI и VII пластами	3,28
41) » » » »	3,30
42) » VII и VIII »	1,29
43) кровля VIII пласта	1,77
44) VIII пласт	1,65
45) между VIII и IX пластами	1,37
46) IX пласт	2,57
<hr/>	
Среднее	1,93% (44 кг/м ³)

Спирялисовые слои (Spr.)

	% С
47) X пласт	1,58
48) между X и X _α пластами	1,99
49) » X _α и XI »	4,32
50) под XI пластом	4,33
51) » XII »	4,73
52) » XII »	3,33

	% С
53) перед XIII пластом	6,39
54) между XIII и XIV пластами	3,68
55) перед XIV пластом	4,70
56) » XIV »	2,44
57) XIV пласт	4,51
58) перед XV пластом	4,20
59) » XVI »	1,05
<hr/>	
Среднее	3,37% (77 кг/м ³)

Для сравнения с приведенными цифрами мы даем несколько оценок углерода в образцах, взятых В. Н. Крестовниковым в Старо-Иценском районе частью из шурфов (акчагыл), частью же из наисвежих и ясных естественных разрезов (сармат):

Акчагылские слои

	% С
60)	0,9
61)	0,34

Нижний сармат

	% С
62)	1,38

IV. Серноводск

Кроме буровых образцов из области Передовых хребтов, в нашем распоряжении имеется материал из детально изученного Крестовников Серноводского разреза средиземноморских отложений в Сунженском : те. В приводимой ниже таблице номенклатура слоев песчаника : соответственно с номенклатурой в Старо-Грозненском районе.

Спаниодонтелловые слои

	% С
1) самые верхние горизонты глин	1,61
2) под 2-м водяным пластом	1,99
3) » 3-м » »	1,38
4) » » » »	1,46
5) между 4-м водяным и I нефтяными пластами	1,95
6) между I и II нефтяными пластами	1,62
7) » II и III » »	1,66
8) » III и IV » »	2,40
9) » IV и V » »	2,50
10) » V и VI » »	2,01
11) » VI и VII » »	2,43
12) » VII и VIII » »	2,29
13) » VIII и IX » »	2,84
14) » IX и X » »	1,66
15) » X и XI » »	2,22
<hr/>	
Среднее	1,98% (46 кг/м ³)

Спиралисовые слои

	% С
16) между X и XI нефтяными пластами	3,37
17) » XI и XII » »	4,09
18) » XII и XIII » »	2,36
19) » XIII и XIV » »	3,63
20) » XIV и XV-XVI нефтяными пластами . . .	7,73
21) ниже XVI пласта	5,70

Среднее	4,48% (103 кг/м ³)

Как ни мал (около 120 анализов) и несовершенен приведенный аналитический материал, все же он позволяет наметить некоторую закономерность в распределении углерода в толще неогеновых пород, слагающих Передовые хребты Терского нефтеносного района.

Для акчагыла в нашем распоряжении имеется очень мало данных. В естественных разрезах акчагыльские глины видны не часто и обычно бывают сильно выветрены. Для анализа нами выбирались наиболее темные образцы глинистых пород, добытых из шурфов и естественных выходов, и, несмотря на это, количество углерода в них оказалось не превышающим 0,9%; величина эта, повидимому, исключительная, и нормальное содержание углерода в акчагыльских глинах, которые выходят в разрезах, повидимому, не превышает 0,5%. Единственный образец акчагыльских глин, полученный нами из скважин, содержит 1,45% углерода.

Для меотических и верхнесарматских глин у нас имеется 7 анализов буровых образцов. Судя по ним, нормальным для этих пород является содержание углерода в 0,8—1,5%; по мере перехода к более глубоким горизонтам толщи количество органического вещества, повидимому, несколько возрастает. В грозненских слоях содержание углерода резко повышается, доходя в среднем из 10 анализов до 2,4%; в большинстве образцов содержание углерода колеблется здесь между 2 и 3%, но в отдельных случаях падает до 0,5% или возрастает до 5%. Для криптомактровых слоев количество анализированных образцов возрастает до 13. Содержание углерода здесь опять значительно понижается и обычно бывает равно 0,7—1,3%; больше 2% углерода оказалось только в одном образце. С переходом к нижнесарматским глинам количество углерода вновь начинает возрастать, доходя в нижних частях их толщи в отдельных случаях до 3%; среднее содержание в анализированных образцах не превышает 1,5% для Ново-Грозненского и 2% для Старо-Грозненского района.

Сравнивая анализы спаниодонтелловых глин Ново-Грозненского района и Серноводска, мы видим, что в верхних слоях их количество углерода превышает 1,5% и часто приближается к 2% (1,95; 1,99%); в более глубоких горизонтах глин в обоих районах содержание углерода повышается до 2,5%, в отдельных случаях доходя почти до 3%. Учитывая большое расстояние, которое отделяет Ново-Грозненский район от Серноводска, приходится удивляться близости получаемых при анализе цифр. В цифрах, полученных для Старо-Грозненского района, нет той однородности, какая бросается в глаза в двух предыдущих случаях, и здесь содержание углерода то поднимается до 3,3%, то падает до 1,3%. Явление это зависит, повидимому, главным образом, от разнородности имеющегося в нашем распоряжении материала. В то время, как в двух первых районах образцы взяты из значительных по мощности пластов глинистых пород,

разделяющих песчаники, образцы Старо-Грозненского района в значительной своей части относятся или к песчано-глинистым пачкам, известным здесь под именем нефтяных песчаников (№ 29, 30, 31, 39, 44 и 46), или взяты, повидимому, в непосредственной близости от этих песчаных слоев. В тех случаях, когда на этикетках образцов имеются надписи «между слоями песчаников», анализы дают почти всегда от 1,7% и до 3,3% углерода. В образцах глинистых пород, снабженных этикеткой «кровля или подошва песчаника», содержание углерода часто падает до 1,2—1,3%, и лишь в одном случае оказалось равным 2,57%. Из этого мы склонны сделать вывод, что разницу в анализах следует объяснять главным образом различиями во взятии образцов, а не действительным изменением в содержании углерода в породах Старо-Грозненского района; среднее содержание углерода в глинистых толщах и здесь, повидимому, колеблется от 2% до 3%.

Спиреалисовые слои мы можем сравнивать в Старо-Грозненском и Серноводском районах. В первом, начиная уже с верхних слоев глинистых пластов этого горизонта, имеет место дальнейшее обогащение породы органическим веществом, и содержание углерода в ней доходит до 4—4,5%, а перед XIII пластом песчаника даже до 6,4%. Вполне аналогичные явления имеют место и в Серноводске; здесь в глинистых породах между X и XI слоями песчаника содержание углерода возрастает до 3,4% и ниже до 4%, а между XIV и XV пластом до 7,7% и ниже XVI до 5,7%.

Таким образом, наиболее богатыми углеродом оказываются глины спиралисового и спаниодонтеллового горизонтов, к которым и приурочиваются в рассматриваемой области нефтеносные слои. Выше выделяется по богатству органическим веществом грозненская свита, в глинах которой содержание углерода таково же, как и в глинах спаниодонтелловых слоев. Для выше лежащих слоев, среди которых признаков нефти уже нигде не было встречено, ни один из анализов не дал цифры более 1,5%, которая относится к нижним горизонтам меоциса. В верхних частях меоцисических пород, а также в акчагыльских анализы обнаруживают обычно менее 1% углерода; приводимые для акчагыльских глин цифры 0,3% и 0,9% относятся к небольшим прослоям богатых органическим веществом разностей этих пород, поскольку последние видны в разрезах.

Перейдем теперь к материалу из естественных разрезов восточной части Черных гор, где обнажена вся свита третичных отложений и где нефтеносные слои приурочиваются к майкопским и спиралисовым песчаникам.

V. Разрез по рр. Сулак и Акташ (рис. 4)

Разрезы по Сулаку и Акташу были изучены Н. С. Шатским в 1924 г., когда план настоящей работы еще только нащупывался и методика сбора материала не была выработана. Вследствие этого не было обращено достаточного внимания на свежесть образцов, и для некоторых горизонтов удовлетворительного по сохранности материала в нашем распоряжении не имеется. Это относится главным образом к майкопским глинистым породам, из которых вполне удовлетворительными, с точки зрения сохранности органического вещества, можно считать только образцы пород самого нижнего, хадумского, горизонта. Заведомо плохую сохранность имеют глины «нижнего глинистого горизонта».

В следующей таблице для меоцисических и верхнесарматских слоев мы приводим не только анализы глин, но и песчаников, так как последние обычно бывают сильно глинисты и по содержанию углерода мало отличаются от песчаных глин, встречающихся в рассматриваемых горизонтах.

Акчагыльский ярус (Akch.)

	% C
1)	0,48
2)	0,17
3)	0,50
4)	0,34

Среднее 0,37% (8 кг/м³)

Меотический ярус (Mt.)

Глины

	% C
5)	0,65
6)	0,45
7)	0,76

Среднее 0,62% (14 кг/м³)

Песчаники

	% C
8)	0,46
9)	0,17
10)	0,46

Среднее 0,38%

Верхний сармат пресноводный (Srm. s. ²)

	% C
11)	0,17
12)	0,33

Среднее 0,25% (6 кг/м³)

Верхний сармат с *Mastra caspia* (Srm. s. ¹)

Верхняя глинисто-песчаная часть

	% C
13)	0,16
14)	0,35
15)	0,26

Среднее 0,26% (6 кг/м³)

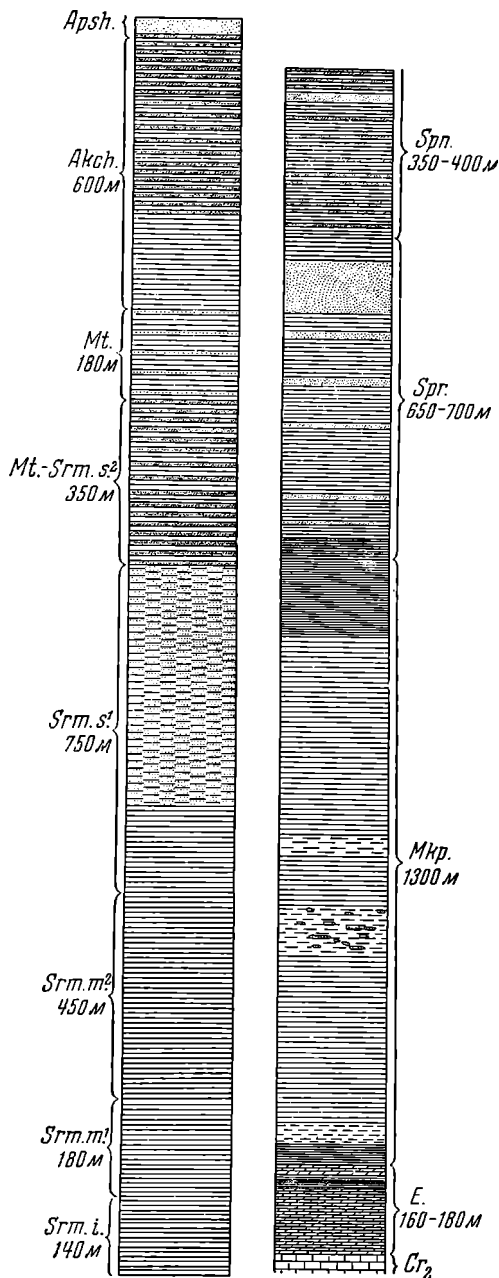


Рис. 4. Схема строения третичных отложений (по рр. Сулак и Акташ. Составил Н. С. Шатский.

Нижняя глинистая часть

16)	0,65% (14 кг/м³)
---------------	------------------

Средний сармат

а) Грозненская свита (Srm. м. ²)

	% С
17)	2,26
18)	3,38
19)	2,28
<hr/>	
Среднее	2,64% (62 кг/м ³)

б) Криптомактровые слои (Srm. м. ¹)

	% С
20)	2,07
21)	0,96
22)	1,21
23)	1,01
<hr/>	
Среднее	1,31% (30 кг/м ³)

Нижний сармат (Srm. i.)

	% С
24)	2,00
25)	3,14
26)	2,55
<hr/>	
Среднее	2,56% (59 кг/м ³)

Спаниодонтелловые слои (Spr.)

	% С
27)	1,09
28)	7,34
29)	3,43
30)	6,08
31)	1,52
32)	4,11
<hr/>	

Среднее, принимая во внимание относительную мощность анализируемых типов глин, равно 3,90% (90 кг/м³)

Спирялисовые слои (Spr.)

	% С
33)	10,16
34)	2,60
35)	4,50
36)	2,02
37)	2,01
38)	6,91
39)	2,08
40)	1,06
41)	13,04
<hr/>	

Среднее, учитывая относительную мощность анализируемых разностей глин, равно 3,10% (71 кг/м³)

Майкопская свита (Мкр.)

а) Зурамакентский горизонт

	% С
42)	1,57
43)	1,93
44)	1,54
<hr/>	
Среднее	1,70% (34 кг/м ³)

б) Горизонт реки

	% С
45)	2,76
46)	2,56
<hr/>	
Среднее	2,70% (62 кг/м ³)

в) Горизонт муцидакалский

Глины

	% С
47)	0,49
48)	0,11
<hr/>	
Среднее	0,30% (7 кг/м ³)

Песчаники

	% С
49)	0,97
50)	0,12
51)	0,35
<hr/>	
Среднее	0,48% (11 кг/м ³)

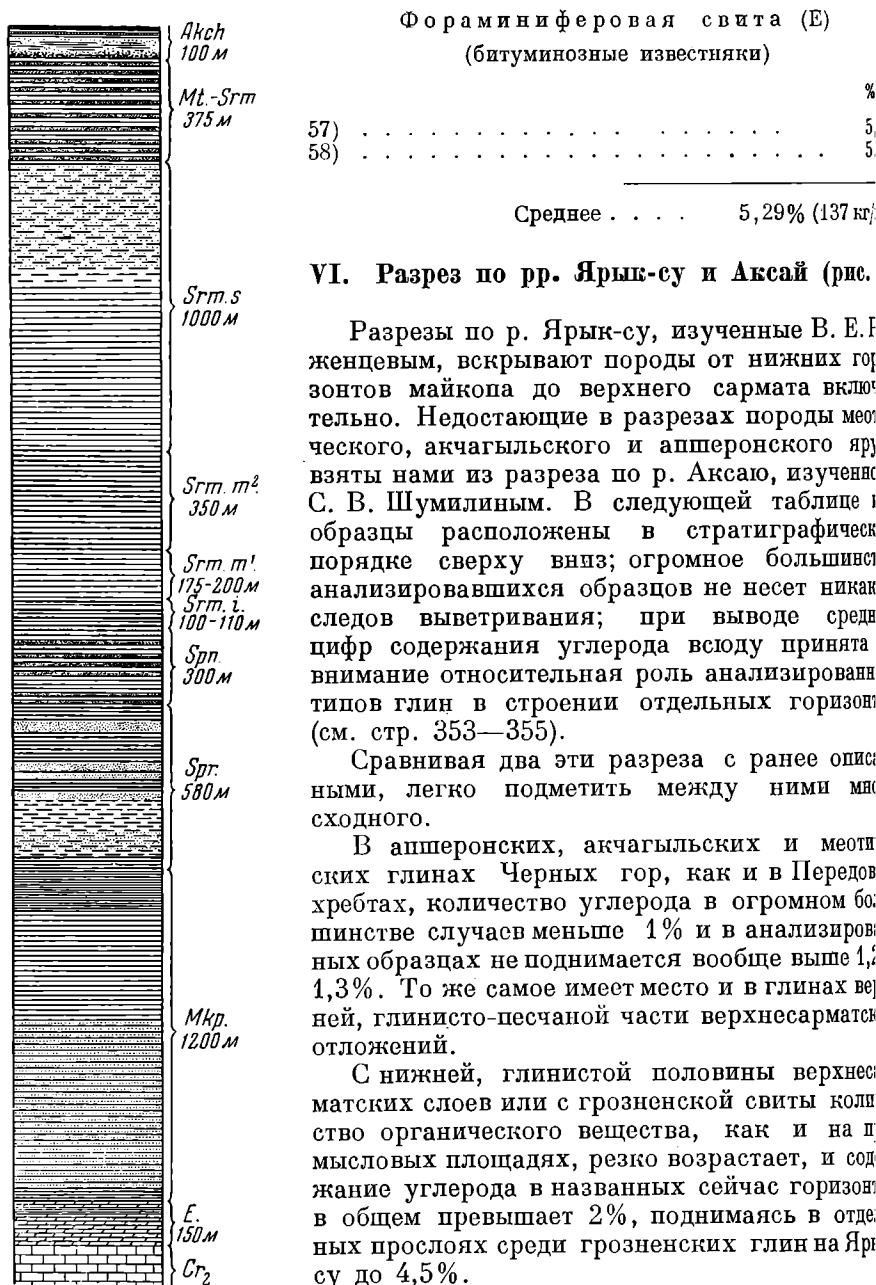
г) Горизонт нижний глинистый¹

	% С
52)	0,60
53)	0,05
<hr/>	
Среднее	0,30% (7 кг/м ³)

д) Горизонт хадумский

	% С
54)	2,96
55)	6,80
56)	13,97

¹Породы сильно выветрелые.



VI. Разрез по рр. Ярык-су и Аксай (рис.)

Разрезы по р. Ярык-су, изученные В. Е. Руженцевым, вскрывают породы от нижних горизонтов майкопа до верхнего сармата включительно. Недостающие в разрезах породы меоценового, акчагыльского и апшеронского ярусы взяты нами из разреза по р. Аксаю, изученного С. В. Шумилиным. В следующей таблице образцы расположены в стратиграфическом порядке сверху вниз; огромное большинство анализировавшихся образцов не несет никаких следов выветривания; при выводе средних цифр содержания углерода всюду принята во внимание относительная роль анализированных типов глин в строении отдельных горизонтов (см. стр. 353—355).

Сравнивая два эти разреза с ранее описанными, легко подметить между ними сходного.

В апшеронских, акчагыльских и меоценовых глинах Черных гор, как и в Передовых хребтах, количество углерода в огромном большинстве случаев меньше 1% и в анализированных образцах не поднимается вообще выше 1,1, 3%. То же самое имеет место и в глинах верхней, глинисто-песчаной части верхнесарматских отложений.

С нижней, глинистой половины верхнесарматских слоев или с грозненской свиты количество органического вещества, как и на промысловых площадях, резко возрастает, и содержание углерода в названных сейчас горизонтах в общем превышает 2%, поднимаясь в отдельных прослоях среди грозненских глин на Ярык-су до 4,5%.

Криптомактровые слои на Сулаке, Акташе и Ярык-су показывают то же уменьшение содержания органических веществ, какое было отмечено в Передовых хребтах.

Нижний сармат в рассматриваемой сей области более богат органическим веществом, нежели в промысловых районах, и содержание углерода в глинах здесь в среднем превышает 3%; отдельные, мало мощные прослойки на Ярык-су содержат до 9,5% углерода.

Рис. 5. Схема строения стратиграфических отложений по р. Ярык-су. Составил В. Е. Руженцев.

Апшеронский ярус (Apsch.)

	% С
1)	0,41
2)	0,93
<hr/>	
Среднее	0,67% (15 кг/м ³)

Акчагыльский ярус (Aksch.)

	% С
3)	1,31
4)	1,21
<hr/>	
Среднее	1,26% (29 кг/м ³)

Меотический ярус (Mt.)

	% С
5)	0,82
6)	0,46
7)	1,02
<hr/>	
Среднее	0,77% (17 кг/м ³)

Верхний сармат

а) Пресноводные слои (Srm. s.²)

	% С
8)	1,14
9)	0,60
<hr/>	
Среднее	1,02% (23 кг/м ³)

б) Слои с *Mastra caspia* (Srm. s.¹)

Глинисто-песчаная толща

	% С
10)	0,92
11)	0,70
12)	0,0
13)	0,15
14)	0,94
<hr/>	
Среднее	0,89% (20 кг/м ³)

Глинистая толща

	% С
15)	2,44
16)	1,99
17)	2,19
18)	2,57
19)	1,30
<hr/>	
Среднее	2,10% (48 кг/м ³)

Средний сармат

а) Грозненские слои (Srm. m.²)

	% С
20)	1,85
21)	4,51
22)	2,39
23)	1,98
24)	2,23
Среднее	2,59% (60 кг/м ³)

б) Криптомактровые слои (Srm. m.¹)

	% С
25)	1,06
26)	0,75
27)	1,19
28)	1,44
Среднее	1,11% (26 кг/м ³)

Нижний сармат (Srm. i.)

	% С
29)	4,34
30)	3,43
31)	2,95
32)	9,51
Среднее	3,87% (89 кг/м ³)

Спаниодонтелловые слои (Spr.)

	% С
33)	2,10
34)	1,52
35)	1,86
36)	1,30
37)	1,79
38)	2,84
39)	1,82
40)	1,29
41)	1,85
42)	9,39
43)	1,91
44)	1,84
45)	2,20
46)	2,46
Среднее	1,81% (42 кг/м ³)

Спирналисовые слои (Spr.)

	% С
47) мощность слоя 13 м	2,45
48) » » 21 »	8,78
49) » » 62 »	1,85
50) » » 5 »	1,34
51) » » 40 »	1,96
52) » » 115 »	1,75
53) » » 115 »	1,23
Среднее	3,00% (69 кг/м ³)
54) мощность слоя 60 м	7,95% С (184 кг/м ³)

Майкопские слои (Мкр.)

а) Горизонт зурамакентский

	% С
55)	1,61
56)	1,81
Среднее	1,71% (39 кг/м ³)

б) Горизонт реки

	% С
57)	1,13
58)	1,80
Среднее	1,32% (30 кг/м ³)

в) Горизонт муцидакальский

	% С
59)	0,78
60)	0,80
61)	0,63
Среднее	0,64% (14 кг/м ³)

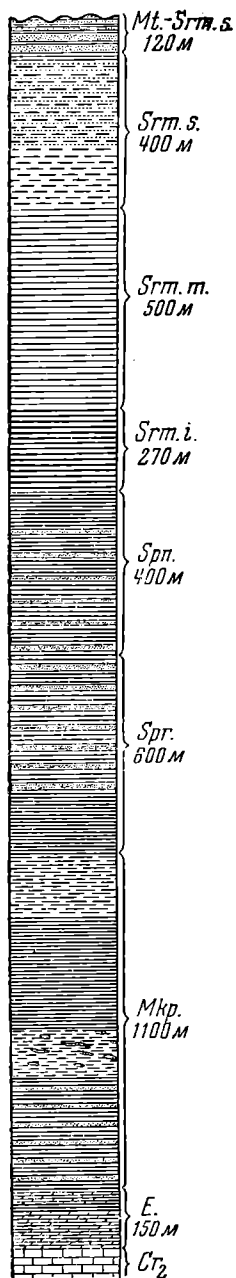
г) Горизонт хадумский

	% С
62)	2,89
63)	2,89
64)	4,61
65)	6,00
Среднее	4,11% (94 кг/м ³)

Для спаниодонтелловых слоев Ярык-су анализы в большинстве случаев дают около 2% углерода, что очень близко к содержанию его в тех же слоях обоих промысловых районов, но на Сулаке и Акташе спаниодонтелловые глины часто содержат до 4, 6 и 8% углерода.

В спириалисовых глинах восточной части Черных гор содержание углерода колеблется в весьма широких пределах — от 1,3 до 13%, причем на Ярык-су, где был произведен возможно более тщательный подсчет мощности глин различного по содержанию органического вещества типа, на долю глин с содержанием углерода в 8—8,8%, по подсчетам Руженцева, приходится около 80 м, на глины с 1,9—2,5% около 115 м и на глины с содержанием от 1,2 до 1,7% около 115 м. Учитывая это, среднее содержание углерода во всей толще спириалисовых глин Руженцев принимает равным 3,37%; соответственные подсчеты Шатского для глинистых пород спириалисового горизонта Сулака и Акташа дают 3,4%; цифры эти, легко видеть, очень близки к средним цифрам для Старо-Грозненского района.

Майкопская свита по содержанию органического вещества в глинистых породах распадается в восточных частях Черных гор на три части. В верхней, глинистой, свите майкопских пород содержание углерода, судя по всему, колеблется в небольших сравнительно пределах: 1,3—1,7—2,7%; в следующих ниже песчано-глинистых породах содержание его резко падает до 0,3—0,5—0,6%; снова возрастает количество углерода в самом нижнем, хадумском, горизонте, где среднее содержание следует считать не менее 4%, а максимальное доходит до 14%, что соответствует 320 кг углерода в кубическом метре породы.



Близкое к 4% содержание углерода имеет и горизонт битуминозных известняков, располагающийся в верхней части фораминиферовых слоев.

VII. Разрез по рр. Ассе и Фортанге (рис. 6)

Средняя часть Черных гор, располагающихся между рр. Аксай и Фортанга, не была затронута работами Горной академии и Нефтяного института, и потому материала из этой области в моем распоряжении не имеется. На Ассе и Фортанге мы вновь имеем довольно полную серию средне- и верхнемиоценовых отложений, но нефти в них здесь уже не известно. Выходы нефти, существующие в западной части Черных гор, приурочиваются исключительно к майкопской свите, в которой они прослеживаются западнее Терека до р. Кодахчин. На Ассе и Фортанге миоценовые отложения по распределению в них органического вещества еще близко напоминают соответствующие горизонты восточной части Черных гор и промышленный район, но к западу от бассейна этих рек начинаются заметные изменения.

Мы объединяем в одну таблицу данные анализов из двух близких разрезов по рр. Ассе и Фортанге, которые взаимно дополняют друг друга. На Фортанге разрезы сверху начинаются нижними горизонтами нижнесарматских отложений; в средней части спаниодонтелловых слоев здесь наблюдается значительный перерыв в обнажениях, а далее непрерывный разрез идет от нижних слоев спаниодонтеллового горизонта до верхних частей фораминиферовой свиты. На Ассе почти непрерывный разрез можно составить от пресноводных и континентальных отложений, покрывающих палеонтологически охарактеризованный верхний сармат, до верхних горизонтов чокрако-спириалисовых слоев. Эти последние, а также самые верхние горизонты майкопских отложений обнажены очень неполно, но ниже разрез продолжается почти без перерыва до нижних частей фораминиферовой свиты; пробел здесь имеется лишь на границе последней с майкопскими образованиями. При выводе среднего содержания углерода всюду учитывается относительная роль анализированных пород (см. стр. 357—358).

Сравнивая этот разрез с ранее описанными, мы прежде всего замечаем уменьшение количества органического вещества в сарматских породах. Это резко всего бросается в глаза для верхних горизонтов среднесарматских отложений и для нижнего сармата, которые на Ассе и Фортанге по содержанию углерода мало чем отличаются от криптомактровых слоев. В ранее описанных пунктах количество угле-

Рис. 6. Схема строения третичных отложений по рр. Ассе и Фортанге. Составил В. А. Долицкий.

рода в криптомактровых слоях было в 2—4 и даже в 6 раз меньше, чем грозненских и нижнесарматских, здесь же во всем среднем и нижнем сармате содержание углерода приблизительно одинаково.

В спаниодонтелловых слоях, как и в ранее рассмотренных случаях, количество углерода возрастает, но ни в них, ни в верхней половине спиралисового горизонта нельзя на глаз подметить столь богатых органическим веществом глин, которые встречаются восточнее; анализы вполне подтверждают это впечатление. Таким образом, обеднение углеродом, констатированное для сарматских отложений, распространяется и на значительную верхнюю часть среднесиоценовых пород.

Пресноводные надсарматские отложения

(Mt. — Srm. s.)

	% C
1)	0,25
2)	0,22
<hr/>	
Среднее	0,25% (6 кг/м ³)

Верхний сармат (Srm. s.)

	% C
3)	0,38
4)	0,60
<hr/>	
Среднее	0,50% (11 кг/м ³)

Средний сармат (Srm. m.)

а) *Верхние слои толщи, представляющей возрастной эквивалент грозненской свиты, очень бедные ископаемыми*

	% C
5)	1,27 (29 кг/м ³)

б) *Нижние слои той же толщи, богатые ископаемыми*

	% C
6)	0,74
7)	0,69
8)	0,77
<hr/>	
Среднее	0,75% (17 кг/м ³)

в) *Криптомактровые слои*

	% C
9)	0,64
10)	0,82
<hr/>	
Среднее	0,75% (17 кг/м ³)

Нижний сармат (Srm. i.)

	% C
11)	1,15
12)	0,72
13)	0,71
<hr/>	
Среднее	0,85% (20 кг/м ³)

Спаниодонтелловые слои (Spr.)

	% C
14)	1,44
15)	1,25
<hr/>	
Среднее	1,35% (31 кг/м ³)

Спирялисовые слои (Spr.)

а) Верхняя песчано-глинистая часть

	% С
16)	1,37
17)	1,70
18)	2,09
19)	2,01
20)	0,80
21)	1,08
Среднее	1,95% (45 кг/м³)

б) Нижняя сланцевая часть

	% С
22)	2,10
23)	6,41—7,56
24)	4,91
Среднее	5,25% (121 кг/м³)

Майкопская свита (Мкр.)

а) Зурамакентский горизонт

	% С
25)	1,96
Среднее	2,00% (46 кг/м³)

б) Горизонт реки

	% С
26)	2,43
27)	1,83
28)	1,43
Среднее	1,90% (42 кг/м³)

в) Нижняя глинисто-песчаная часть

	% С
29)	2,42
Среднее	2,40% (55 кг/м³)

Фораминиферовая свита (Е.)

(известково-битуминозные сланцы)

	% С
30)	2,22
31)	2,66
Среднее	2,50% (51 кг/м³)

Весьма богатой углеродом на Ассе и Фортанге оказывается только мощная (до 160 м) нижняя, сланцевая, часть спирялисового горизонта, где содержание С доходит до 7,5% и в среднем равно около 5%.

Майкопские и фораминиферовые слои в рассматриваемом сейчас районе по содержанию органического вещества не отличаются от соответственных образований восточной части Черных гор.

К западу от Ассы, на Тереке, только что отмеченная нами мощная, богатая углеродом свита глинистых сланцев в основании спирялисовых слоев сильно утончается и среднее содержание углерода в глинистых породах этого горизонта падает до 2,6%. Еще западнее, на р. Кодахчине, спирялисовые слои, за исключением самых нижних горизонтов, по со-

держанию углерода уже нельзя, повидимому, отличить от местических или даже некоторых акчагыльских глин более восточных районов, а в чокракско-спирялисовых глинах количество углерода падает до 1,7%. Наконец, на Урухе все миоценовые глины делаются одинаково бедными органическим веществом. В майкопских глинистых породах содержание органического вещества и здесь не изменяется.

VIII. Комбинированный разрез по рр. Тереку и Камбилеевке (рис. 7)

Сармат (Srm.)

	% C
1)	0,83
2)	0,74
3)	0,73
4)	1,42
<hr/>	
Среднее	0,75% (17 кг/м ³)

Спаниодонтепловые слои (Spr.)

	% C
5)	1,12
6)	2,26
7)	1,08
8)	1,55
<hr/>	
Среднее	1,30% (20 кг/м ³)

Спирялисовые слои (Spr.)

	% C
9)	2,71
10)	1,47
11)	2,90
12)	3,00
<hr/>	
Среднее	2,64% (61 кг/м ³)

Майкопская свита (Мкр.) (Камбилеевка в 5 км на В от Терека)

	% C
13)	2,38
14)	2,65
15)	1,61
16)	2,29
17)	1,16
<hr/>	
Среднее	2,00% (46 кг/м ³)

IX. Разрез по р. Кодахчин (в 15 км на З от Терека)

Сармат

1)	0,52% C
<hr/>	
Среднее	0,50% (11 кг/м ³)

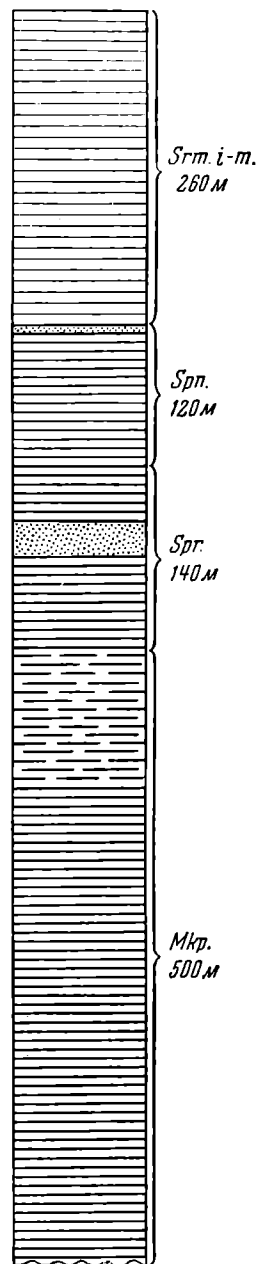



Рис. 7. Схема строения третичных отложений по р. Тереку. Составил В. А. Долицкий.

		Спаниодонтелловые слои	
			% С
	Srmt. i. 33 м	2)	0,94
		3)	0,86
	Phol. 50 м	4)	0,60
		5)	1,21
			Среднее
		Чокракско-спирялисовые слои	
			% С
Spr. 54 м	6)	1,49	
	Spr. 30 м	7)	0,87
		8)	2,76
		Среднее	1,70% (39 кг/м³)
		Майкопская свита ¹	
			% С
Mkr. 440 м	9)	1,05	
	10)	1,45	
		Среднее	1,25% (29 кг/м³)
		Фораминиферовые битуминозные известняки	
			% С
E. 70 м	11)	3,12	
	12)	3,14	
	13)	14,70	
		Среднее	7,00% (161 кг/м³)

Х. Разрез по р. Урух (рис. 8)

Нижний сармат (Srmt. i.)

	% С
1)	0,83
2)	0,93
Среднее	0,88% (20 кг/м³)

Слои с фоиладами (Phol.)

	% С
3)	0,89
4)	1,33
5)	0,63
6)	1,02
Среднее	0,96% (22 кг/м³)

Спаниодонтелловые слои (Spr.)

	% С
7)	1,00
8)	1,42
Среднее	1,21% (28 кг/м³)

Рис. 8. Схема строения третичных отложений по р. Урух. Составил М. С. Швецов.

¹ Образцы недостаточно свежи.

Слои с пресноводными ископаемыми и редкими
Spaniodontella

	% С
9)	0,46
10)	1,02
11)	0,83
12)	0,60
13)	0,64
14)	0,79
15)	0,19
16)	1,99
Среднее	0,80% (18 кг/м ³)

Чокракские слои (Срг.)

	% С
17)	0,32
18)	0,48
19)	0,70
20)	2,79
21)	1,35
Среднее	1,00% (23 кг/м ³)

Майкопская свита (Мкр.)

а) Глинистая верхняя часть

	% С
22)	3,32
23)	2,17
24)	2,49
25)	6,58
26)	1,14
Среднее	3,10% (71 кг/м ³)

б) Основание нижней песчаниковой части

27)	1,42% С (32 кг/м ³)
---------------	---------------------------------

Чтобы сделать более наглядными результаты анализов, мы можем перечислить полученные цифры на содержание углерода в кубическом метре породы. Такие пересчеты произведены нами для среднего содержания углерода в глинах различных геологических горизонтов, и результаты приведены выше в таблицах рядом с цифрами, выражающими это среднее содержание в процентах.

Для этих пересчетов необходимо было выяснить плотность пород, в которых производились определения углерода.

Для определения плотности мы воспользовались способом парафинирования (Melcher a. Washington, 1921). Небольшие куски породы подвергались высушиванию до постоянного веса при температуре 105—110° и взвешивались. Непосредственно после последнего взвешивания порода погружалась в расплавленный парафин, отчего на ее поверхности образовывалась тонкая пленка. По остывании тщательно выяснялось, достаточно ли плотно пристала эта пленка к породе, не образовалось ли между нею и породой пузырьков воздуха и не осталось ли не закрытых парафином мест. После этого куски вновь взвешивались для определения веса парафина.

Для определения объема куска породы вместе с парафином мы пользовались небольшим стаканчиком, на края которого помещалась пластинка

с впаиной в нее иглой. Наливая воду в стаканчик из бюретки до соприкосновения поверхности жидкости с острием иглы, можно определить объем этой части сосуда. Внося кусок парафинированной породы в стакан и определяя после этого объем воды, помещающейся в расположенном ниже острия иглы части стаканчика, мы можем, вычитая этот объем из первоначального, определить и объем породы вместе с покрывающей ее парафиновой коркой. Вычитая из этого объема объем парафина, который можно определить из веса корочки и уд. веса парафина, мы определяем объем самой породы.

После этого для определения плотности имеются уже все необходимые элементы — вес и объем породы.

Для глинистых пород были получены следующие цифры:

Грозненские слои	2,29
Криптомактровые слои	2,24
Спаниодонтелловые »	2,23
Спириалисовые »	2,32 и 2,56

Майкопская свита

Зурамакентский горизонт	2,33
Горизонт рики	2,29
Нижний глинистый	2,27

Исходя из этого, при пересчетах можно принимать для миоцена и олигоцена среднюю плотность равной 2,3; для плиоценовых пород плотность несколько меньше, но мы и в этом случае принимали ту же цифру.

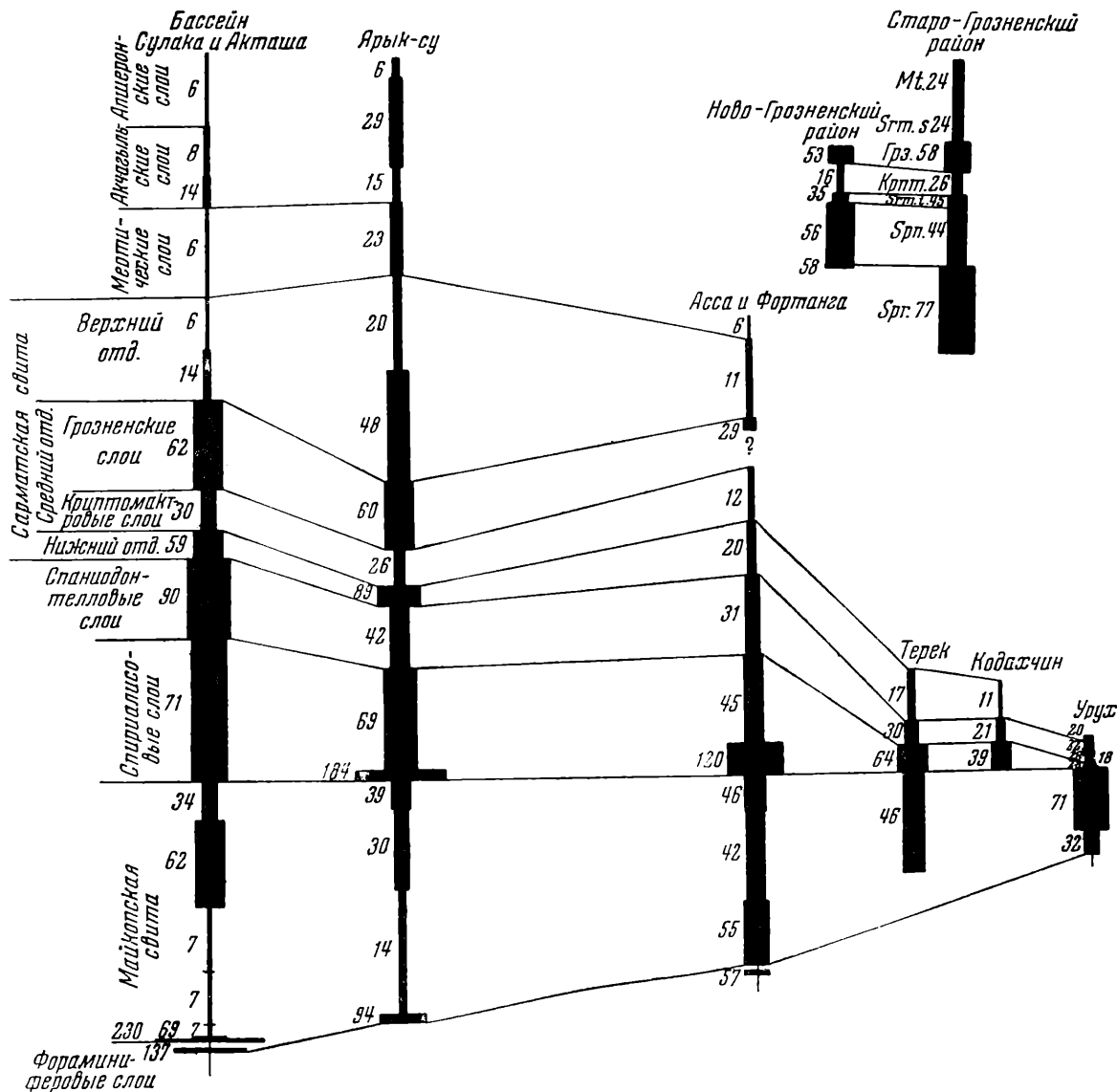
Определив среднее содержание углерода в 1 м³ глинистых пород различных геологических горизонтов, мы можем выразить результаты наших анализов графически в виде диаграмм (табл. I).

Результаты наших анализов показывают, что нефтеносные горизонты приурочиваются к той части свиты третичных пород, которая наиболее богата органическими веществами.

Наиболее продуктивные нефтеносные горизонты, располагающиеся в чокракско-спириалисовых и спаниодонтелловых слоях, а также редкие, непостоянные нефтеносные прослой в сарматских отложениях Передовых хребтов заключены среди глинистых пород, в которых содержание углерода органического вещества колеблется обычно от 40 до 150 кг в кубическом метре породы, достигая в отдельных слоях, иногда мощных, 170, 230 и 300 кг. Выше грозненских слоев содержание органического углерода резко падает и в меотических, акчагыльских и апшеронских слоях лишь в редких случаях поднимается до 15—20 кг/м³. В нижнем отделе майкопских слоев нефтеносные горизонты располагаются или в непосредственной близости к весьма богатым органическим углеродом породам хадумского горизонта (содержание С = 50—320 кг/м³), или ниже глинистых пород горизонта рики, которые содержат в разрезе Сулака до 50 кг/м³. В фораминиферовых слоях слабые признаки нефтеносности приурочиваются к битуминозным сланцам, содержащим обычно от 70 до 350 кг углерода в кубическом метре. Ниже этого горизонта располагается толща фораминиферовых и верхнемеловых пород, которые или совершенно лишены органического углерода или же содержат только следы его и одновременно с этим не содержат нефти.

Мы не знаем, к сожалению, какому содержанию органического вещества отвечают приведенные цифры углерода. Если принять, что органическое вещество нефтеносных пород по своему элементарному составу приближается к составу полибитумов в других сапропелитовых породах,

Таблица I



Содержание органического углерода в кубическом метре глинистых пород третичных отложений Терского района.

Высота колонок выражает полную мощность геологических горизонтов, включая как глинистые, так и песчаные породы, в масштабе 1 мм = 50 м. Ширина колонок выражает среднее содержание углерода в кубическом метре глинистых пород, причем 1 мм = 20 кг/м³.

то углерод должен составлять около 70% его (Rüger, 1926; Stremme 1904, 1907; Архангельский, 1920). При этих условиях среднее содержание органического вещества в глинистых породах наиболее богатых нефтью горизонтов может быть принято равным 60—215 кг/м³. В пластах, особенно богатых полибитумами, содержание последних доходит до 330—500 кг/м³.

Сравнивая между собою схемы разрезов третичных отложений, расположенных в различных частях Черных гор, а также диаграммы содержания в них углерода, мы видим, что они значительно отличаются друг от друга.

При движении с востока на запад мы прежде всего видим выклинивание ашшеронских, акчагыльских и меотических отложений или, по крайней мере, смену морской их фации континентальными отложениями. Далее в том же направлении сильно уменьшается мощность сарматских и среднемиоценовых пород. Мощность верхнего, глинистого, отдела майкопских образований, повидимому, не изменяется, что же касается до нижнего, песчано-глинистого, их отдела, то существующий материал не дает вполне ясного представления о характере изменения этих пород.

Рука об руку с этим изменяется, как уже было выяснено, и содержание в породах органического вещества. В грозненских и нижнесарматских слоях содержание углерода с 60—90 кг/м³ (Акса́й и Ярык-су) на Ассе и Фортанге падает до 23—20 кг/м³; те же самые цифры мы встречаем на Тереке и Урухе. Для спаниодонтелловых и спириалисовых слоев изменения в содержании органического углерода представлены в следующей таблице (в кг/м³):

	Сулак	Ярык-су	Асса и Фор- танга	Терек и Кам- билевка	Кодахчин	Урух
Спаниодонтелловые . . .	90	42	31	30	21	28
Спириалисовые	71	69	45	61	39	23

В майкопских глинах уменьшения органического вещества при движении от Сулака к Уруху не замечается.

Крайне интересно сопоставить только что приведенные данные с изменениями в нефтеносности рассматриваемых горизонтов. Во введении мы уже видели, что наиболее постоянным членом серии нефтеносных пород является нижний, песчано-глинистый, горизонт майкопских отложений. Крайние западные выходы нефти из пород майкопской свиты находятся всего в 30 км восточнее Уруха, на р. Кодахчин. В чокракско-спириалисовых слоях присутствие нефти в Черных горах доказано лишь для местностей, расположенных восточнее р. Гудермеса, начиная с Бенойско-Курчалинского района, где содержание углерода в глинистых породах доходит до 60 кг/м³, но в области Передовых хребтов нефть имеется в Вознесенском районе, меридиан которого проходит между Тереком и Фортангой; к западу от этого меридиана, где содержание углерода опускается ниже 40 кг/м³, признаки нефтеносности в спириалисовых слоях не известны.

В спаниодонтелловых отложениях в пределах Черных гор присутствие нефти прочно установленным пока считать нельзя даже для Сулакского района, где глинистые породы этого горизонта содержат до 90 кг/м³ углерода; последнее может объясняться, впрочем, и слишком большой обнаженностью горизонта.

Подводя итоги всему сказанному о содержании органического вещества в третичных породах бассейна Терека и распространении здесь нефтеносных слоев, мы можем прийти к заключению, что нефть приурочивается

к геологическим горизонтам, особенно богатым органическим веществом, горизонтам, в которых глинистые породы содержат не менее 40—45 кг/м³ углерода.

Имея дело с нефтью, которая легко может вытекать из содержащих ее пород, когда они выходят на поверхность, испаряться и выветриваться, приходится, конечно, быть крайне осторожным в выводах относительно присутствия или отсутствия ее в скрытых от наблюдения частях пластов. Нам представляется, например, в высшей степени вероятным, что нефть имеется в толще спаниодонтелловых слоев в восточной части Черных гор в спириалисовых слоях значительно западнее тех пунктов, где спириалисовые песчаники имеют видимые признаки нефтеносности. Если, однако, принять все эти оговорки, то все же материал, находящийся в нашем распоряжении, настолько велик и отмеченные законности столь ярко проявляются как в вертикальных разрезах, так и при горизонтальных изменениях слоев, что нам эти выводы представляются в высшей степени вероятными.

Чтобы проверить себя, мы обратились к двум разрезам третичных отложений Северного Кавказа, расположенным вдалеке от непосредственно интересующего нас района. Один из них лежит в местности, лишенной всяких признаков нефтеносности, именно в районе Невинномыской и Армавира, Кубанской области. Материал доставлен Г. Ф. Мирчинком. Результаты анализов образцов глинистых пород получились следующие:

Средний сармат

а) Слои с типичной фауной

	% С
1)	0,69
2)	0,90
3)	0,46
4)	2,54
<hr/>	
Среднее	1,15% (26 кг/м ³)

б) Криптомактровые слои

	% С
5)	0,90
6)	0,73
<hr/>	
Среднее	0,80% (18 кг/м ³)

Нижний сармат

	% С
7)	0,58
8)	1,90
9)	1,13
<hr/>	
Среднее	1,20% (28 кг/м ³)

Спаниодонтелловые слои

	% С
10)	0,23
11)	1,11
12)	0,22
13)	0,40
14)	0,32
15)	1,08
16)	1,35

17)	3,33
18)	1,17
19)	1,29
Среднее	1,00% (23 кг/м ³)

Чокракские слои

	% C
20)	0,84
21)	0,19
22)	0,14
Среднее	0,39% (9 кг/м ³)

Майкопская свита

	% C
23)	0,56
24) *	3,94
25)	1,38
26)	0,84
27)	3,11
28)	1,58
29)	1,11
Среднее	1,43% (31 кг/м ³)

Нетрудно видеть, что полученные цифры находятся в полном согласии со сделанными нами выводами относительно связи между присутствием в породах нефти и содержанием органического вещества в глинистых породах. По количеству углерода глины миоценовых отложений рассматриваемого района принадлежат к типу глинистых пород, характеризующих несодержащие нефти горизонты третичных отложений бассейна Терека. Другой разрез относится к району Петровска (Махач-Кала), где в спириалисовых песчаниках обнаружены видимые признаки нефтеносности (Калицкий, 1925₂).

Определение углерода в 35 образцах, доставленных нам Н. Б. Вассоевичем, дало следующие результаты:

Верхний сармат

	% C
1) р. Шура-озень	1,01
2) » »	1,03
3) « »	1,30
4) » »	0,94
5) » »	1,99
Среднее	1,25% (29 кг/м ³)

Переход от верхнего сармата к грозненским слоям

	% C
6)	2,79
7)	2,28
Среднее	2,50% (57 кг/м ³)

Средний сармат

а) Грозненские слои

	% C
8)	8,26
8а)	2,30
9)	4,15
Среднее	4,87% (112 кг/м ³)

* Тонкий прослой.

б) Криптомактровые слои

	% С
10)	1,67
11) Аучи-кульская балка	0,74
12) » » »	0,38
13) » » »	0,86
<hr/>	
Среднее	0,75% (17 кг/м ³)

Нижний сармат

а) Слои с *Mastra flagilis*

14) р. Шура-озень	0,94% С (23 кг/м ³)
-----------------------------	---------------------------------

б) Слои с *Syndesmya*

	% С
15) Аучи-кульская балка	2,28
16) р. Шура-озень	11,32
17) » »	2,84
18) » »	2,80
19) » »	1,02

Спаниодонтелловые слои

	% С
20) Аучи-кульская балка	2,09
21) р. Шура-озень	0,74
22) » »	1,77
23) » »	2,29
24) р. Черкез-озень	4,75
<hr/>	
Среднее	2,33% (54 кг/м ³)

Чокракско-спирналисовые слои

	% С
25) р. Шура-озень	5,40
26) » »	8,30
27) » »	4,15
28) » »	1,40
29) » »	2,46
<hr/>	
Среднее	4,37% (100 кг/м ³)

Нижние горизонты чокракско-спирналисовых и верхние горизонты майкопских слоев

	% С
30) р. Шура-озень	1,24
31) » »	4,30
32) » »	2,49
33) » »	2,93
34) » »	3,53
<hr/>	
Среднее	2,90% (67 кг/м ³)

Легко видеть, что распределение углерода в толще третичных пород окрестностей Махач-Кала поразительно сходно с распределением его в Грозненском районе. При переходе от верхнего сармата к грозненской свите и здесь мы имеем значительное увеличение содержания органического вещества; в криптомакрьовых слоях и в верхних горизонтах нижнего сармата наблюдается обычное обеднение глин углеродом. Синдесмиевые и спаниодонтелловые глины содержат одинаково значительное количество органических веществ, и максимальное содержание последних падает на глинистые породы чокракско-спирялисового горизонта.

На основании всего вышеизложенного мы уже с весьма большой степенью уверенности можем утверждать, что в условиях первичных месторождений восточной части Северного Кавказа нефть приурочивается к толщам пород, которые являются более богатыми органическими веществами, нежели их окружающие. Вполне естественным является и следующий вывод, что два эти явления находятся между собою в причинной зависимости, что нефть каким-то образом связана генетически с органическим веществом, находящимся в глинистых породах. О характере этой связи нам придется говорить подробно в дальнейшем. Забегая несколько вперед, мы только заметим здесь, что, судя по всему, нефть представляется нам одним из дериватов того материнского органического вещества, которое находилось некогда в осадках, давших начало изучаемым нами породам; часть этого вещества в процессе его распада дала те черные твердые вещества, которые сообщают породам темную окраску и обычно называются полибитумами, часть превратилась в нефть и нефтяные газы, сохраняющиеся в породах, часть же и при том, вероятно, очень большая была удалена из пород в виде газообразных и жидких продуктов (H_2O , H_2 , NH_3 , CH_4 , CO_2 и многие другие).

Для того чтобы оценить вероятность этих предположений, необходимо, конечно, знать, в каком отношении находится количество органического вещества, заключенного в нефти какого-либо месторождения, к количеству этого вещества, рассеянного в глинистых породах, вмещающих слои нефтеносных песков.

Зная мощность глинистых пород различных геологических горизонтов и содержание в них органического углерода, легко подсчитать и количество этого углерода, заключающегося в том или ином горизонте на единицу площади его распространения.

В нашем распоряжении находится достаточно данных для определения мощности как глинистых, так и песчаных пород только для средиземноморских, нижне- и среднесарматских отложений рассмотренных выше разрезов; для остальных геологических горизонтов сделать соответственные подсчеты с достаточной степенью точности еще невозможно.

Если мы возьмем в каждом из рассмотренных выше районов площадь в 1 км^2 , то окажется, что глинистые породы среднего и нижнего сармата, а также спаниодонтелловых и спирялисовых слоев содержат на этой площади следующее число миллионов тонн углерода:

Сулак и Ат-Таш	Ярык-су	Промысло- вые площади	Асса и Фэртанга	Тегек	Кодахчин	Урух
103	76	52	55	15	9	3

Содержание углерода в глинистых породах верхнего отдела майкопской свиты в различных образцах при достаточной свежести последних колеблется от 35 до 70 кг/м^3 . Если принять за среднее содержание всего 45 кг/м^3 , а мощность глинистого отдела оценивать в 500 м, то на

квадратном километре верхнемайкопские глины должны содержать около 22,5 млн. тонн органического углерода.

Учитывая последние подсчеты запасов нефти, которая уже добыта и может быть в дальнейшем получена из Старо-Грозненского месторождения, и считая, что извлекаемое количество нефти составляет всего 20% от общего ее запаса, мы можем думать, что в недрах Старо-Грозненского района сосредоточено в виде нефти около 176 млн. тонн углерода. Если следовать антиклинальной теории строения нефтяных месторождений, то мы можем принять, что нефть сосредоточилась в продуктивных пластах Старо-Грозненской антиклинали с площади 110 км². Подсчитывая запас органического углерода, заключающегося на этой площади в толще спириалисовых и спаниодонтелловых слоев, к которым приурочиваются нефтеносные слои, мы получили около 4 200 млн. тонн, если к спириалисовым и спаниодонтелловым слоям присоединить еще нижнесарматские и верхние 100 м майкопских, то эта цифра возрастет до 5 000 млн. тонн. Таким образом, углерод нефти Старо-Грозненского месторождения составляет около 4% от общего количества углерода, заключающегося в спаниодонтелловых и спириалисовых глинах области питания этого месторождения, и около 3,5% от количества углерода, которое заключено в упомянутых сейчас слоях вместе с непосредственно подстилающими и покрывающими их глинистыми отложениями.

Расчеты эти, конечно, очень далеки от действительности, но все же они дают достаточно оснований утверждать, что мысль о генетической связи между нефтью, полибитумами и материнским органическим веществом с количественной точки зрения представляется вполне вероятной.

Все сказанное, конечно, совершенно не приложимо к месторождениям вторичным, типа, например, главной части месторождений Азербайджана. В пределах последнего к первичным месторождениям мы, как говорилось выше, пока предположительно относим лишь те, которые приурочиваются к породам миоценового возраста. Что касается до эксплуатируемых в настоящее время месторождений в продуктивной свите, то, на наш взгляд, заключающаяся в них нефть генетически связана не с продуктивной свитой, а с более древними породами. Чтобы сделать ясным то отсутствие связи между нефтью и вмещающими ее породами, которое характеризует вторичные месторождения Азербайджана, мы приведем здесь несколько определений углерода в глинах продуктивной свиты месторождений Клыч-Култух в Кабристанских пастбищах.

	% C
1)	0,17
2)	0,18
3)	0,36
4)	0,15
5)	0,32
6)	0,16
7)	0,27
8)	0,23
9)	0,26
10)	0,16

Среднее	0,23% (8 кг/м ³)

Что касается до глинистых пород диатомовой и майкопской свит, а также битуминозных глин и сланцев, залегающих в коунской свите Азербайджанской области, то они по содержанию углерода не разнятся,

повидимому, от нефтепроизводящих пород бассейна Терека. В этом легко убедиться из следующих цифр:

	% С
1) Диагомвая свита. Бинагады	2,39
2) Майкопские глины по дороге из Шемахи в сел. Маразы . . .	3,84
3) То же близ Шемахи	3,08
4) Битуминозные сланцы коунской свиты в месторождении Клыч	13,89
5) То же, р. Сумгаит	16,28

Глава четвертая

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Установленные выше соотношения между нефтью и органическими веществами глинистых пород, несмотря на всю их ясность и интерес, еще очень мало приближают нас к непосредственной цели нашего исследования, так как присутствие большего или меньшего количества органического вещества в породе само по себе еще не может служить указанием на условия образования материнского осадка.

С другой стороны, было бы совершенно ошибочным думать, что в процессе нефтеобразования решающую роль играет только количество органических веществ в материнском осадке.

Мы прекрасно знаем, что, несмотря на огромное количество органического вещества в пресноводных угленосных отложениях, нефтеобразования здесь не происходит, и в результате распада органического материнского вещества возникает каменный уголь, а не углеводороды. Ссылку на угленосные породы можно было бы отвести тем, что в нашем случае имеются не континентальные образования, а морские, в которых и характер материнского вещества, и условия его распада должны быть иными, чем в отложениях озер и болот. Большим распространением пользуется, как известно, мнение, что именно морская вода направляет распад органического вещества в сторону образования углеводородов. Ближайшее исследование вопроса показывает, однако, что и для морских отложений простое наличие большого количества органического вещества в глинах отнюдь еще не обуславливает появления среди них углеводородов. Так, например, анализы подмосковных юрских глин (слой с *Cardioceras alternans*) показывают, что в них содержится до 5,5% углерода; в юрских горючих сланцах Поволжья и Общего Сырта содержание углерода доходит до 20—30% и изредка даже до 40%. Мы видим, что в перечисленных сейчас морских отложениях количество органического углерода не только не уступает, но и превосходит его содержание в нефтеносных отложениях Терской области, а между тем никаких следов нефти в этих породах мы не знаем.

Таким образом, причину изменения материнского органического вещества осадков в сторону образования углеводородов приходится искать в каких-то иных факторах, нежели простое воздействие на это вещество солей морской воды; такими факторами могут быть и особенности самого материнского вещества, и условия среды, в которой происходило накопление осадков, и диагенез последних, и, наконец, термодинамические условия, в которых находилось органическое вещество нефтеносных пород уже после образования последних. Для выяснения

всех этих факторов мы должны будем обратиться опять к изучению тех особенностей, которые представляют собою нефтеносные породы по сравнению с породами, не содержащими нефти.

Если в предыдущем мы доказали, что нефть каким-то образом связывается с органическим веществом осадков, то при дальнейшем изучении вопроса естественно обратиться прежде всего к тем органическим остаткам, которые встречаются в нефтеносных свитах и которые могут выяснить как характер материнского органического вещества, так и условия его накопления. Уже самое беглое сравнение нефтеносных свит Терского района с этой точки зрения с породами, лишенными нефти, обнаруживает чрезвычайно любопытные особенности первых.

В предыдущем мы уже дали краткую палеонтологическую характеристику всех горизонтов третичных отложений Терского района. Полный палеонтологический обзор и сравнение фаун с современными можно будет сделать только после обработки всего материала грозненских исследований, но и теперь, с одной стороны, благодаря дружескому содействию Н. С. Шатского, М. С. Швецова, В. Е. Руженцева и В. А. Долицкого, а с другой, исходя из литературного материала (Калицкий, 1906; Михайловский, 1903, 1906; Прокопов, 1913, 1923, 1924; Розанов, 1923—1924, 1925, 1926; Шаповалов, 1923), мы можем привести некоторые небезинтересные данные в этом отношении.

В майкопских слоях во всей исследованной области, как уже указывалось выше, остатков моллюсков найдено не было.

В нижних горизонтах чокракско-спириалисовых слоев восточной части Черных гор, по Шатскому и Руженцеву, залегают весьма богатые органическим веществом сланцы, содержащие лишь *Spirialis*, *Cryptodon* и один-два вида мелких, неопределимых гастропод. В лежащих выше глинах с прослоями мергелей встречаются *Spirialis*, *Cryptodon*, *Leda*, *Corbula*, *Tellina*, *Syndesmya*, *Mastra*, *Spaniodontella*, *Modiola*, *Cultellus*, *Nassa*, *Trochus*, *Cerithium*, а в прослойках песчаников среди этих глин найдены *Mytilus* (2 вида), *Donax*, *Spaniodontella*, *Syndesmya*, *Mastra*, *Modiola*. Обильная фауна встречена в прослое песчаника, залегающего в самом верхнем глинистом горизонте свиты: *Leda*, *Donax*, *Pecten* (2 вида), *Lima*, *Cardium* (8 видов), *Arca* (2 вида), *Modiola* (2 вида), *Solen* (2 вида), *Mastra*, *Tapes*, *Venus*, *Ervilia*, *Spaniodontella*, *Pholas*, *Bulla*, *Cerithium*.

В бассейне Ассы и Фортанги, по сообщениям В. А. Долицкого, остатки моллюсков рассеяны во всей толще глинистых пород чокракско-спириалисового горизонта, но нижние, наиболее богатые органическим веществом горизонты сланцев, и здесь отличаются наибольшей бедностью фауны.

В глинах здесь найдены представители следующих родов: *Cryptodon*, *Syndesmya*, *Tellina*, *Leda* (2 вида), *Cerithium*, *Nassa*, *Spirialis*, *Pectiniariopsis*.

В самых нижних слоях толщи (горизонт с *Pecten denudatus*), а также вверху, на границе со спаниодонтелловыми слоями (горизонт с фолладами), состав фауны иной.

В слоях с *P. denudatus* встречены *Ostrea*, *Pecten*, *Syndesmya*, *Tapes*, *Aporrhais*, *Natica*, *Spirialis*.

В фолладовом горизонте встречаются *Pholas*, *Spaniodontella*, *Syndesmya*, *Solen*, *Spirialis*.

На Тереке и в непосредственно прилегающих к последнему с запада местностях фауна глинистых пород чокракско-спириалисовой толщи делается значительно разнообразнее; здесь найдены, по Долицкому, *Spaniodontella*, *Cryptodon* (2 вида), *Leda* (2 вида), *Donax* (2 вида), *Modiola*,

Neaera, *Tellina*, *Cultellus*, *Maetra*, *Syndesmya*, *Cardium*, *Pecten* (2 вида), *Nassa* (3 вида), *Bulla*, *Cerithium*, *Spirialis*.

На границе со спаниодонтелловыми слоями и здесь имеется прослой с *Pholas*.

В горизонте с *Pecten denudatus* собраны: *Pecten*, *Cryptodon*, *Neaera*, *Leda*, *Tellina*, *Syndesmya*, *Modiola*, *Aporrhais*, *Natica*, *Spirialis*, *Spirorbis*, клешни крабов.

Наибольшего богатства и разнообразия достигает чокракско-спириалисовая фауна в бассейне Уруха, где, по сообщению М. С. Швецова и В. А. Долицкого, найдены представители следующих родов: *Spaniodontella*, *Cryptodon*, *Leda*, *Donax*, *Tellina*, *Dosinia*, *Arca*, *Maetra*, *Solen*, *Cultellus*, *Ervilia*, *Venerupis*, *Cardium*, *Pecten*, *Mytilus*, *Corbula*, *Modiola*, *Nassa*, *Cerithium*, *Spirialis* и в одном прослое — пресноводные моллюски.

На границе чокракских и спаниодонтелловых слоев в бассейне Уруха вместо горизонта с фолодами наблюдается горизонт, в котором встречаются пресноводные гастроподы.

В пределах Передовых хребтов чокракско-спириалисовые породы ввиду отсутствия обнажений изучены в палеонтологическом отношении хуже, нежели в Черных горах. В Старо-Грозненском районе, по К. Калицкому (1906) и А. Шаповалову (1923), значительное количество остатков моллюсков встречается в верхних 35—40 м горизонта. Здесь найдены *Spirialis*, *Syndesmya*, *Leda*, *Spaniodontella*, *Maetra*, *Pholas*, *Mytilus*, *Corbula*, *Donax*.

Несколько ниже в глинах, кроме *Spirialis*, встречаются изредка *Cryptodon*, *Syndesmya*, *Leda*, *Spaniodontella*, очень редко *Pecten*. В нижних горизонтах спириалисовых глин остатки донных организмов неизвестны.

Западнее промыслового района нам известен характер фауны спириалисовых слоев для окрестностей Серноводска, расположенного на Сунженском хребте, приблизительно на меридиане Фортанги. Здесь, поскольку можно судить, по наблюдениям Прокопова (1913) и Крестовникова, спириалисовые слои, как и в бассейне р. Ассы и Фортанги, содержат более обильные остатки моллюсков, нежели восточнее. Наиболее обильная фауна и здесь приурочена к верхним частям горизонта, из которых Прокоповым указываются *Tellina*, *Arca*, *Maetra*, *Mytilus*, *Solen*, *Spaniodontella*, *Syndesmya*. В более глубоких слоях глин остатки донных моллюсков, принадлежащих к родам *Spaniodontella*, *Syndesmya*, *Maetra*, *Modiola*, *Mohrensternia*, *Cryptodon*, встречаются уже редко, а в самых нижних частях глин известны только *Tellina* и *Leda*.

Совершенно изумительной бедностью отличается фауна донных организмов в спаниодонтелловых слоях, где встречаются почти исключительно остатки *Spaniodontella* и трубчатые образования, известные под названием *Pectinariopsis*, принадлежащие, по видимому, червям; эмбриональные раковинки пелеципод, часто упоминающиеся различными авторами, могут принадлежать уже планктону.

При переходе к нижнему сармату фауна становится несколько богаче, и в нижних горизонтах среднего достигает максимального разнообразия.

В нижнем горизонте нижнего сармата (синдесмиевые слои) в восточных частях Черных гор и в промысловом районе из моллюсков указываются обычно только *Syndesmya* и *Modiola* и, кроме того, *Spirorbis* и *Pectinariopsis*.

В слоях с *Maetra fragilis*, образующих верхний горизонт нижнесарматских отложений, в только что упомянутых областях известны *Maetra*, *Cardium* (3 вида), *Pholas* (?), *Bulla*, *Buccinum*, *Cerithium*, *Pectinariopsis*.

Наконец, из горизонта с *Cryptomactra pes anseris*, образующего нижнюю часть среднесарматских отложений, в восточной части Терского района мы знаем *Coralliodendron*, *Spirorbis*, *Pectinariopsis*, *Serpula* (?), *Cryptomactra*, *Modiola*, *Cardium*, *Trochus*, *Nassa*.

Указанный характер фауны в нижнесарматских и криптомактровых слоях удерживается на всем протяжении Черных гор от Сулака до бассейна рр. Ассы и Фортанги. К западу от Терека характер фауны меняется. В нижнесарматских породах раковины моллюсков здесь становятся крупными, массивными и иногда скопляются в ракушечники; на Урух в последних найдены *Tapes*, *Cardium* (2 вида), *Ervilia* (2 вида), *Mactra*, *Trochus*, *Nassa* (2 вида), *Bulla*, мшанки и другие. В среднем сармате здесь появляются прослой детритусовых известняков.

Последним горизонтом, на фауне которого мы здесь остановимся, являются глинистые породы верхней части среднего сармата.

В восточной части Черных гор, до бассейна р. Аксая, слои эти представлены грозненской фауной, которая совершенно лишена остатков моллюсков. В бассейне рр. Ассы и Камбилеевки в соответствующих грозненским слоям глинистых породах встречается бедная и однообразная фауна, состоящая, по наблюдениям Долицкого, из представителей следующих родов: *Mactra* (2 вида), *Cardium* (3 вида), *Tapes*, *Modiola*, *Trochus* (2 вида) и мелкие неопределимые гастроподы (не менее 2 родов). Михайловский (1905) из бассейна рр. Ассы и Фортанги в слоях, лежащих выше горизонта с *Cryptomactra*, указывает, кроме перечисленных родов еще *Turbo*, *Vuccinum*, *Hydrobia*, *Bulla*, *Cerithium* и *Cryptomactra* (редко) присутствие последней заставляет подозревать, что часть указанных Михайловским форм происходит из криптомактровых слоев. В бассейне р. Уруха слои, соответствующие грозненским, к сожалению, выделены быть не могли.

Мы не станем касаться совершенно фауны верхнесарматских и более молодых отложений, так как она крайне резко и вполне определенно отличается от фауны содержащих нефть горизонтов. Верхний сармат как это хорошо известно, характеризуется исключительным развитием *Mactra caspia*, раковинки которой образуют иногда целые слои, а также пресноводных и наземных моллюсков. Нижние горизонты геологически отложений содержат еще весьма обедненную морскую фауну, верхние же слои этого яруса характеризуются уже решительным преобладанием форм, приспособленных к почти пресной воде. В акчагыле фауна имеет обычный для этого яруса характер, а ашшеронские слои характеризуются каспийскими типами моллюсков.

В дополнение к сказанному ранее мы дадим еще несколько указаний относительно микрофлоры и микрофауны изучаемых образований. Изучение микроскопических остатков организмов в нефтеносных отложениях чрезвычайно затрудняется тем, что глинистые породы майкопской спиралисовой, спаниодонтелловой свит и частью сармата (грозненская свита), т. е. наиболее важных для нас горизонтов, благодаря окремению не только не размокают при кипячении в воде, но и не поддаются действию теграции кристаллизацией глауберовой соли; поэтому обычные способы отмучивания к ним оказываются неприменимыми. Для получения необходимых препаратов мы прибегали к следующим приемам. Довольно мелкие кусочки глины погружались в воду, приблизительно на сутки после чего подвергались кипячению в колбе Эрленмейера в течение 1-2 часов. После осторожного отмучивания образовавшейся мути оставшаяся в колбе кусочки глины переносились в фарфоровую чашку и подвергались осторожному растиранию пальцем с параллельным отмучиванием

После того как масса была достаточно размельчена, она пропусклась через сито с отверстиями в 0,25 мм. Оставшиеся на сите частицы подвергались тщательному просмотру под лупой, прошедшие же через него объединялись с полученными ранее продуктами отмучивания. Получившаяся смесь отмучиванием подразделялась приблизительно на частицы более 0,05 мм и частицы менее 0,05 мм, и из этих фракций приготавливали микроскопические препараты. Породы, которые удавалось размягчить обычным кипячением в воде, операции растирания, конечно, не подвергались. Грубое механическое воздействие, которое претерпевали породы при описанных операциях, конечно, должно было повлечь за собою разрушение значительного большинства скелетных частей микроорганизмов, но некоторая часть их при этом все же сохранялась и улавливалась в препаратах. Некоторым дополнением служило изучение шлифов, о которых мы будем говорить ниже, но этот способ при крайней бедности пород органическими остатками давал чрезвычайно мало.

Из майкопских отложений микроскопически были изучены породы самого нижнего, хадумского горизонта и породы верхнего глинистого их отдела (горизонты зурамакентский и рики). В глинистых породах из остатков микроорганизмов были встречены только сомнительные остатки кокколлитов и какие-то очень мелкие дискообразные тельца невыясненной ближе природы. Совершенно иную картину представляют прослойки темного мергеля среди хадумских сланцев. На шлифах здесь видно большое количество *Globigerina*, мелких *Textulariidae* и *Rotalidae*, а также кокколлиты.

Богаты остатками микроорганизмов глинистые породы горизонта с *Pecten denudatus* бассейна Терека. Здесь встречается довольно много мелких *Globigerina*, *Miliolidae*, *Textulariidae*, *Rotalidae*, масса кокколлитов, *Cosnodiscus* и мелкие *Spiralis*.

Глинистые породы спириалисового и спаниодонтеллового горизонтов восточной части Черных гор, а также промысловых районов Передовых хребтов почти столь же бедны остатками микрофауны и микрофлоры, как и майкопские. В бассейне рр. Ассы, Фортанги и Терека в спириалисовых глинах обычно можно найти кокколлиты, но, начиная с бассейна р. Кодахчина и далее на запад, в бассейне р. Уруха, микрофауна делается значительно более богатой и разнообразной. Здесь в каждом образце можно найти массу кокколлитов и изредка целые коккоферы; реже попадаются и рабдолиты. Из диатомовых почти в каждом препарате встречаются *Cosnodiscus*, но представителей других родов мне видеть не приходилось. Скорлупки фораминифер присутствуют всегда; преобладающими формами являются мелкие *Textulariidae* и *Rotalidae*, но вместе с ними встречаются и крупные *Textularia*, *Rotalia*, *Miliolidae* и другие донные фораминиферы. Замечательно, что *Globigerina*, столь характерные для известковых пород фораминиферовых слоев и хадумского горизонта, а также для глин с *Pecten denudatus*, здесь уже не встречаются. В некоторых образцах попадаются иглы шестилучевых губок и всегда — большое число раковин *Spiralis*.

В спаниодонтелловых глинах, обнажающихся по Ассе, Фортанге и Тереку, всегда и часто в очень большом количестве встречаются кокколлиты, но остатки фораминифер здесь редки. Западнее Терека микрофауна и микрофлора спаниодонтелловых слоев приближается к спириалисовой, но в общем в этом горизонте остатки микроорганизмов встречаются в меньшем количестве, чем в предыдущем.

В нижнесарматских и криптоактровых глинах как в промысловом районе, так и в Черных горах остатки микроорганизмов встречаются во

всех образцах. Пресобладающая роль здесь принадлежит *Cosnodiscus* и мелким формам *Rotalidae* и *Textulariidae*, но встречаются также, особенно в криптомактровых слоях, и крупные, несомненно донные представители этих родов, *Nodosaria*, *Miliolidae* и остракоды. Кокколиты и коккосферы встречаются во всех образцах.

В глинах грозненской свиты находимы были только остатки *Cosnodiscus*, кокколитофорид и мелких *Textulariidae* и *Rotalidae*.

Как ни беглы наши замечания относительно фауны, все же они показывают, что обогащение породы органическим веществом связывается с некоторыми определенными и весьма оригинальными палеонтологическими их особенностями. Наиболее отчетливо эти особенности выявляются на осадках верхнего горизонта среднесарматских отложений. Богатые органическим веществом глинистые породы грозненской свиты в их типичном развитии оказываются совершенно или почти совершенно лишенными остатков донных организмов, не только моллюсков, но, повидимому, и донных фораминифер, если не считать мелких *Textulariidae* и *Rotalidae*, которые в современных условиях встречаются и в осадках чисто пелагического типа. Необходимо помнить, что отграничение грозненских пород от более молодых в плохих разрезах, которые имеются обычно в области Передовых хребтов, чрезвычайно трудно. Совершенно невозможно точно разграничить грозненские слои от верхнесарматских в образцах буровых скважин.

В западных частях Черных гор, в бассейне рр. Ассы и Фортанги, где количество углерода в верхних горизонтах среднесарматских пород значительно уменьшается, в них появляется и та скудная и однообразная фауна, о которой сказано было выше; фация немых грозненских глин заменяется здесь глинами с ископаемыми. На Тереке и далее к западу среднесарматские отложения частью еще не расчленены, частью же, повидимому, отсутствуют, и потому о дальнейших палеонтологических изменениях рассматриваемого горизонта мы, к сожалению, ничего не знаем.

Совершенно аналогичные соотношения между содержанием органического вещества в глинистых породах и содержанием в них остатков донных организмов наблюдаются и для чокракско-спириалисовых слоев; с востока на запад содержание органического вещества непрерывно падает, а количество остатков моллюсков столь же непрерывно увеличивается. При изучении этих отложений бросается, между прочим, в глаза тот давно известный факт, что фауна бедных органическим веществом песчаных пород, где они ее содержат, резко разнится от фауны типичных спириалисовых глин, вмещающих песчаники, и весьма близка к фауне прибрежных чокракских отложений Керченского полуострова.

Не менее замечательным является постоянство палеобиологических признаков майкопских глинистых пород при постоянстве содержания в них органических веществ.

Установленные нами соотношения между нефтеносностью осадков, содержанием в глинистых породах органического вещества и характером заключающихся в них органических остатков доставляют уже очень много данных для решения непосредственно интересующих нас вопросов. Благодаря выяснению этих соотношений мы получаем возможность оперировать с палеобиологическими данными, которые позволяют совершенно определенно наметить путь для отыскания современных гомологов наших палеогеновых и миоценовых осадков.

Еще в 1896 г. Н. Андрусовым (1897₃) было указано, что фауна чокракско-спириалисовых слоев ближе всего стоит к фауне Черного моря, при-

чем сходство той и другой выражается не только в положительных признаках, именно в общности весьма большого числа моллюсков, но и в признаках отрицательных, к которым относится отсутствие и там, и здесь кораллов, морских ежей, брахиопод, цефалопод, крупных брюхоногих и т. д. Такие же родственные отношения обнаруживает и фауна сармата (Андрусов, 1899, 1906). Такое сходство может, очевидно, вызываться только сходством гидрологических условий бассейнов, и потому в поисках гомологичных осадков мы должны прежде всего обратиться к Черному морю. И действительно, при первом же знакомстве с распределением организмов в Черном море мы наталкиваемся на ряд аналогий с теми явлениями, которые наблюдаются в осадках чокракско-спириалисового бассейна изучаемой нами области.

Хорошо известно, что вся огромная котловина Черного моря, начиная приблизительно с глубины 130 и реже 170—190 м, покрыта осадками, совершенно лишенными донного населения (Андрусов, 1890, 1892, 1893, 1897₂; Книпович, 1925, 1926; Никитин, 1926). Органические остатки, встречающиеся в глубоководном илу Черного моря, частью заносятся с берега и прибрежных частей моря ветрами и течениями, частью же попадают на дно из верхних слоев воды, которые заселены довольно обильным планктоном и nekтоном. Для биологической характеристики глубоководного черноморского ила мы приведем несколько выписок из статьи Андрусова (1892).

«Почти во всех без исключения образцах глубинного ила, взятых лотом, мы находим скелеты различных диатомовых, принадлежащих отчасти к береговому, отчасти к пелагическим формам. Некоторые из них наблюдались мною в свободно плавающем состоянии (*Cosnodiscus*, мелкие *Thalassiothrix*), другие же встречались внутри ноктилюк (*Chaetoceras*, *Rhizosalenia*); далее третьи, хотя и не наблюдались мною в планктоне, но принадлежат, несомненно, к нему и были, очевидно, пропущены вследствие недостаточно подробных исследований. Таковы *Hemiaulus Hauckii* Gr и n., *Asterolampra* sp. и другие. Что касается всех прочих форм (принадлежащих к родам *Melosira*, *Navicula*, *Grammatophora*, *Epithemia*, *Synedra*, *Striatella*, *Cocconeis*, *Actynoptychus*, *Actinocyclus*, *Campylodiscus*, *Surirella*, *Pleurosigma*, *Biddulphia*, *Amphora*, *Amphipleura*, *Nitzschia* и др.), то некоторые из них, может быть, также происходят из планктона; по крайней мере роды *Actinocyclus*, *Actynoptychus*, *Amphora*, *Amphipleura*, *Amphiprora*, *Amphitetras*, *Biddulphia*, *Campylodiscus*, *Synedra*, *Striatella* и др. встречаются в списках пелагических форм. Тем не менее едва ли можно сомневаться, что многие из скорлупок диатомовых принесены от берега. По крайней мере в пунктах, наиболее удаленных от берега, где отлагается легкий известковый ил, представители береговых родов исчезают вовсе или представлены в незначительном количестве. Изучение диатомовых глубинного ила, кажется, подтверждает, что в то время, как одна часть падает на дно с поверхности моря, другая переносится в суспендированном состоянии от берегов к центру моря и осаждается в более глубоких частях.

К подобному же результату приводит нас и рассмотрение других органических примесей глубинного ила.

«Так, весьма интересную особенность черноморского ила представляет нахождение почти во всех пробах пыльцы хвойных. Я не наблюдал эту пыльцу в планктоне, но полагаю, что она большей частью происходит с поверхности моря. Черное море, по крайней мере его глубокая часть, окружено почти со всех сторон высокими горами, покрытыми обширными хвойными лесами. Во время цветения ветер, а также дождевые потоки,

должны уносить в море массу пылицы, которая, падая на поверхность моря, долго носится, плавая, пока не пропитается водой и не затонет.

«На небольших глубинах можно встретить обломки крупных растений, перенесенных с берега: так, в драге IV-й «Черноморца», с глубины 58 саж. [106 м] найдены были ветки растений; на станции 29-й «Донец» с 125 саж. [229 м] также, а в драге VIII-й «Черноморца», с глубины 387 саж. [708 м] было много обломком растений. Отсюда можно заключить, что более мелкий растительный детритус переносится и в больших глубинах.

«Таковы растительные органические составные части глубинного ила; что же касается остатков животного или неопределенного происхождения, то я наблюдал в пробах дна следующие формы:

«Массу *Dictyocha* и *Mesocena*, обыкновенно причисляемых к радиоляриям; в последнее время из них предполагают сделать особый разряд *Flagellatae*.

«Цисты, покрытые ворсинками (*Xanthidium*) Геккель считает особый отдел водорослей, который называет *Xanthelleae*, другие относят к десмидиевым. Тела, значение которых во всяком случае загадочно.

«Из фораминифер очень мелкие формы *Entosalenia*, *Textillaria* *Rotalia*.

«Из остатков инфузорий в пробах со всех глубин обыкновенны коротко-цилиндрические прозрачные бокальчики с закругленным дном, обложенные мельчайшими остроугольными частицами кварца. Это оболочки *Condonella ventricosa* Clap. et Lachm., одной из тинтиноид.

«Иглы губок обыкновенны во всех пробах.

«Пластинки синапт наблюдались мною на ст. 23—344 морск. саж. [629 м].

«Челюсти сагитт иногда попадают в глубоководном иле (ст. 5—1144 м. с., [2091 м], ст. 29—1157 м. с. [2115 м], ст. 33—567 м. с. [1036 м], ст. 48—1184 м. с. [2164 м]).

«Эмбриональные раковинки двустворчатых весьма обыкновенны в больших глубинах, тогда как эмбриональные формы гастропод попадаются гораздо реже.

«Мелкие косточки рыб встречаются довольно часто, особенно же и много было в иле, извлеченном драгою VIII-ю «Черноморец», с глубины 387 м. с. [707 м].

«Большинство перечисленных форм пелагического происхождения перечисленные выше фораминиферы не принадлежат, правда, к числу обыкновенных пелагических форм, но *Rotalia*, по наблюдениям Остроумова, встречается, хотя, может быть, и случайно, пелагически в Черном море, так что мы можем допустить то же для *Entosalenia* и *Textillaria*.

«С другой стороны, допустимо, что легкие раковинки последние форм переносятся на глубины волнами. Иглы губок и пластинки синапт конечно, последнего происхождения. Что же касается эмбриональных раковин моллюсков, то мы знаем, что личинки последних, снабженные уже раковиной, плавают на поверхности и, достигши известного возраста, падают на дно, чтобы развиться во взрослые формы.

«Таким образом мы замечаем в иле следующие элементы (стр. 377).

«В статье Меррея (Murray, 1900), кроме указанных Андрусовыми организмов для глубоководного черноморского ила, указываются еще обломки скорлупок *Ostracoda* (одна станция из общего числа 21; глубина 664 м), песчаные фораминиферы (глубина 2088 м) и из других фораминифер — *Lagena* и *Rosalina*.

Пелагические	Береговые
Диатомовые (частью)	Диатомовые (частью)
Пыльца хвойных	Растительный дестритус
<i>Dictyocha</i> , <i>Mesocena</i>	<i>Textillaria</i> , <i>Entosalenia</i>
<i>Xanthidium</i>	
<i>Rotalia</i> , <i>Entosalenia?</i> , <i>Textillaria?</i>	Иглы губок
<i>Cadonella</i>	Пластинки синапт
Челюсти сагитт	
Эмбриональные раковины моллюсков	
Кости рыб»	

Что касается до изученных лично мною довольно многочисленных образцов глубоководных осадков Черного моря, то в них, кроме указанных Андрусовым организмов, неоднократно приходилось находить кокколиты, которые, быть может, происходят с берега.

По северо-восточной, восточной и южной окраинам Черного моря область распространения безжизненного глубоководного ила подходит очень близко к берегу, лишь вдоль северной и северо-западной окраины мы видим достаточно широкое распространение иного типа осадков. Мы остановимся вкратце на них, основываясь, с одной стороны, на цитированных статьях Н. Андрусова и Меррея, а с другой — на недавней прекрасной работе С. Зернова (1913) о биоценозах Черного моря.

При приближении к берегу безжизненный глубоководный ил сменяется илистыми же осадками, которые отличаются от него присутствием живущих на дне организмов. Количество последних у нижней границы этого второго пояса илистых отложений очень ограничено, но выше фауна и флора становятся все более и более богатой. В настоящее время полосу мелководных илистых отложений делят на две зоны — нижнюю, называемую фазеолиновым илом, и верхнюю, известную под именем мидиевого ила. Не касаясь здесь литологической характеристики этих зон, о которой будет сказано ниже, мы перейдем к фауне их моллюсков и других снабженных скелетными образованиями организмов.

Фазеолиновый ил встречается преимущественно на глубине от 130 до 65—55 м и характеризуется массовым развитием *Modiola phaseolina*, *Syndesmya alba*, *Cardium simile*, *Retusa truncatula* и *Trophonopsis breviusculus*.

Нижней границей бентоса, которая является в то же время границей между фазеолиновым и безжизненным глубоководным илом, до последнего времени принято было считать изобату 100 фатомов или морских саженей, т. е. 183 м. Однако работы Зернова и современных экспедиций Книповича (1925, 1926) и Шокальского показывают, что в различных пунктах положение ее колеблется, и часто граница донной жизни проходит на значительно меньшей глубине. Драгировки Зернова у берегов Крыма не обнаружили жизни ниже 130 м; по Никитину (1926), граница бентоса в различных пунктах проходит на глубине 175—160—140 м и местами, вероятно, поднимается до 100 м; по Книповичу, наичаще безжизненный ил начинается с глубины 130 м.

Мидиевый ил отлагается преимущественно на глубине 35—45 м; верхняя граница его в различных пунктах крымского побережья располагается на глубине от 25 до 57 м, но близ Одессы известно обширное поле этого ила, верхняя граница которого поднимается местами почти до

уровня моря, а средняя глубина составляет всего 13 м. В общем мидиевый ил развит, главным образом, между 27 и 66 м глубины. Руководящей формой его среди моллюсков является *Mytilus galloprovincialis* и затем *Cardium simile*; весьма распространенной, массовой формой является также *Meretrix rudis*.

К области развития мидиевого ила, между прочим, приурочены огромные, тянущиеся на многие десятки километров заросли *Phyllophora rubens*, население которых носит, по Милашевичу, переходный характер от фауны мидиевого ила к фауне фазеолинового.

Прибрежная, в большинстве случаев очень узкая, мелководная полоса дна Черного моря занята довольно сложным комплексом песчаных, галечных и ракушечных отложений, к которому, между прочим, приурочиваются и заросли *Zostera*; последние спускаются до глубины 5 и даже 9 м. Наиболее характерными формами для песчаного грунта являются *Gouldia minima*, *Meretrix rudis*, *Calyptraea chinensis*, *Maetra subtruncata*, *Venus gallina* и *Modiola adriatica*; среди ракушечников местами выделяются массовые скопления *Ostrea taurica* и *O. sublamellosa*.

Чтобы яснее представить себе вертикальное распределение моллюсков в Черном море и охарактеризовать фауну различных типов осадков, мы приводим две таблицы. В одной из них (табл. II), составленной по Милашевичу (1916), с некоторыми поправками согласно данным Зернова (1913), указано вертикальное распространение всех известных в Черном море родов моллюсков, и одновременно нанесены средние границы распространения фазеолинового и мидиевого ила; при пользовании таблицей необходимо помнить, что положение этих границ в различных пунктах сильно колеблется, и потому таблица отнюдь не точно передает действительную приуроченность тех или других форм к тем или другим типам осадков. Другая таблица (рис. 9), составленная по работе Зернова, показывает распространение форм, которые были находимы в тех или иных пунктах развития данного типа осадков в массовом количестве и которые поэтому могут считаться более или менее характерными для этих осадков.

Сопоставляя биологическую характеристику осадков черноморского бассейна с биологической характеристикой различных горизонтов миоценовых отложений, мы должны прийти к заключению, что типичные грозненские и майкопские породы чрезвычайно близки в рассматриваемом отношении к осадкам безжизненных глубин Черного моря. Сходство здесь доходит до деталей, а существующие различия легко объясняются теми изменениями, которые пережили третичные осадки при превращении их в породу. И там, и здесь наблюдается полное отсутствие донных организмов, и там и здесь органические остатки происходят из толщи воды, из воздуха и с берега.

Те немногие представители микрофауны и микрофлоры, которые удается обнаружить в майкопских и грозненских породах, являются тождественными в родовом отношении с встречающимися в черноморских глубоководных осадках. При самом беглом сравнении микроскопических препаратов черноморских и миоценовых осадков сразу же бросается в глаза, что в первых количество диатомей неизмеримо больше, чем во вторых, где они представляют редкость, и что родовой их состав гораздо разнообразнее: вместо тех многочисленных кремневых организмов, которые указаны в приведенных выше словах Андрусова, мы в майкопских и грозненских глинах находим только остатки *Cosnodiscus*. Явление это легко объясняется той исключительно малой устойчивостью, которую отличается большинство кремневых скелетных образований (Самойлов

и Рожкова, 1922); как хорошо известно всякому, кто изучал осадочные образования, остатки кремневых организмов часто совершенно отсутствуют даже в таких породах, в которых кремневые и фосфоритовые конкреции содержат их массами. Это доказывает крайне легкую подвижность образующего скелеты кремнезема, который нацело удаляется из породы за время, протекшее с момента образования конкреций. В дальнейшем мы увидим прямые доказательства того, что в интересующих нас породах имели место процессы перемещения и вторичного отложения кремнезема.

Необычайно характерным является обилие как в третичных породах майкопского и грозненского типов, так и в черноморском глубоководном илу остатков рыб, иногда великолепной сохранности. Это явление, по нашему мнению, могло иметь место только при полном отсутствии высших животных на дне бассейнов, так как хищные моллюски и другие организмы чрезвычайно быстро уничтожают трупы. Вероятно, обилие остатков рыб в будущем можно будет считать чрезвычайно важным биологическим признаком осадков.

Вне пределов Черного моря такие же безжизненные илистые отложения можно найти и в глубинных частях Каспийского бассейна (Гримм, 1877; Купинович,

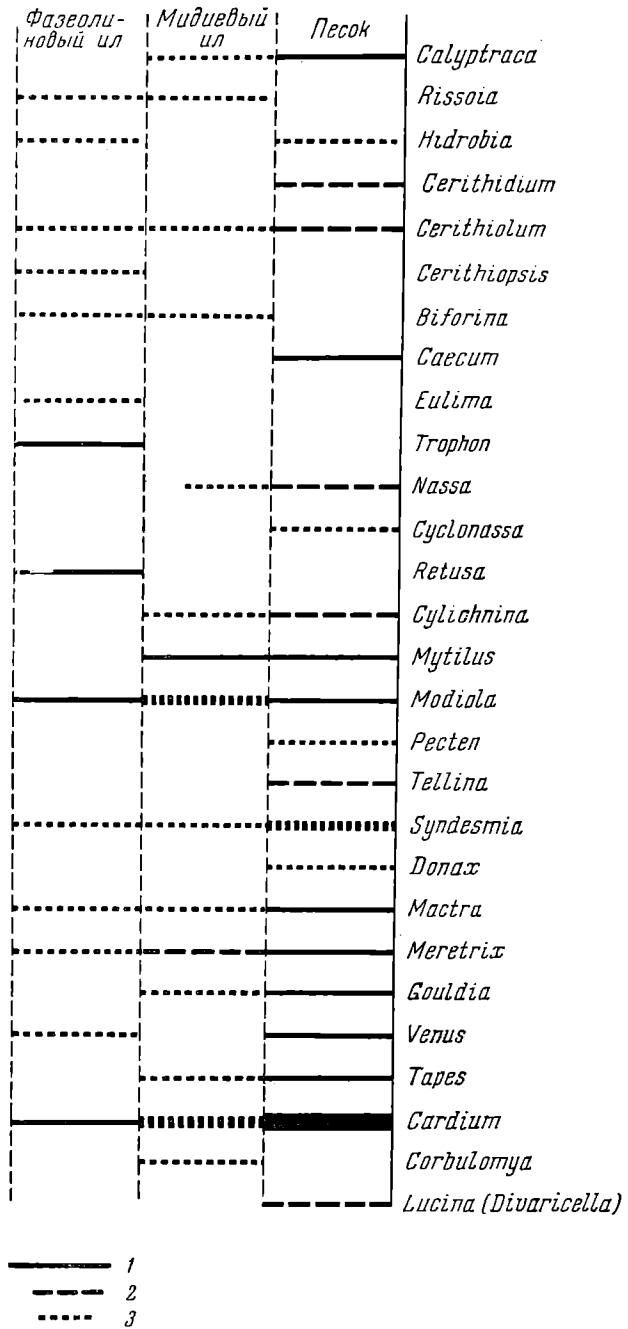


Рис. 9. Распространение наиболее характерных моллюсков в осадках Черного моря. Толщина линий взята в соответствии с числом видов каждого рода:

1 — в половине и более станций; 2 — от трети до половины станций; 3 — меньше чем в трети общего числа станций.

1905, 1921; Лебединцев, 1904), осадки которого нам, к сожалению еще очень мало известны.

В Каспийском море, по Гриму (1877), «за ракушечной полосой следует ил, то серый, то черный, часто с сильным и неприятным запахом. Он значительной толщей стелется по дну всего глубокого моря; лежит незыблемой пеленой на 200, 300, 500 саж. [366, 549, 915 м] ниже поверхности моря. Только незначительный краешек, на глубине до 150 саж [274 м], обитает моллюсками, и этот край как в южном, так и в среднем Каспии тянется большей частью узкой и сильно наклонной полосой лишь кое-где образующей небольшие площадки. Здесь живут древнейшие обитатели Сарматского озера: *Cardium catillus*, *Dreissena rostriformis Planorbis micromphalus* и между ними вездесущая *Hydrobia caspia*. Далее за пределами 150 саж. [274 м] мрачный студенистый ил необитаем ни повсюду арало-каспийскими, ни сарматскими и никакими другими моллюсками».

По новейшим исследованиям Книповича (1921), нижней границей бентоса можно считать 400 м. Наибольшая глубина, где найдены моллюски Гриммом, — 203 м; экспедициями Книповича в 1904 г. *Dreissensia rostriformis* была встречена до глубины 130 саж. (238 м), а *Micromelania caspia* до 150 саж. (274 м); в 1914—1915 гг. *Dreissensia* и *Micromelania* находились были до 294 м, и одни *Micromelania* — до 372 м. Глубже спускаются только некоторые черви, из которых *Nyrania* были добыты с глубин 415 и даже 460 м, а представители *Oligochaeta* — с глубин 395 и 400 м. Очевидно при таких условиях мы и в глубоких котловинах средней и южной части Каспийского моря должны встречать илы, лишенные остатков донной фауны и заключающие в себе только планктонные и нектонные формы, а также растительный и другой материал, занесенный с берега.

Кроме грозненских и майкопских глинистых пород с глубоководными образованиями черноморской впадины, мы можем сопоставлять также и те толщи несодержащих остатков моллюсков глин, которые встречаются среди чокракско-спиралисовых и спаниодонтелловых отложений. Чрезвычайно интересным является тот факт, что количество и мощность таких прослоев в отложениях чокракско-спиралисового горизонта растет по мере движения с запада на восток. В бассейне рр. Ассы и Фортанги трудно указать горизонты, в которых бы не встречались, хотя и в очень малом количестве, раковинки *Cryptodon*; на Ярык-су в нижних частях свиты обособляются уже пласты сланцев, в которых встречаются лишь *Spirifer*, а на Аксае спиралисовые глины вообще становятся крайне бедными ископаемыми.

Важнейшим моментом в решении задачи о современных гомологах того или другого ископаемого осадка является, как мною выяснено было в другом месте (Архангельский, 1912), исследование соотношений фаций. Признать майкопские и грозненские породы гомологичными глубоководным илам Черного и Каспийского морей мы можем, несмотря на их явное сходство с последними, только в том случае, когда будет доказано, что первые находятся в таких же соотношениях к другим типам пород данного возраста, в каких глубоководные илстые отложения дна Черного моря стоят к другим осадкам этого бассейна.

По отношению к майкопским отложениям задача является неразрешимой, так как во всей изученной нами области верхняя глинистая часть майкопской свиты с удивительным постоянством сохраняет свои признаки, и никаких фациальных изменений подметить здесь не удастся.

Гораздо больше материала дает изучение пород чокракско-спиралисовой свиты. На Ярык-су, Акташе и Сулаке немые глины залегают среди глинистых пород, которые содержат в себе очень бедную и однооб-

разную фауну. По направлению к западу немые глины исчезают, и одновременно с этим фауна всех глинистых пород чокракско-спириалисовых слоев делается более обильной и разнообразной. Эти факты заставляют думать, что мы здесь имеем дело с совершенно определенными фациальными соотношениями, которые будет легко понять, если станет ясным вопрос о гомологах тех пород чокракско-спириалисового горизонта, которые содержат донную фауну.

Просматривая списки родов моллюсков, встречающихся: 1) в песчанниках и песчано-глинистых породах верхних горизонтов свиты на рр. Ярык-су, Ассе, Фортанге и в промышленных районах, 2) в горизонте с *Pecten denudatus* в бассейне двух последних рек и, наконец, 3) в песчано-глинистых породах бассейна р. Уруха, нетрудно видеть, насколько фауна эта близка к фауне осадков прибрежной зоны Черного моря. Если из приведенных выше списков выделить роды, живущие в настоящий геологический момент в Черноморском бассейне, то мы увидим, что они все встречаются в отложениях прибрежной полосы (рис. 10) и многие из них не выходят из пределов последней; другая группа родов, опускаясь в область мидиевого ила, ограничивается этими двумя биологическими горизонтами. Исключение представляет только *Natica*, которая вообще является формой, чуждой Черному морю, и была здесь встречена только в одном пункте, на глубине 40 фатомов [73 м], близ Босфора. Род этот мы можем совсем не принимать в расчет.

Учитывая петрографический состав пород бассейна р. Уруха, слагающихся, главным образом, из зеленоватых песчаных глин и частью песков, мы можем думать, что они соответствуют не только прибрежным отложениям, но и части мидиевого ила; то же следует сказать и про песчано-глинистые породы других местностей.

В глинистых породах ближайших с запада к Тереку местностей фауна становится значительно беднее, нежели в только что рассмотренных осадках, причем значительное число родов, характеризующих последние, здесь исчезает.

Все встречающиеся здесь роды живут в области распространения мидиевого ила в Черном море. Чрезвычайно характерным является то обстоятельство, что некоторые роды, как *Pecten* и *Donax*, не опускающиеся в Черном море ниже пределов распространения мидиевого ила, имеются здесь, но не были обнаружены в чокракско-спириалисовых глинах более восточных частей бассейна р. Терека. Благодаря присутствию этих родов, а также рода *Cardium*, спириалисовые глины притерекской полосы фаунистически оказываются более тесно связанными с ранее рассмотренными, типично-чокракскими породами, нежели со спириалисовыми глинами более восточных областей. Из рассмотрения таблицы вертикального распространения моллюсков в Черном море легко видеть, что мидиевый ил находится в таком же отношении, с одной стороны, к осадкам прибрежной зоны, а с другой — к фазеоловому илу. Таким образом, и по биологической характеристике, и по соотношениям с осадками иного типа рассматриваемые образования приходится сопоставлять с мидиевым илом Черного моря.

Спириалисовые глины бассейна рр. Ассы и Фортанги оказываются чрезвычайно бедными остатками донных моллюсков и могут быть сравнимы только с фазеоловым илом. То же самое приходится сказать и относительно спириалисовых глин Ярык-су и более восточных местностей, где среди них появляются уже прослой лишённых донных организмов глин — аналогов глубоководного ила. По отношению к чокракско-спириалисовым слоям, таким образом, получается удивительно стройная

Чокракско-спиралисовые слои	<i>Trachus</i>	<i>Natica</i>	<i>Seriphium (bittium)</i>	<i>Nassa</i>	<i>Arca</i>	<i>Mytilus</i>	<i>Modiola</i>	<i>Ostrea</i>	<i>Pecten</i>	<i>Tellina</i>	<i>Synedasma</i>	<i>Dona</i>	<i>Mastra</i>	<i>Venus</i>	<i>Tapes</i>	<i>Venerupis</i>	<i>Cardium</i>	<i>Solen</i>	<i>Pholas</i>	Черное море
Глинистые и песчаные породы бассейна Уруха и песчаные породы других местностей																				Прибрежные осадки
Глинистые породы прилегающие к Тереку местностей																				Мидиевый ил
Глинистые породы бассейна Ярык-су																				Фазголиновый ил
Немые глины																				Глубоководный ил

Рис. 10. Распространение моллюсков, общих Черному морю и чокракско-спиралисовому бассейну в их отложениях. Сплошные линии — для черноморских осадков, прерывистые — для чокракско-спиралисовых слоев.

картина распределения биоценозов в горизонтальном направлении, совершенно аналогичная той, которая наблюдается в Черном море по мере продвижения от берега к глубоким частям бассейна.

Результаты нашего исследования вполне совпадают с заключениями Андрусова (1897₃), сделанными им еще в 1896 г.

«На основании сказанного физические условия Крымско-Кавказского среднемиоценового бассейна можно представить себе следующим образом.

«Вверху слой несколько опресненной воды, в области которого отлагались осадки евксинского типа: устричные банки и заросли *Acetabularia* у берега, пески и раковинный детритус несколько дальше от последнего. Присутствие многих растениендных форм указывает на существование в области отложения этого типа осадков обширных зарослей водорослей или морской травы. Вероятно, несколько глубже формировались скопления мшанок, серпул и известковых водорослей с гнездившимися среди них *Avicula*, *Lima*, *Chama*, *Arca*.

«С глубиной соленость возрастала; здесь держались птероподы (*Spirialis*); раковины последних примешивались к илистым осадкам, на которых развивалась гораздо более бедная, но чрезвычайно интересная фауна (*Leda*, *Cryptodon*, *Neaera*, *Tellina*, *Nassa*, *Crisia*, *Miliolidae*, *Synapta*, *Ophiuridae*).

«Фауна района илистых осадков крымско-кавказского бассейна напоминает, таким образом, фауну илистого дна Мраморного моря на глубине от 50 до 130 фатомов [92—238 м] (с *Lucina spinifera*, *Cryptodon*, *Neaera*, *Leda*), а также фауну модиолового ила Черного моря». Под именем модиолового ила здесь разумеется фазеолиновый ил.

Вопрос о современных гомологах глинистых пород сарматского яруса Крымско-Кавказской области с такой полнотой уже был разработан Н. И. Андрусовым (1899, 1906), что мы можем здесь вполне опереться на сказанное им в 1902 г.

«Внешняя форма сарматского бассейна заставляет думать, что последний обладал лишь незначительными приливами и отливами и что волны в нем не достигали больших размеров.

«Изучение сарматской фауны показывает нам, что воды сарматского моря имели меньшую соленость, чем воды нормальных морских бассейнов; можно думать, что соленость их приближалась к солености вод Черного моря.

«Переходим теперь к вопросу о том, возрастало ли содержание солей в сарматском море с глубиной. Вопрос этот стоит в тесной связи с вопросом, находился ли сарматский бассейн в связи с океаном, так как в замкнутых бассейнах мы можем ожидать лишь небольшую разницу в содержании солей на поверхности и на глубине. Только там, где внутренние моря находятся в сообщении через более или менее узкие каналы с соседними внутренними морями или с океаном, могут выработаться значительные различия между содержанием солей на поверхности и в глубине. Такие различия в солености наблюдаются в Балтийском, Черном и Мраморном морях и, само собой понятно, находят себе отражение в составе мелководной и глубоководной фауны.

«Можно ли наблюдать такую разницу между глубоководной и мелководной фауной сарматского моря? Чтобы ответить на этот вопрос, мы должны прежде всего выяснить, знаем ли мы вообще глубоководную фауну сарматского яруса. Какой характер могли иметь глубоководные отложения сарматского моря? Мы уже видели, что таковые могли образоваться только в виде глинистых осадков. Если сарматское море имело значительные глубины, то эти глубины должны были быть покрыты однообраз-

ными глинистыми осадками. Поэтому только в таких однообразных глинистых породах, если они существуют в отложениях сарматского яруса мы можем иметь глубоководную фауну.

«Мощные однообразные глинистые породы мы встречаем в основан сарматских слоев на северном склоне Кавказа, на Керченском полуострове и на Мангышлаке. Они являются в большинстве случаев в виде тонких слоистых сланцевых глин; на плоскостях наслаения часто видны листочки слюды или (реже) чрезвычайно мелкие кварцевые зернышки. Очень редко, и только на границе с покрывающими эти породы известковыми мергельными и песчаными слоями, в них встречаются тонкие прослойки мелкозернистого песка. Крупные, уплощенные глинистые, сферосидеритовые конкреции образуют параллельные слои; кроме того сферосидерит образует в сланцевых глинах и прослойки.

«В самых сланцевых глинах ископаемые встречаются весьма редко и иногда эти глины являются совершенно немными; чаще попадаются окаменелости в конкрециях и прослоях сферосидерита. Некоторые в таких прослоях переполнены раковинами.

«Внешний габитус этих раковин весьма замечателен. Это исключительно мелкие двустворки и гастроподы; раковины всех двустворчатых очень тонки и нежны. В особенно благоприятных случаях можно видеть, что они имеют монохроматическую окраску. Некоторые из встречающихся здесь видов *Cardium* отличаются длинными изящными иглами; виды *Nassa* тонко изукрашены.

«Обыкновенно в сланцевых глинах встречаются:

Modiola navicula D u b.

Cardium protractum E i c h w.

» *tubulosum* E i c h w.

Maetra forbeana var. *deltoides* D u b.

Maetra pseudotellina nov. sp.

Syndesmya reflexa E i c h w.

Bulla lajonkaireana B a s t.

Trochus sp.

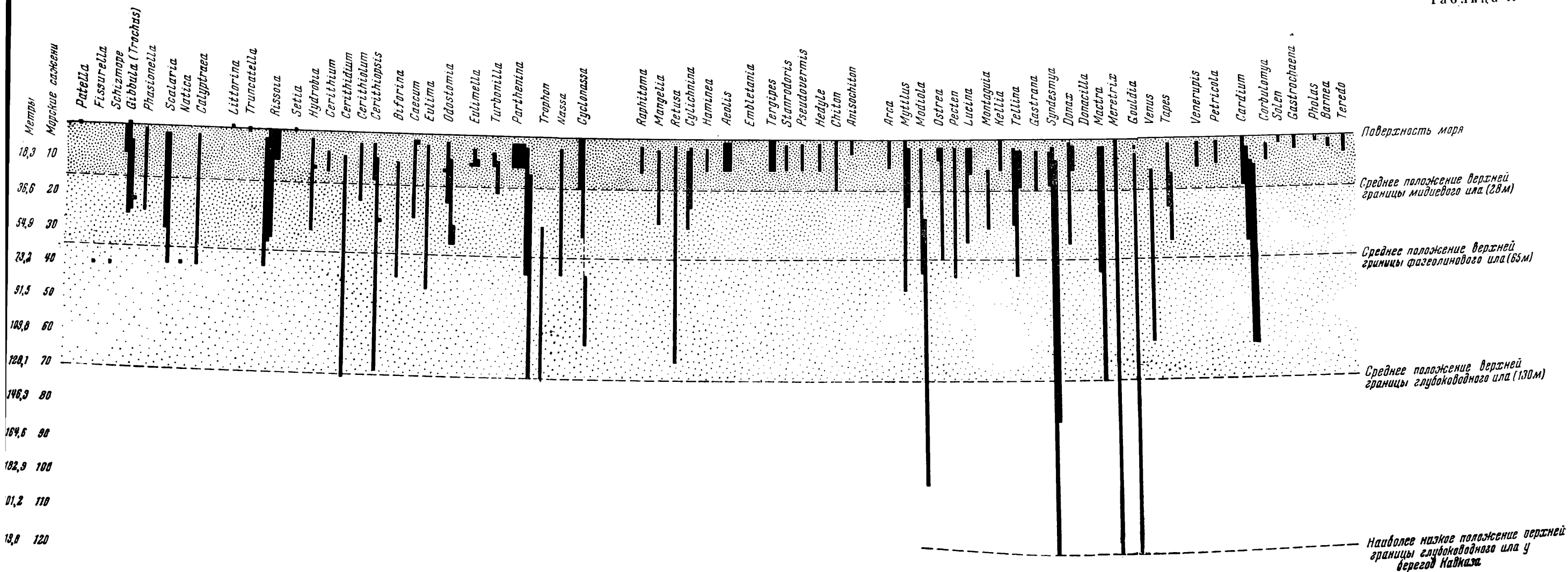
Serpula gusolae nov. sp.

«В верхних горизонтах к этим формам еще присоединяются *Tarvitaliana* O r b., *Cardium barboti* O r b., *C. archiplanum* A n d r u s., *C. sinaittoni* A n d r u s., *C. pseudosemisulcatum* A n d r u s., *Cardium* nov. sp. (с длинными иглами), *Cryptomaetra pes anseris* M a u e r, *Nassa verneui* O r b., *N. striatula* E i c h w., *N. substriatula* S i n z.

«Тонкость раковин двустворчатых, нежность украшений у *Cardium* *Nassa* указывает во всяком случае на то, что сланцевые глины отлагались в более глубоких, более спокойных водах. Родовой состав фауны не дает, однако, никаких опорных пунктов для более точного определения батиметрических отношений сланцевых глин. Мы находим здесь те же роды (и те же виды), как и в типичных мелководных образованиях сарматского яруса.

«Известную помощь оказывает в этом отношении аналогия фауны нижнесарматских сланцевых глин с модиоловым (фазеолиновым) иллом Черного моря.

«Этот ил образует в Черном море на глубине от 35 до 100 фатом [64—183 м] особую зону, окаймляющую непрерывной лентой бассейн со всех сторон. Наичаще здесь встречаются *Modiola phaseolina*, *Maetra triangula*, *Cardium fasciatum*, *Syndesmya alba*, *Nassa reticulata*, *Trophobreviatum*, *Cylichna truncata* и *mamillata*, *Cerithium pusillum*. Ближе к верхней границе встречаются, кроме того, *Corbula gibba*, *Venus ovata*, *Cytherea rudis*, *Triforis perversa* etc.



Вертикальное распределение моллюсков в Черном море, по Милашевичу. По вертикали 1 мм равен 1,83 м (морской сажени, фатому). По горизонтали 1 мм равен одному виду.

«Мы видим, что главные формы модиолового ила принадлежат к тем же родам, что и формы нижнесарматских сланцевых глин. Правда, в нижнесарматских слоях род *Trophon* отсутствует, но различные варианты *Trophon breviatum* играют в модиоловом илу такую же роль, как весьма варьирующие виды *Nassa* в сарматских глинах. Внешний габитус *Modiola phaseolina*, *Maetra triangula*, *Cardium fasciatum*, *Syndesmya alba* и *Cylichna truncata* очень сильно напоминает габитус *Modiola marginata*, *Maetra forbeana* var. *deltoides*, *Cardium* cf. *tubulosum*, *Syndesmya reflexa* и *Cylichna (Bulla) lajonkairieana*».

«Сказанное позволяет думать, что нижнесарматские сланцевые глины отлагались в батиметрических условиях, сходных с условиями евксинского модиолового ила, т. е. в спокойных глубинах (глубже 35 фатомов [64 м]) и не близко к берегу».

Если допустить, что в сарматский век береговая линия бассейна занимала приблизительно то же положение, что и в среднемиоценовое время, то мы можем ожидать, что в местностях, прилежащих к долине Терека, и западнее последнего, сарматские осадки должны носить более мелководный характер, чем в средних и восточных частях Черных гор и в области Передовых хребтов. Такое предположение вполне оправдывается фактами. Выше мы видели, что к западу от р. Терека фауна нижнесарматских отложений делается гораздо более обильной, раковины приобретают крупные размеры и становятся массивными, и среди глин появляются прослойки ракушечника и детритусового известняка. Все это доказывает, что близ р. Терека мы вступаем в область гомологов более мелководных отложений, нежели фазеолиновый ил, и что развитые здесь породы могут быть гомологами мидиевого ила и частью прибрежных осадков Черного моря.

Гомологов глубоководного черноморского ила, исходя из предыдущего, мы могли бы искать в сарматских отложениях в восточных и юго-восточных частях нашего района. Ни в нижнем сармате, ни в криптомактровых слоях нельзя указать никаких пород, напоминающих по своей палеонтологической характеристике глубоководные, безжизненные отложения Черноморской котловины, но в верхних горизонтах среднего сармата можно, по видимому, найти вполне точные их гомологи. Мы видели выше, что бедные ископаемыми глинистые породы верхней части среднесарматских отложений восточнее р. Аксая в Черных горах, а также в области Передовых хребтов сменяются глинами грозненской фации, которые вовсе лишены остатков донных организмов и содержат только остатки рыб, мелкие *Textularia* и *Rotalia* и диатомеи. И по своим биологическим признакам, и по отношению к фации фазеолинового ила грозненские глины можно сравнить только с глубоководным илом Черного моря. По всей вероятности, осадки этого типа продолжают в Дагестане до самого Каспия и кроме того распространены в Терской низменности.

Г л а в а п я т а я

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ БАСЕЙНОВ, ОТЛАГАВШИХ НЕФТЕНОСНЫЕ ПОРОДЫ

Если распределение организмов в осадках олигоценых и миоценовых морей, покрывавших некогда область, занятую бассейном р. Терека, было столь своеобразно, как это мы видели в предыдущем, и если аналогичное распределение донных животных в настоящее время имеется только

в Черном и отчасти в Каспийском море, то мы вправе заключить, что среда, в которой отлагались рассматриваемые ископаемые осадки, отличалась теми же особенностями, которые в настоящее время свойственны Черноморскому бассейну. Такое заключение приобретает особенно большую долю вероятности в силу того, что миоценовая фауна имеет и по своему составу большую близость к черноморской.

Фактором, который определяет вертикальное распределение организмов в Черном море, является недостаток кислорода в глубоких частях воды и присутствие в них сероводорода. Причины этих явлений в настоящее время прекрасно выяснены (Андрусов, 1890, 1892, 1893, 1897, 1913; Исаченко, 1924; Брусиловский, 1914; Врангель, 1890; Егунов, 1897, 1898, 1900—1901; Зелинский, 1893; Зелинский и Брусиловский, 1898; Книпович, 1925, 1926; Лебединцев, 1892, 1893, 1904; Надсон, 1903; Никитин, 1926; Шпиндлер, 1890, 1892, 1896).

На дне почти каждого водного бассейна с илистыми, содержащими примесь органического вещества осадками, существует более или менее обильная флора бактерий, которые выделяют сероводород частью из органических веществ, главным же образом из растворенных в воде сульфатов. В нормальных условиях, когда благодаря вертикальной циркуляции, имеющейся в водных массах, до дна достигает достаточное количество кислорода, заим�ваемого из воздуха поверхностными слоями воды или выделяемого живущими в них растениями, вырабатываемыми десульфурующими бактериями сероводород тотчас же окисляется и в воде не удается обнаружить даже и следов этого газа.

Если приток кислорода по тем или иным причинам оказывается затрудненным и имеющегося в воде количества его не хватает на дыхание организмов, окисление разлагающегося органического вещества и сероводорода, то последний сохраняется в воде, заражает ее и делает невозможным развитие дышащих свободным кислородом организмов. Если приток кислорода по каким-либо особым причинам совсем прекращается, то вода в бассейне будет заражена полностью; если кислород в силу ограниченной циркуляции может проникать в толщу воды только до некоторой определенной глубины, то заражение ограничено будет глубокими частями бассейна, куда кислород не проникает.

Случаи полной изоляции водных бассейнов от доступа к ним кислорода встречаются в природе лишь как временное и редкое явление. Такие условия создаются в озерах во время продолжительных и суровых зим, когда поверхность их на долгое время покрывается толстым слоем льда. В озерах Валдайской возвышенности, например, в некоторые зимы количество кислорода в воде резко уменьшается, и появляется сероводород, что ведет иногда к уничтожению значительной части населения озера (Лебединцев, 1904). Гораздо легче в бассейнах с солоноватой и соленой водой создаются условия заражения глубоких слоев воды в силу ограничения вертикальной циркуляции верхними слоями водной массы. Условиями, препятствующими правильной циркуляции, является главным образом резкая разница в плотности поверхностных и глубоких частей воды бассейна, препятствующая поверхностным, насыщенным кислородом слоям ее опускаться на глубину даже при сильном их охлаждении, а глубоким, бедным кислородом, слоям подниматься на поверхность. Такое ненормальное распределение плотностей возникает с наибольшей легкостью в тех случаях, когда бассейны носят полузамкнутый характер, сообщаясь с открытым морем неглубоким проливом, как Черное море, и в то же время получают большой приток пресной воды из впадающих в них рек. Если при этом испарение не достаточно велико, для того чтобы путем его удаля-

лась вся масса попадающей в бассейн пресной воды, то избыток ее стекает через пролив в открытое море; навстречу этому течению, по дну пролива, из открытого моря обычно движется донное течение, приносящее в бассейн тяжелую соленую воду, которая в силу своего большего удельного веса опускается вглубь, поддерживая разницу плотностей, препятствующую правильной вертикальной циркуляции.

Прекрасные примеры зараженных сероводородом бассейнов рассматриваемого типа можно найти в некоторых из норвежских фиордов (Лебединцев, 1904). Мы здесь приведем в качестве примера Мофиорд, имеющий около 200 м глубины, отделенный от моря узким и мелким проливом и получающий большой приток пресной воды.

Гидрографические условия, вызывающие явления сероводородного заражения в Черном море, прекрасно выяснены экспедициями начала девяностых годов прошлого столетия. Для изложения полученных тогда результатов можно воспользоваться словами Андрусова (1897₂).

«Среднее содержание солей в поверхностных слоях воды равняется около 1,8%, уменьшаясь в северо-восточном углу моря до 1,38%. С глубиной соленость правильно возрастает, достигая на глубине 100 фатомов [183 м] 2,1% и на 1000 фатомов [1828 м]—2,2%. Летом распределение температуры крайне оригинально. От поверхности температура на небольшой глубине быстро падает с 15—24° до 7,2—6,9° и вновь постепенно поднимается до 8,8° на глубине 100 фатомов [183 м], до 9° на глубине 200 фатомов [366 м] и до 9,3° на дне, на глубине 1200 фатомов [2194 м]. Такое распределение температуры объясняется слабостью вертикальной циркуляции, обусловливаемой большою разностью плотностей на поверхности и в глубине. Малая плотность на поверхности обусловливается огромным притоком пресной речной воды. Избыток этой воды, превышающий потерю путем испарения, стекает из Черного моря через Босфор Фракийский.

«В свою очередь тяжелые воды Пропонтиды текут в Босфор, образуя на его дне обратное нижнее течение, направляющееся к Черному морю. При входе в Черное море это течение имеет соленость около 3%, но его воды тотчас же смешиваются с водами Черного моря, и часть их опускается на дно. Этим объясняется высокая соленость и температура черноморских глубин. Если бы это море было вполне замкнутым, температура глубоких слоев воды не превышала бы 6°, т. е. среднюю годовую температуру на поверхности, тогда как теперь тепло проникает с соленой водой. Однако циркуляция в глубоких частях воды совершается чрезвычайно медленно. Количество воды, доставляемое нижним босфорским течением, ничтожно по сравнению с объемом самого моря. По Макарову, нижнее течение приносит 200 000 фут³ [5663 м³] в секунду, тогда как верхним течением выносятся 370 000 фут³ [10 477 м³], так что 170 000 фут³ [4814 м³] представляют избыток над испарением; в год это составляет 147 куб. верст [176,5 км³], что равняется всего 1/1700 объема Черного моря. Таким образом, для обновления глубоких слоев воды требуется по меньшей мере 1700 лет и даже больше, тогда как поверхностные воды обновляются ежегодно. Это явление объясняет большую разницу глубинных и поверхностных вод Черного моря.

В силу большей плотности нижних слоев воды вертикальные течения, несущие с собою кислород, не могут проникать ниже 100 фатомов [183 м] и потому эти нижние горизонты могут получать кислород только путем диффузии и из нижнего босфорского течения. В результате количество кислорода с глубиною резко уменьшается, и одновременно с этим на глубине 100 фатомов [183 м] появляется сероводород.

Работающими в настоящее время на Черном море экспедициями Шкальского и Книповича (1925, 1926; Никитин, 1926) добыто много новых интереснейших данных, которые мы знаем пока только из кратких предварительных сообщений и из личных бесед с первым из названных ученых.

Согласно этим данным, резкие колебания температуры, достигающие до 18° , ограничиваются всего 50 верхними метрами водной массы; на глубинах от 50 до 150 м колебания не превышают 2° ; на 150 м располагается слой постоянной температуры ($8,67^{\circ}$), от которого до дна идет медленное повышение до $8,95-9^{\circ}$. Соленость на интервале от 50 до 150 м быстро увеличивается от 18,5 до 21‰ и ниже медленно повышается до $22,3\text{‰}$.

В соответствии с этим колебания плотности ограничиваются также верхними 150 м, причем здесь плотность не превышает 15, ниже следуют «слои воды с постоянной и относительно высокой плотностью» (200 м—16,49)¹.

В силу такого распределения плотностей вертикальная циркуляция не может проникать ниже 200 м.

Близкое к нормальному (100%) содержание кислорода в воде Черного моря наблюдается лишь в верхних 40—50 м; на глубине от 50 до 100 м содержание его быстро падает всего до 15% нормальной величины. Вдоль берегов присутствие кислорода может быть доказано до глубины 200 м, но в средних частях моря на глубинах 150 и даже 200 м наблюдаются только следы его. Верхняя граница распространения сероводорода проходит несколько выше нижней границы кислорода. На интервале от 300 до 500 м имеет место резкое возрастание количества H_2S , и на 500 м в среднем имеется около $4 \text{ см}^3 \text{ H}_2\text{S}$ на 1 л.

Сравнивая эти данные с приведенными выше сведениями относительно распространения донных организмов в Черном море, легко видеть, насколько чутко отзывается бентос на распределение в толще воды кислорода и сероводорода.

Нижняя граница мидиевого ила и вместе с тем и нижняя граница сравнительно богатого донного населения проходит, приблизительно, на той самой глубине, с которой начинается резкое убывание кислорода (40—50 м), а нижняя граница фазеолинового ила (130—150 м) отвечает исчезновению кислорода. В зоне фазеолинового ила организмы уже подвергаются действию H_2S .

Не менее, если еще не более яркое выражение находит себе распределение газов в вертикальном распределении планктона. Нижняя граница распространения планктонных организмов совпадает с тем слоем воды, в котором количество кислорода приближается к нулю, и появляется сероводород; близ берегов граница эта проходит на 175—200 м ниже уровня моря; в средних частях последнего она поднимается до 140—150 м, а в центральных частях западной и восточной половины моря — даже до 100—125 м. Как и зона бентоса, зона, населенная планктонными организмами, подразделяется на верхнюю — богатую и нижнюю — бедную населением часть. Граница между ними у берегов проходит на глубине 50—60 м, а в центральных частях моря на глубине 40—50 м, т. е. там, где начинается обеднение среды кислородом.

«Если мы представим себе диаграммы разрезов Черного моря, — говорит Никитин, — то в вертикальном распределении гидрологических элементов изолинии температуры, солености, плотности, кислорода и серо-

¹ Величины плотности выражены в условных единицах, принятых в гидрологии: уд. вес морской воды при 0° , отнесенный к уд. весу дистиллированной воды при 4°C в данном случае 1,01649).

водорода и зона нижней границы планктона будут подниматься от берегов к центральным частям моря, давая выпуклости, наиболее высокие в восточных и западных частях моря».

Признавая существование среди миоценовых отложений бассейна р. Терека образований, гомологичных глубоководному и фазеолиновому илу Черноморского бассейна, мы тем самым, очевидно, признаем и факт заражения глубин миоценовых бассейнов сероводородом. До самого последнего времени сероводородное заражение глубоких слоев воды в Черном море считалось явлением весьма молодым и связывалось Андрусовым (1890, 1892, 1897) с прорывом Дарданелл. По мнению Андрусова, проникновение через Дарданеллы в солоновато-водный бассейн, располагавшийся на месте современного Черного моря, масс тяжелой соленой воды имело своим следствием, с одной стороны, нарушение нормальных условий вертикальной циркуляции, создавшее благоприятствующую для сероводородного заражения обстановку, а с другой, — массовое вымирание населявшей бассейн фауны. Массы сероводорода, выделявшиеся при разложении трупов погибших животных, и послужили первоначальным источником сероводородного заражения бассейна.

При современном состоянии знаний об условиях заражения бассейнов сероводородом, нам совершенно не нужно прибегать к изложенной сейчас гипотезе, ибо при тех гидрологических условиях, которые характеризуют Черное море, заражение это должно было возникнуть совершенно независимо от прорыва Дарданелл. Мы знаем в настоящее время, что зараженными сероводородом оказываются глубинные части такого замкнутого бассейна, каким является Каспийское море (Гримм, 1877; Книпович, 1905, 1921; Лебединцев, 1904), и что признаки заражения имеются даже в глубоких частях Аральского озера (Берг, 1908; Гильзен, 1911; Сидоренко, 1911), несмотря на то, что наибольшая глубина последнего не превышает 68 м. Наиболее разительные явления наблюдались экспедицией Книповича в Азовском море, в котором не известно глубин более 13 м (Книпович, 1926). Здесь при продолжительной теплой и тихой погоде в воде образуются слои, отличающиеся друг от друга по температуре, содержанию солей и кислорода; вертикальная циркуляция до крайности ослабляется, и содержание кислорода под влиянием дыхания животных и гниения массы органических веществ в нижних слоях воды может падать до десятых и сотых долей кубического сантиметра на литр воды. При этом, конечно, донные животные, не только рыбы (бычки), но и моллюски гибнут. Нормальное содержание кислорода в придонных частях воды возобновляется только после бурь. При таких условиях заражение, конечно, должно было существовать в глубоких частях плиоценового Черного моря и до соединения его со Средиземным.

Что касается до среднемиоценовых бассейнов, то физико-географические предпосылки сероводородного заражения крымско-кавказской их части прекрасно выяснены работами самого Андрусова. Приведенные выше цитаты показывают, что, исходя из состава фауны, названный ученый предполагал опреснение поверхностных слоев воды в бассейне и постепенное возрастание солености с глубиной.

Причиной этого являлось обилие пресных вод, приносимых реками со стороны Русской платформы, а также то, что крымско-кавказская часть среднемиоценового моря сообщалась с более западными частями последнего только сравнительно узким проливом у Мелитополя.

«Крымско-Кавказское миоценовое море принимало в себя остальные¹

¹ Исключая систему Днепра, впадавшего западнее Мелитопольского пролива.

речные системы Средней России, — говорит Андрусов (1897₃). — Возможно, что сюда присоединялись также и некоторые реки восточной Азии. С юга, а также из Крыма и Кавказа приток пресной воды был малый. В общем здесь имело место превышение притока над испарением, которое и обуславливало меньшее содержание солей в поверхностном слое воды Крымско-Кавказского бассейна. Через Мелитопольский пролив эта опресненная вода стекала в Галицийско-Подольский бассейн, а в глубине пролива более соленые воды последнего притекали в Крымско-Кавказский бассейн».

К сказанному Андрусовым необходимо еще прибавить, что и сама крымско-кавказская часть бассейна чокракского века не представляла собой однородного целого. Ряд соображений общегеологического характера (Архангельский, 1926₂), а также изучение распределения фацлий внутри этого бассейна заставляет думать, что на месте современного Ставропольского плато в чокракское время существовала полоса мелководья, по обеим сторонам которой располагались более глубокие ванны. Глубина восточной ванны, повидимому, возрастала с запада на восток, достигая своего максимума уже в области современного Каспийского моря. При указанных условиях в Терском районе неизбежно должно было возникнуть сероводородное заражение, если только глубина его не была слишком малой, чего мы предполагать не имеем оснований. Судя по распространению в чокракско-спириталисовых отложениях лишенных донных организмов глинистых пород, можно думать, что в первую половину эпохи отложения этих осадков зараженные сероводородом глубины в области Черных гор начинались к востоку от Сулака и отсюда, вероятно, распространялись в пределы всей Терской низменности и Каспийского моря.

Менее очевидной является необходимость появления сероводорода в водах сарматского бассейна. Здесь прежде всего возникает вопрос о существовании различий в солености поверхностных и глубоких частей бассейна. В заключении того анализа фауны глинистых пород сарматского яруса Крымско-Кавказской области, который мы привели выше, Андрусов (1899, 1906) ставит и интересующий нас теперь вопрос.

«Соленость глубин, на которых отлагались сланцевые глины, — отвечает он, — не могла быть значительно большей, нежели соленость поверхностных слоев воды. Здесь мы имеем ту же полуморскую фауну, как и фауну сарматского яруса вообще. Между фауной модиолового (фазеолитового) ила и глубинной фауной сарматского моря существует важное различие. Фауна модиолового ила состоит из видов, которые все проникли из Средиземного моря; виды эти не стоят ни в каких прямых генетических соотношениях к видам тех же родов из прибрежной фауны. Не то мы имеем в сарматской глубоководной фауне. Поскольку мы можем судить, все виды, слагающие эту фауну, представляют дериваты прибрежной фауны, т. е. являются аутохтонными (возникли путем приспособления к глубинным условиям). Одни виды при этом мало или вовсе не изменились (*Modiola marginata*, *Cardium protractum*, *Cylichna lajonkaireana*), но другие являются в виде резко выраженных разновидностей (*Mactra forbeana* var. *deltoides*) или специализированных форм (*Mactra pseudotellina*, виды *Cardium* и *Nassa*).

«Одна форма принадлежит даже к своеобразному новому роду, который совмещает внешний вид *Cryptodon* с зубным аппаратом мактрид (*Cryptomacra*). Через посредство *Mactra pseudotellina* форма эта стоит в связи с остальными сарматскими мактридами.

«Эти особенности указывают, повидимому, на то, что глубины сарматского моря были достаточно изолированы от влияния извне. Разви-

тие глубоководной фауны здесь должно было совершаться по типу пресных бассейнов, т. е. из прибрежной фауны. Следовательно, сообщение сарматского моря с океаном не могло быть открытым. Поиски соединительного пролива оказываются напрасными, и появляется мысль, не представляло ли сарматское море совершенно замкнутый, отрезанный от океана бассейн. Существование такого бассейна, как Каспийское море, убеждает нас, что необходимые для этого условия легко могут осуществиться. Большая или меньшая соленость зависит от взаимоотношений различных факторов. Однако мы не имеем еще никаких положительных данных для суждения по этому важному вопросу».

Вся приведенная аргументация Андрусова относится к вопросу о сообщении сарматского бассейна с океаном и ни в какой мере не исключает возможности возрастания солености вод с глубиною, с одной стороны, и заражения их сероводородом — с другой. Если наш бассейн принадлежал к типу совершенно замкнутых, то можно думать, что разница в солености и температуре поверхностных и глубоких слоев воды была меньше, нежели в Черном море, но во всяком случае достаточной, чтобы вызвать сероводородное заражение. О возможности и даже, вероятно, неизбежности этого явления достаточно говорят приведенные выше примеры из современной эпохи. Что специфические особенности глубоководной фауны верхних горизонтов среднего сармата, и в частности, ее бедность обуславливаются не только глубиною, к которой донные организмы, судя по океанам, могут приспособляться, но и влиянием факторов, исключающих возможность жизни, каковыми мы можем считать только присутствие в воде сероводорода, достаточно ярко доказывается исчезновением донных организмов в грозненских глинах. В соответствии с распространением последних приходится считать, что дно бассейна в момент их отложения лежало ниже сероводородной поверхности в области Передовых хребтов и Терской низменности, а также в области современных Черных гор к востоку от Сулака. В эпоху нижнего сармата и в криптомактровый век на дне бассейна только чувствовалось до некоторой степени влияние сероводорода, как оно чувствуется и теперь в зоне отложения фазеолинового ила. Что в эту эпоху явления сероводородного заражения в сарматском бассейне вообще существовали, мы можем заключить из того, что в пределах Апшеронского полуострова в это время отлагалась почти вовсе лишенная донных организмов диатомовая свита. Вполне возможно, что в скрытых от наблюдения частях Терской низменности весь сармат также представлен лишенными остатков донных организмов породами.

Принимая во внимание все сказанное, можно видеть, что изучение палеонтологических признаков нефтеносных пород дает чрезвычайно ценные и совершенно определенные указания как на условия образования нефтеносных свит, так и на происхождение органического вещества, заключающегося в последних.

Глава шестая

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Нам остается теперь ознакомиться с петрографическими особенностями изучаемых пород, причем ход исследования здесь вполне намечается полученными в предыдущем данными.

Главнейшим выводом, который можно сделать на основании предыдущего анализа, является то, что битуминозные глинистые породы,

вмещающие нефтеносные пласты, отлагались в бассейне, глубокие части которого были заражены сероводородом. Часть битуминозных глин и сланцев отлагалась в пределах самой зараженной зоны, часть же — в пограничной области, при недостаточном количестве кислорода и при существовании следов сероводорода. Изучение петрографических признаков должно прежде всего дать материал для суждения о правильности этого вывода. Кроме того, выяснение химико-минералогических признаков пород, несомненно, должно дать ценный материал для познания физико-химической природы той среды, в которой происходило отложение материнского осадка.

Чтобы получить данные для суждения о существовании сероводородного заражения в миоценовых бассейнах, мы прежде всего должны выяснить, сопровождаются ли явления заражения в современных условиях образованием каких-либо особых минеральных тел, сообщают ли эти явления отлагающимся на зараженных глубинах осадкам какие-либо особые структурные признаки, и затем на отыскании этих минеральных тел и признаков сосредоточить внимание.

С характером осадков, отлагающихся на дне Черного моря, и идущими в них минералообразовательными процессами знакомят нас работы Андрусова (1890, 1892, 1893, 1897₂), Меррея (Murray, 1900) и Самойлова и Титова (1922). Важные дополнения к ним можно найти в работах Слэдженко и Надсона (1903), занимавшихся изучением осадков южнорусских лиманов и Вейссова озера, в которых происходят тоже весьма энергичные процессы сероводородного брожения. Бактериологическая и химическая природа этого брожения разбирается в работах Андрусова (1890, 1892, 1893, 1897_{1,2}), Зелинского и Брусиловского (1893, 1898), Егунова (1897—1898, 1900—1901), Исаченко (1914, 1924, 1926), Надсона (1903), Досса (Doss, 1900, 1912, 1913) и др.

Материал, собранный глубоководными экспедициями начала девяностых годов прошлого столетия и обработанный Андрусовым и Мерреем, был слишком несовершенен, чтобы по нему можно было составить отчетливое представление об отлагающихся на дне Черного моря осадках. К счастью, мне удалось ознакомиться с этими образованиями лично по исключительному материалу экспедиции Ю. М. Шокальского, любезно переданному последним в мое распоряжение. Отлагая более подробное описание материала до специальной статьи, я здесь дам только самую необходимую общую его характеристику. Образцы, добытые Ю. М. Шокальским, взяты трубчатым лотом и представляют колонки, имевшие до 117 см длины во влажном и до 93 см в сухом состоянии и позволяющие весьма подробно ознакомиться со структурой осадков. Кроме этих образцов мною от Н. М. Книповича были получены довольно многочисленные образцы мидиевого и фазеолинового ила, взятые дночерпателем.

Колонковые образцы мидиевого и фазеолинового ила, имеющиеся в моем распоряжении, весьма немногочисленны и происходят с глубины не свыше 86 м, образцы же Н. М. Книповича взяты с разнообразных глубин, вплоть до нижней границы фазеолинового ила.

По внешнему виду мидиевый и фазеолиновый ил в большинстве случаев очень сходны между собой и обычно представляют в сухом состоянии серую глину. Образцы фазеолинового ила, происходящие с глубины более 100 м, отличаются более светлым оттенком и имеют светлосерую и даже иногда грязнобелую окраску.

Остатки моллюсков в большинстве случаев рассеяны в глине поодиночке, но раковины *Modiola phaseolina* нередко совершенно персполяют ил, образуя глинистый ракушечник.

Из минеральных включений в образцах, происходящих с небольшой глубины, нередко можно невооруженным глазом заметить песчинки, иногда располагающиеся прослойками; обычно, однако, песка в илу не бывает видно. При внимательном рассматривании тщательно выглаженных поверхностей мидиевого и фазеолинового ила при помощи бинокля в нем всегда можно обнаружить присутствие минералов, образующихся в самом осадке благодаря жизнедеятельности различных бактерий.

Поверхность разрезов обычно представляется неравномерно окрашенной и иногда пятнистой, что зависит от неравномерного распределения порошкообразного кальцита и глинистого вещества. В образцах и участках образцов, более глинистых, основной фон является сероватым, и на нем видны многочисленные, неясно отграниченные от окружающей серой массы более светлые пятна, состоящие из глины с большой примесью порошкообразного кальцита; пятна эти то имеют довольно определенное округлое очертание, то являются весьма расплывчатыми, мало заметными и неопределенными. В тех случаях, когда ил особенно богат карбонатом, основной фон является почти белым, и по нему разбросаны серые пятна, в которых порошкообразный кальцит находится в меньшем количестве, нежели в основной массе. В образцах фазеолинового ила, происходящих со значительной глубины, более 100 м, в некоторых случаях приходилось наблюдать довольно многочисленные, резко отграниченные от окружающей породы белые комочки, состоящие исключительно из порошкообразного кальцита, которые являются столь характерными для глубоководного ила и будут описаны ниже.

По представлению Меррея, углекислый кальций, находящийся в мелководных глинистых отложениях Черного моря, происходит из раковин моллюсков. С таким положением согласиться очень трудно. В фазеолиновых ракушечниках, о которых было сказано выше, несомненно, главная масса CaCO_3 принадлежит раковинам моллюсков и их обломкам, но в обычной серой глине, особенно же в образцах фазеолинового ила, взятых из нижних частей зоны его распространения, CaCO_3 почти целиком принадлежит порошкообразной форме кальцита, происхождение которой, как мы увидим ниже, наиболее естественно связывать с жизнедеятельностью бактерий. Наиболее богатые CaCO_3 образцы происходят со значительной глубины, почему получается впечатление, что с глубиной количество его вообще возрастает. Мы приведем здесь результаты определений CO_2 и нерастворимого остатка в четырех образцах рассматриваемых илов:

	CO_2 , %	CaCO_3^* , %	Нераствори- мый остаток, %
1. Близ Кара-дага, глубина 28 м	5,26	12,04	77,10
2. Южнее Очакова, глубина 13 м	3,26	7,31	77,56
3. Западнее южной оконечности Крыма, глубина 140 м	12,68	29,06	62,03
4. Западнее Евпатории, глубина 83 м	13,31	30,48	60,86

* Вычислено по CO_2 .

Кроме кальцита, во многих образцах фазеолинового ила при помощи бинокля удается видеть мелкие блестящие шарики пирита и черные точки или неправильные скопления других разновидностей сернистого железа; иногда последнее выделяется в полостях раковинок фораминифер.

Наконец, в илу встречаются нередко мелкие примазки и бесструктурные стяжения бурого железняка. В некоторых образцах фазеолинового ила железисто-марганцовые выделения одевают раковины *Modiola piseolina* и других моллюсков, образуя те своеобразные железисто-марганцовые конкреции, которые были подробно изучены Я. Самойловым и А. Титовым.

Следует, наконец, упомянуть, что в образцах мидиевого и фазеолинового ила часто встречаются мелкие кристаллики гипса; представляющие они образования первичные или же получились при испарении наивысшей в илу морской воды, для меня остается неясным.

Сильно отличаются от типичных образцов те разности мидиевого ила, которые отлагаются на небольших глубинах южнее Одессы: вместо серой или светлосерой глины здесь мы встречаем темносерые и почти черные несколько песчаные глины, окраска которых зависит от значительной примеси органического вещества.

Для характеристики механического состава рассматриваемых отложений мы располагаем следующими механическими анализами нерастворимого в 3%-й соляной кислоте остатка мидиевого и фазеолинового ила

Диаметр частиц, мм	Близ Кара-дага. Глубина 28 м, %	Западнее южной оконечности Крыма. Глубина 140 м, %
> 0,25	0,42	Нет
от 0,25 до 0,05	18,99	1,36
» 0,05 » 0,01	26,91	18,87
< 0,01	53,68	79,77
	100,00	100,00
Диаметр частиц, мм	Южнее Очакова. Глубина 13 м, %	Западнее Евпатории. Глубина 83 м, %
> 0,25	0,06	Нет
от 0,25 до 0,05	1,25	0,79
» 0,05 » 0,01	14,15	8,42
< 0,01	84,54	90,79
	100,00	100,00

Все образцы мидиевого и фазеолинового ила содержат в себе органическое вещество. В нашем распоряжении имеются следующие определения органического углерода этих отложений:

	%
1. Южнее Очакова, глубина 13 м; черная глина	3,26
2. Близ Одессы, глубина 20 м; черная глина	3,41
3. Близ Кара-дага, глубина 51 м	1,46
4. Близ Кара-дага, глубина 51 м	1,24 и 1,51
5. Близ Кара-дага, глубина 85 м	2,16 и 1,86
6. Близ Геленджика, глубина 175 м	1,51

Гораздо больше знаем мы относительно глубоководного ила, который и предыдущими исследователями описан лучше фазеолинового, и нами изучен довольно подробно.

Глубоководный ил Черного моря, по Андрусову, представляет две разности.

Ил, отлагающийся на склонах к центральной впадине, имеет весьма вязкую и клейкую консистенцию и в свежем состоянии обладает черной окраской, зависящей от присутствия односернистого железа; на воздухе окраска моментально становится серой вследствие окисления FeS.

Ил со дна самой черноморской впадины отличается меньшей вязкостью и имеет темноголубую окраску; FeS маскируется здесь тонкозернистым кальцитом, который иногда образует небольшие хлопья и комочки, а изредка и тонкие прослойки. FeS обычно образует весьма мелкие шарики, то изолированно разбросанные в илу, то заключающиеся внутри скорлупок диатомовых; не редки *Cosnodiscus*, в каждой ячейке диска которых сидит по черному зернышку; трубчатые скорлупки *Rhizosalenia* бываю́т выполнены рядом черных шариков.

«В более глубоких слоях глубинного ила совершается, повидимому, постепенный переход FeS в FeS₂, на что указывает нахождение в драгировочном материале мелких конкреций пирита», часто также шарикообразных, реже гвоздикообразных. Кроме шариков, FeS иногда выделяется в трещинах минералов.

Чрезвычайный интерес представляют те формы, в которых встречается в глубоководном илу CaCO₃.

«Зонд извлекает с значительных глубин Черного моря (со дна плоской глубинной котловины его) обыкновенно синевато-серый ил, в котором замечается более или менее значительное количество грязновато-белых комочков, по консистенции своей напоминающих кусочки сала. Шарик эти легко отделяются от ила промыванием в кисейном мешочке. Раздавливая их под покровным стеклышком и рассматривая под микроскопом, мы видим бесформенную мелкозернистую массу. При высыхании эти комочки делаются яркobelыми, порошковатыми, растворяются с шипением и без остатка в соляной кислоте и представляют все свойства углекислой извести.

«Отмучивая образцы такого ила, мы видим, что оседают сначала глинистые частицы, а затем только легкая белая муть, имеющая то же строение и представляющая те же свойства, как описанные комки.

«Особенно интересными с точки зрения нахождения углекислой извести в глубинах Черного моря являются образцы ила, извлеченного драгой VIII с глубины 387 саж. [708 м]. Среди преобладающей массы синеватого и зеленоватого ила в материале этой драги было найдено несколько кусочков явственно слоистого ила. Во влажном состоянии этот ил имел студневидный характер и был до известной степени пластичен; сухой он твердеет, и тогда видно, что он сланцеват и состоит из тоненьких зеленоватых и белых слоев. Зеленоватые состоят из глинистого материала и не содержат почти углекислой извести; белые слои порошковаты, вполне растворяются в соляной кислоте с сильным шипением и под микроскопом состоят из удлинённых зерен (на подобие пшеничных), поляризующих свет и иногда представляющих X-образные двойники.

«Характер и строение этого рода углекислой извести указывает нам на то, что мы имеем здесь дело не с мелко отмученными частицами, присоединенными с суши. С этим предположением не согласуется ни вид мельчайших зернышек и комочков, ни кристалликов в слоистом илу с 387 саж. [708 м]. Таким образом нам остается предположить, что описанная форма углекислой извести со дна Черного моря представляет химический осадок».

Количество CaCO₃ в глубоководном илу, по Меррею, колеблется от 9,74 и до 65%. Содержание больше 40% встречается на больших глубинах (от 750 до 1184 фатомов [1371—2165 м]); содержание в 65% имеет ил на глубине 1050 фатомов [1920 м] невдалеке от Босфора.

Железисто-марганцовых и фосфоритовых конкреций глубоководные осадки Черного моря не содержат. Присутствие глауконитовых зерн Меррей отмечает лишь со знаком вопроса.

Изучение материала, собранного экспедицией Шокальского, существенно изменяет нарисованную Андрусовым и Мерреем картину.

Колонковые образцы показывают, что глубоководные отложения Черного моря отнюдь не являются столь однообразными, какими они рисовались по образцам, взятым драгой, и среди них можно выделить три основных типа, имеющих в настоящий момент определенное географическое распространение. К сожалению, работы экспедиции в настоящий момент еще не закончены и выясняют строение дна лишь западной и средней частей моря. Для обширной области, расположенной к востоку от меридиана Синопа, образцы имеются только из периферических частей глубоководной впадины.

Первая разность глубоководного ила, которую мы в дальнейшем будем называть серой глиной, отлагается в настоящий геологический момент по периферии глубоководной области и в средней полосе последней. Эта средняя полоса обнимает наиболее суженную часть Черноморского бассейна, лежащую между Крымским полуостровом и отвечающим ему выступом Малоазиатского берега.

Серая глина часто бывает лишена всяких признаков слоистости, и тогда невооруженный глаз на выглаженных плоскостях продольных разрезов колонок различает только мелкие белые комочки карбоната кальция, описанные Андрусовым. В одних случаях комочки эти очень редки, в других же разбросаны в глине в большом количестве. В большинстве случаев комочки для невооруженного глаза представляются лишь точками, но иногда поперечник их достигает и 1—2 мм. Изучение разрезов при помощи бинокля показывает, что CaCO_3 кроме резко очерченных комочков образует также и те неопределенной формы неясные скопления и пятна, о которых говорилось при описании илов мелководной зоны; на шлифах, наконец, видно, что порошок кальцита проникает и самую серую глину.

Наряду с описанными неслоистыми разностями глины встречаются и слоистые ее разности. На тщательно выглаженных плоскостях срезов бинокляр открывает чрезвычайно тонкую перемежаемость серых глинистых полосок с тончайшими прожилками более темного, почти черного от примеси большого количества органического вещества материала. В некоторых образцах, в особенности в более глубоких частях ила, слоистость эта является вполне отчетливой, и представляется возможность сосчитать количество слоев на единицу длины: обычно в нижних, сильно уплотненных частях глины на миллиметр приходится около 10 серых и черных полосок. Нередко, наконец, слоистость глины становится очень резкой, бросающейся в глаза оттого, что среди нее появляются тонкие белые полоски, состоящие из послойного скопления описанных выше комочков или линзочек порошкообразного кальцита.

На шлифах, а также на продуктах отмучивания, кроме кальцита бросаются в глаза шарики сернистого железа и в частности пирита, которые описаны Андрусовым. Распределение этих шариков весьма неравномерное, и они то встречаются в ограниченном количестве, то залегают в глине во множестве. Необходимо отметить, что шарики часто сростаются между собою во множестве, образуя миниатюрные конкреции весьма прихотливой формы; иногда в таких сростках совершенно ясно выступают процессы перекристаллизации, причем шарики превращаются в микроскопические кубики. Наконец, изредка попадаются кусочки древе-

сины, превращенной отчасти в пирит, и хорошо различимые невооруженным глазом пластинчатые сростки последнего.

Никаких других минералов, с несомненностью образовавшихся на дне моря, в серой глине мне находить не удавалось; мелкие зерна глауконита встречаются нередко, но утверждать, что они образовались в илу, а не принесены с суши, невозможно.

В отдаленных от берега частях западной половины Черного моря отлагается в настоящее время известковый ил, резко отличающийся и по минералогическому составу и по внешнему виду от серой глины.

Ил этот имеет грязнобелую, а иногда и почти белую окраску и, как правило, характеризуется резко выраженной тонкой слоистостью. Типичные образцы породы состоят из весьма тонкого чередования белых известковых и темных глинистых полосок. В одних случаях темные полоски образованы обычным серым глинистым материалом, в других же состоят из очень темного глинисто-сапропелитового вещества. Число белых и серых полосок доходит на протяжении одного сантиметра до 70 и 100, но толщина их обычно сильно варьирует. В большинстве случаев толщина белых полосок больше, чем серых, но очень часто и те и другие бывают настолько тонки, что с трудом поддаются счету. Белые полоски никогда не бывают ограничены ровными плоскостями, вздуваются, утончаются и часто имеют четковидное строение. Кроме того, полоски всегда почти обнаруживают слабые волнистые изгибы. Такое строение объясняется тем, что известковые прослойки состоят из тесно сближенных, преимущественно эллипсоидальной формы комочков. Соответственно со сказанным глинистые полоски, разделяющие известковые, оказываются часто весьма извилистыми.

Несколько реже мергельная порода имеет весьма неправильную слоистость, потому что слои известкового материала прихотливо изгибаются, выклиниваются и отчасти распадаются на составляющие их комочки. Наконец, изредка встречаются мергели, в которых комочки углекислой извести расположены тесно и без всякого порядка, так что порода имеет вид какой-то микробрекчии. Под микроскопом видно, что известковые прослои состоят из чрезвычайно тонких зернышек кальцита, к которым в очень небольшом количестве примешиваются иногда микроскопические шарики пирита. В глинистых прожилках количество последних нередко бывает весьма значительным.

Резко различаясь в своих типичных представителях, серая глина и известковый ил в пограничной области их распространения связываются друг с другом рядом незаметных переходов. Эти переходные разности современного осадка имеют резко выраженную слоистость и состоят из более или менее тонкого чередования прослоев серой глины и известкового ила с преобладанием то глинистых, то мергельных прослоев.

Все до сих пор сказанное относится к осадкам, отлагающимся на самой поверхности дна глубоких частей Черного моря и характеризующим настоящий геологический момент в узком смысле этого слова. На сколько-нибудь длинных колонках видно, что современные условия отложения установились весьма недавно, вероятно, не более 500 лет тому назад, а ранее географическое распределение серой глины и известкового ила было иным, чем теперь, и кроме того в западной части моря отлагался осадок, на поверхности дна пока не найденный.

Этот третий, полускопаемый тип глубоководных черноморских отложений резко отличается от остальных своим черным цветом и особой консистенцией. Во влажном состоянии ил является чрезвычайно вязким и клейким и ничем не отличается по своей консистенции от типичного

озерного сапропеля, а при потере значительного количества воды очень сильно сокращается в объеме и становится эластичным; наконец, при полном высыхании черный ил превращается в черную породу, хрупкую настолько плотную, что она с трудом режется ножом.

В черном илу часто заметна очень тонкая слоистость, зависящая части от чередования полосок, особенно богатых органическим веществом, с илосками, более им бедными, частью же от присутствия тончайших прожилков известкового материала, имеющего обычное для глубоководных образований строение. Шарик пирита встречается в черном илу во множестве.

Колонки, полученные из средних частей западной половины Черного моря, слагаются обычно из всех трех описанных сейчас типов отложений, которые залегают слоями по 10 см толщиной и более. В колонках из средней полосы Черноморской котловины преобладающей является серая глина, в которой известковый ил образует прослой до 10 см толщиной, черный ил в этой области встречается очень редко и образует лишь тонкие прослойки.

Последней составной частью глубоководных отложений Черного моря являются тонкослоистые слюдястые серые пески, иногда образующие в средних частях колонок прослойки до 3 см толщиной.

Для определения механического состава образцы глубоководного ила анализировались нами двояким путем. Часть образцов была перед анализом обработана 3%-й соляной кислотой, после чего отмучивавшийся подвергался нерастворимый остаток. Другие образцы пускались в анализ без такой предварительной обработки, но в них предварительно определялась CO_2 с тем, чтобы по перечислению ее на CaCO_3 последний можно было исключить из наиболее тонкой фракции механического анализа. Результаты для серой глины были получены следующие:

I. После обработки соляной кислотой

а) Углекислота и нерастворимый остаток

	Ст. 10 (473 м), %	Ст. 23 (880 м), %	Ст. 15 (1570 м), %
CO_2	6,30	14,65	3,09
CaO *	8,01	18,60	3,92
Нерастворимый остаток	67,30	51,80	76,48
	81,61	85,05	83,49

б) Механические анализы

Диаметр частиц, мм	Ст. 10 (473 м)		Ст. 23 (880 м)		Ст. 15 (1570 м)	
	от породы, %	от нерастворимого остатка, %	от породы, %	от нерастворимого остатка, %	от породы, %	от нерастворимого остатка, %
> 0,05	1,02	1,46	0,38	0,73	1,77	2,35
0,05—0,01	4,78	6,87	3,17	6,12	11,20	14,89
< 0,01	63,78	91,67	48,25	93,15	62,22	82,76
	69,58	100	51,80	100	75,19	100

* Вычислено по CO_2 .

II. Без обработки соляной кислотой

а) Углекислота

	CO ₂ , %	CaCO ₃ *, %
Ст. № 54-в; глубина 700 м	5,04	11,44
» № 69 слой 1 } глубина 2213 м	6,28	14,26
» № 69 слой 8 }	4,90	11,12

б) Механические анализы

Диаметр частиц, мм	Ст. 54-в		Ст. 69, слой 1		Ст. 69, слой 8	
	карбонатная навеска, %	бескарбонатная, %	карбонатная навеска, %	бескарбонатная, %	карбонатная навеска, %	бескарбонатная, %
> 0,25	1,62	1,83	0,43	0,50	0,10	0,11
0,25—0,05	3,21	3,63	1,43	1,66	3,82	4,30
0,05—0,01	11,34	12,86	8,90	10,38	12,59	14,17
< 0,01	83,76	81,68	89,23	87,45	83,49	81,42

Анализы эти показывают, что серая глина представляет со стороны механического состава весьма однородную и тонкозернистую породу, в которой частицы диаметром менее 0,01 мм составляют обычно от 80 до 90%. Микроскопическое исследование показывает, что частицы эти представляют в главной своей массе тончайший песок, к которому примешано большее или меньшее количество органического вещества и глинистых частиц, отделить которые от органического вещества очень трудно.

Из предыдущего следует, что все разности глубоководных отложений Черного моря заключают в себе порошкообразный кальцит, но в весьма различных количествах. Многочисленные определения CO₂ показывают, что в серой глине углекислого кальция содержится обычно от 7 до 17%, а в типичных образцах известкового ила от 56 до 72,5%. Образцы, содержащие от 20 до 40% CaCO₃, состоят из более или менее частого чередования прослоев серой глины и известкового ила. Количественное определение вприта было сделано только в 4 образцах серой глины и известкового ила и дало цифры от 2,37 до 3%.

Количество кремнекислоты, растворимой в слабом 5%-м растворе соды, доходит до 2%.

Все типы глубоководных осадков содержат органическое вещество, количество которого возрастает от серой глины через известковый ил к черному илу.

Для типичных образцов серой глины было сделано 16 определений углерода, количество которого в них колеблется от 0,86 до 3,3%. Эти крайние цифры встречаются редко, и обычно анализы дают от 1,5 до 2,4% углерода. Среднее содержание С в серой глине, по этим 16 анализам, равно 2,1%.

В известковом илу, судя по 6 имеющимся определениям, содержание С колеблется от 3,3 до 5,2%, при среднем содержании 4,3%.

Наконец, для четырех образцов черного ила получено 13,5, 16,5, 17,4 и 20,3% углерода.

На полных химических анализах илов и на минералогическом составе их терригенной части мы здесь останавливаться не станем, так как они не имеют непосредственного отношения к теме этой работы.

Подводя итоги сказанному, мы видим, что в глубоких, зараженных сероводородом частях Черного моря отлагаются весьма своеобразные породы, состоящие из чередующихся пластов серой глины, мергеля и богатого органическим веществом глинистоизвестковой породы, по своим основным признакам весьма сходной с горючими сланцами более древних отложений.

Характерными признаками черноморской глубоководной серой глины являются следующие:

1) богатство тончайшими продуктами дробления пород, образующими так называемую «физическую глину»; частицы меньше 0,01 мм в диаметре, слагающие последнюю, составляют обычно от 80 до 95% нерастворимого остатка ила;

2) присутствие большого количества микроскопических шариков пирита и их сростков; примазки пирита на зернах других минералов и выделения его в трещинах последних, а также в камерах диатомей и фораминифер;

3) присутствие порошкообразного кальцита, который распределен в осадке своеобразными пятнами и комочками и иногда образует в глине тонкие прослоечки, состоящие из послойного скопления упомянутых сейчас комочков;

4) присутствие легко подвижных, растворимых в слабых щелочах разновидностей кремнезема;

5) большое содержание железа, значительная часть которого находится, повидимому, в виде гидратов, в том числе и гидрата закиси;

6) присутствие значительного количества органического вещества;

7) отсутствие или редкость зерен первичного глауконита;

8) отсутствие фосфоритовых и железисто-марганцовых конкреций;

9) существование в некоторых разностях чрезвычайно тонкой слоистости, выражающей, повидимому, сезонные колебания осадочного процесса.

Каждый из этих признаков, взятый в отдельности и, повидимому, даже совокупность их не может считаться принадлежащей исключительно глинам глубоководного черноморского ила.

Столь бросающееся в глаза обилие шариков FeS_2 повторяется в глинистых осадках более мелких частей Черного моря, в синем илу океанов, в богатых органическими веществами осадках бухт и заливов и, наконец, в грязи лиманов, словом, всюду, где в илу идут столь широко распространенные процессы сероводородного брожения. В ископаемом состоянии мы наблюдали шарики и налеты FeS_2 на зернах минералов в юрских глинах и горючих сланцах Подмосковного бассейна и Поволжья, а также и в глинах каменноугольной угленосной свиты Подмосковного бассейна.

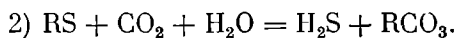
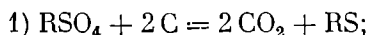
Гораздо более характерной, бросающейся в глаза особенностью глубоководного ила является присутствие комочков порошкообразного кальцита, но и этот признак нельзя считать свойственным только осадкам безжизненных, зараженных сероводородом глубин. Вполне хорошо оформленные комочки $CaCO_3$ я видел в нижних горизонтах фазеолинового ила, а неясные пятна карбоната почти столь же распространены в фазеолиновом и мидиевом илу, как и в глубоководном. Далее, нам хорошо известно (Potonié, 1908; Потонье, 1920), что порошкообразный кальцит часто вообще выделяется в местах отложения сапропелитов, а также и на морском дне (Drew, 1914; Heim, 1924; Православлев, 1924). Структура этих последних

выделений, к сожалению, не достаточно еще выяснена, но в последующем мы увидим, что комковидные скопления зернышек CaCO_3 вполне вероятны и для этого случая. Наконец, совершенно такие же комочки были получены Надсоном в лабораторных условиях из ила Вейссова озера. Этот замечательный бассейн, несмотря на ничтожную его глубину (19 м), в придонных своих частях содержит в 28 раз больше H_2S , нежели придонная вода Черного моря. С глубины 16 м, где появляется значительное количество H_2S , вода гимой сильно опалесцирует от присутствия большого числа микроскопических зернышек серы и CaCO_3 , выделяемых бактериями. На поверхности ила, стоявшего под водой в течение полутора лет в плотно закрытом сосуде, Надсон обнаружил комочки CaCO_3 , MgCO_3 , совершенно сходные с теми, которые Андрусов описал из Черного моря (Надсон, 1903).

Если выделение сернистого железа и порошкообразного кальцита не могут считаться характерными исключительно для условий дна зараженных сероводородом бассейнов, то во всяком случае они характеризуют совершенно определенные физико-химические и биохимические условия отложения осадков.

Обилие шариков сернистого железа в том или ином осадке с несомненно доказывает, что в нем совершаются энергичные процессы сероводородного брожения, обязанные деятельности десульфурющих бактерий. Выделяемый последними сероводород и осаждает в осадке сернистые соединения тяжелых металлов.

Гораздо менее ясным представляется пока значение находимого в осадках порошкообразного кальцита. Мне кажется, мы не имеем никаких оснований предполагать, чтобы в Черном море могло иметь место простое выпадение CaCO_3 из раствора. По Воану (Vaughan, 1917), такое выпадение может совершаться под влиянием трех факторов: 1) увеличения концентрации под влиянием испарения, 2) потери CO_2 в атмосферу, 3) потери CO_2 вследствие повышения температуры. Все эти условия на дне Черного моря, очевидно, осуществляться не могут. Едва ли может быть сомнение в том, что мы и в данном случае должны видеть причину явления в биохимических процессах. Обычно выделение CaCO_3 в илу Черного моря связывают с жизнедеятельностью тех же десульфурющих бактерий, которые являются причиной выпадения сернистого железа. Схема этого процесса выражается двумя следующими уравнениями (Андрусов, 1892, 1897₂; Krümmel, 1907; Murray, 1900; Православлев, 1924):



Исследования последних лет (Drew, 1914; Vaughan, 1917; Православлев, 1924) заставляют иначе толковать рассматриваемые явления, так как работами Дрю прочно установлено обильное выделение порошкообразного кальцита в процессе жизнедеятельности денитрифицирующих бактерий. Так как этими бактериями выделяется, между прочим, NH_3 , то выпадение CaCO_3 можно объяснить, с одной стороны, отнятием при действии NH_3 углекислоты от бикарбонатов, находящихся в растворе в морской воде, после чего CaCO_3 не может уже удерживаться последней, а с другой — действием NH_3 в присутствии CO_2 и H_2O на CaSO_4 , растворенный в морской воде, хотя бы по известному уравнению $\text{CaSO}_4 + (\text{NH}_4)_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons \text{CaCO}_3 + (\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$. Необходимо оговориться, что действительного хода рассматриваемого процесса мы не знаем, и приводимые соображения являются не более, как рабочей схемой.

До самого последнего времени предполагалось, исходя из работ Дрю, что денитрифицирующие бактерии требуют для своего развития высокой температуры воды, и потому бактериогенные известняки рассматривались даже, как весьма важные показатели палеоклиматических условий. В настоящий момент работами Исаченко установлено повсеместное присутствие денитрифицирующих бактерий в илах Черного моря с его достаточно холодной водой. Таким образом, мы имеем вполне определенные указания на возможность выделения в илах Черного моря CaCO_3 и жизнедеятельностью денитрифицирующих бактерий. Последние работы по вопросу о бактериальном выделении CaCO_3 в морских осадках, излагаемые в только что вышедшей сводке Твенхофела (Twenhofel, 1926), заставляют, однако, с большой осторожностью относиться к вопросу о том, какие именно бактерии вызывают эти явления. Весьма возможно, что самые разнообразные группы их способны вызвать выпадение карбонатов.

Таким образом, присутствие шариков FeS_2 и комочков или хлопьев CaCO_3 в илах и породах является показателем существования энергичных бактериальных процессов, которые протекали в момент формирования этих илов и пород. Общее направление этих процессов сводится, между прочим, к энергичному отнятию кислорода как от органических, так и от неорганических соединений, находящихся в осадках.

Если таким образом одни петрографические признаки глубоководных глин еще не дают возможности, повидимому, делать заключения о существовании в отлагающих такие глины бассейнах сероводородного заражения, то комбинация всех трех описанных нами типов осадков — серой глины, известкового ила и черного ила, едва ли может возникнуть в иных условиях; во всяком случае приходится признать, что в иного типа морских бассейнах такие отложения пока не известны.

Совершенно определенное значение приобретают литологические признаки пород, если их рассматривать в связи с биологическими.

Если, основываясь на характере и распределении в породах органических остатков, мы приходим к выводам относительно заражения глубоких слоев воды сероводородом, то литологические признаки должны доставить решающие данные для принятия или отклонения этих заключений.

Раньше чем перейти к литологической характеристике глинистых пород нефтеносных свит Грозненского района, мы должны попытаться оценить те изменения, которые могут претерпеть осадки черноморского типа при переходе их в породы. Не касаясь здесь совершенно изменений органического вещества, о чем будет сказано несколько слов ниже, мы остановимся на возможных изменениях других характерных элементов осадка, именно сернистого железа, порошкообразного кальцита и легко подвижных форм кремнезема.

Что касается до первого, то при отсутствии доступа кислорода к породе, что должно иметь место в свежих образцах, мы можем предполагать, судя по литературным данным, только переход гидротроилита, в виде которого первоначально выделяется сернистое железо, в мельниковит и пирит. Переход этот, как показал еще Андрусов, совершается очень быстро, уже на дне моря.

По отношению к карбонатам при залегании их в глинистых породах, трудно проникаемых для воды, можно было бы предполагать полную сохранность этих минералов, не считая, конечно, возможных явлений перекристаллизации. Однако в осадках черноморского типа мы имеем факторы, которые могут существенно изменить картину. Первым из них является присутствие в осадках значительного количества скелетов диатомей и губок. Кремнезем тех и других, как хорошо известно, отличается край-

ней степенью подвижности (Самойлов и Рожкова, 1925), а потому присутствие в осадке скелетов кремневых организмов обычно влечет за собою некоторое окремнение образовавшейся из него породы и в частности окремнение известковых элементов материнского осадка. Многочисленные примеры этих явлений можно видеть в верхнемеловых отложениях Поволжья, где CaCO_3 в некоторых горизонтах в значительной степени оказывается замещенным опалом и халцедоном. Другим источником кремнезема, производящего окремнение пород, может явиться и жизнедеятельность бактерий. Во многих опытах с бактериями сероводородного брожения (Егунов, 1897—1898, 1900—1901; Исаченко, 1914; Надсон, 1903) замечалось образование кремнистых пленок, которые, очевидно, являются продуктом жизнедеятельности этих организмов. Едва ли можно сомневаться, что аналогичные процессы выделения коллоидального кремнезема идут и в илу Черного моря, и что часть кремнекислоты, извлекаемой содой, является бактериогенной. Как другое возможное изменение CaCO_3 , ввиду богатства осадка закисью железа, я допускаю замещение части кальцита сидеритом.

Переходя теперь к петрографической характеристике глинистых пород нефтеносных свит Терского района, мы начнем с пород грозненской свиты.

Цвет грозненских глин в одних случаях почти черный, в других же серый, голубовато-серый и зеленовато-серый. При рассматривании породы на тщательно выравненных острым ножом расколах поперек слоистости, в огромном большинстве случаев можно заметить более или менее отчетливо выраженную тонкую слоистость, а часто и резкую полосатость. Особенно хорошо это явление заметно при изучении выглаженных расколов при помощи бинокулярного микроскопа. Слоистость происходит от чрезвычайно тонкого чередования более темных и более светлых полосок, вполне аналогичного чередованию более и менее богатых органическим веществом полосок серой черноморской глины. Часть светлых полосок является известковистыми; они часто то утоняются, то вздуваются, выклиниваются, превращаясь в миниатюрные линзочки, и имеют нередко характерные волнообразные, фестончатые края. В некоторых случаях полоски довольно сложно изгибаются. В темно окрашенных глинистых полосках при достаточном увеличении видно множество неясно отграниченных светлых хлопьев и комочков, ничем по виду не отличающихся от аналогичных образований глубоководной серой глины или фазеолинового ила. На наиболее тонких и светлых полосках совершенно ясно видно, что они состоят из тех же самых хлопьев и комочков, образующих послойные скопления. В общем картина получается поразительно сходной со структурой слоистого глубоководного черноморского ила; видимым отличием является несколько большая тонкость белых прожилок и как бы расплощенность белых комочков, что происходит, очевидно, от значительного уплотнения осадка при переходе его в породу.

Таким образом, по внешнему виду грозненские глины являются значительно сходными с черноморскими глубоководными осадками. Отличием служит несколько иное отношение к соляной кислоте, так как весьма часто вскипание породы оказывается гораздо более слабым, нежели это можно было бы ожидать, судя по числу светлых прожилок и комочков.

На тонких срезах, под микроскопом, в проходящем свете основная масса глины имеет коричневатую-серую или коричневою окраску. При скрещенных николях видно, что масса эта содержит большее или меньшее количество порошкообразного кальцита, который местами концентрируется, образуя те хлопья, о которых говорилось выше.

Все без исключения образцы грозненских глин содержат мелкие и рики пирита, местами в очень небольшом, местами же в огромном количестве. Кроме того, пирит нередко образует примазки на зернах обломочных минералов. Зерна глауконита в одних образцах встречаются как большая редкость, в других же попадаются довольно часто. Форма их всегда угловатая, не отличающаяся от формы зерен обломочных минералов; размеры обычно не только не превышают, но уступают размерам зерен обломочных минералов.

Переходя к спаниодонтелловым и спириалисовым глинам восточных частей Черных гор и Передовых хребтов, мы находим в них полное повторение того, что было сейчас сказано о глинистых породах грозненской свиты.

В спириалисовых слоях, особенно в нижних их горизонтах, нередко кроме того, встречаются резко полосатые породы, ничем по внешнему виду не отличающиеся от тех осадков глубоководной области Черного моря, которые связывают серую глину с известковым илом и состоят из чередования прослоек глины с более тонкими прослойками мергеля. На поперечных срезах в светлых прослоях мы легко различаем те белые комочки линзочки, разделенные тонкими прожилками темного вещества, о которых говорилось выше, при описании черноморских осадков. В одних случаях эти белые прослойки энергично вскипают от HCl , в других же вскипания оказывается очень слабым или даже вовсе не наблюдается. Учитывая столь часто встречающиеся в глинистых породах явления окремнения, принимая во внимание особую плотность спаниодонтелловых и спириалисовых глин, я предположил, что в них кальцит, порошкообразно рассеянный в породе и концентрирующийся в хлопьях, комочках и прослоях замещен кремнеземом, возникшим за счет растворения и вторичного отложения кремнезема скелетных образований диатомей и губок. За тонкость прослоев белого вещества выделить его в чистом виде, без примеси глины представлялось возможным. То, что удалось выделить, было проанализировано Е. В. Рожковой, получившей следующие результаты:

	%
SiO_2	76,64
TiO_2	0,96
Al_2O_3	10,28
Fe_2O_3	2,69
CaO	0,60
MgO	0,88
П. п. п.	3,64
	95,69

Анализ этот не оставляет сомнения в том, что мы имеем в белых прослоях некарбонатных спириалисовых глин смесь кремнезема с глиной, как в карбонатных — смесь CaCO_3 с глиной, и вполне подтверждает наше предположение относительно замещения CaCO_3 кремнеземом.

В майкопских глинах нередко с чрезвычайной отчетливостью видна тончайшая слоистость, свойственная черноморским серым глинам. Хорошо всем известная способность этих глин расслаиваться при выветривании на тончайшие пластинки зависит именно от этой слоистости. Прослоечки, сходные по своей структуре с известковыми прослоечками серых глин, здесь также встречаются, но с кислотой они не вскипают совершенно и состоят, повидимому, уже исключительно из кремнезема. Шарик пирита и здесь нередко встречаются во множестве.

В нижнесарматских и криптомактровых глинах, а также в средиземноморских глинистых породах бассейна р. Уруха FeS_2 и CaCO_3 встречаются

в тех же формах, как и в ранее рассмотренных породах. Характерным отличием глинистых пород этого района является то, что в связи с уменьшением количества органического вещества окраска глин на тонких срезах не коричневая, а серая, иногда только со слабым коричневатым оттенком.

Таким образом, с минералогической стороны и со стороны структуры глинистые породы нефтеносных отложений, если исключить их окремнение, представляющее, несомненно, вторичный признак, являются очень близкими и даже, пожалуй, тождественными с породами, которые могли бы возникнуть из черноморской глубоководной серой глины.

Сходство это увеличивается и еще одним обстоятельством.

Во всех горизонтах нефтеносной свиты Грозненского района встречаются, как видно из стратиграфического очерка, прослой мергелей, часто сильно окремненных и очень слабо вскипающих с кислотой; в майкопских отложениях мергели являются сильно железистыми и переходят в сидериты.

Мергели сарматских отложений в огромном большинстве случаев состоят, как это видно на шлифах, из равномерно распределенных мельчайших, неопределенной формы зернышек кальцита, ничем не отличающихся от той кальцитовой пыли, которую мы видели в известковом илу Черного моря. Часто порошковая масса карбоната оказывается захваченной процессами перекристаллизации, причем образуются мелкие неправильные зерна, значительно более крупные, однако, нежели исходный порошкообразный материал.

В спириалисовых и нижнемайкопских (хадумских) глинах нередко встречаются мергели, по своему микроскопическому строению чрезвычайно похожие на мергели черноморского известкового ила. Сходство это граничит с тождеством, так что замену одного шлифа другим часто невозможно бывает подметить.

Мергели эти, как и известковый ил, состоят из расположенных рядами миниатюрных линзочек порошкообразного кальцита, которые обтекаются тончайшими, прихотливо изгибающимися прожилками глинистого материала, богатого органическим веществом и изобилующего микроскопическими шариками пирита. Цепочки черных шариков, рассеянных в описываемых прожилках, особенно хорошо оттеняют известковые линзочки. Нередко порошкообразный кальцит оказывается частично перекристаллизованным. Во многих случаях значительная часть карбоната замещается кремнем и кварцем.

Вполне очевидно, что в описываемых мергельных прослоях мы имеем аналоги слоев известкового ила, залегающих среди серых глин дна черноморской впадины.

Аналогами черного ила Черного моря являются горючие сланцы спириалисовых и нижнемайкопских отложений. Характерно, что содержание органического углерода в последних очень близко к содержанию его в черном илу (7—14%). Нужно отметить также, что типичные майкопские глины по содержанию органического углерода не отличаются от типичных серых глин Черного моря.

Сравнение механического состава глинистых пород нефтеносной свиты с составом черноморских илов представляет чрезвычайно затруднения ввиду значительного окремнения первых. Вследствие этого окремнения глинистые породы не только не размокают в воде при кипячении, но не поддаются в большинстве случаев дезинтеграции даже при продолжительном растирании пальцем после обработки слабой соляной кислотой. Для майкопских, спириалисовых и спаниодонтелловых пород Грозненского

района выполнить механические анализы оказалось совершенно невозможным.

Чтобы получить хотя бы некоторое представление о составе этих пород мы произвели механический анализ майкопских глин с Керченского полуострова, где они являются гораздо менее измененными. Как и во всех остальных случаях, породы подверглись предварительной обработке слабой (3—5%) соляной кислотой. Анализы дали следующие результаты:

Диаметр частиц, мм	Нерастворимый остаток		
	Образец № 1, %	Образец № 2, %	Образец № 3, %
	89,8	80,1	84,2
> 0,25	Нет	Нет	Нет
0,25—0,05	2,53	1,19	3,87
0,05—0,01	9,08	7,22	15,19
< 0,01	88,39	91,59	80,94

Образец № 1 происходит из верхних горизонтов майкопских глин с берега Азовского моря к северу от Булганака (Малый Камышлак) а № 2 и 3 из окрестностей Булганака. По причине чрезвычайного литологического сходства этих пород с породами верхних глинистых горизонтов майкопских отложений Черных гор, мы можем думать, что последние имеют приблизительно такой же состав.

Четыре механических анализа нерастворимого остатка сарматских глин из буровых скважин Ново-Грозненского района дали следующие результаты:

Диаметр частиц, мм	Криптоман- тровые слои, %	Грозненские слои, %	Нижний сармат, %
> 0,25	Нет	0,31	Нет
0,25—0,05	2,27	11,23	1,10
0,05—0,01	7,47	23,86	2,10
< 0,01	90,26	64,60	96,80
	100	100	100
Нерастворимый остаток	73,67	76,30	75,50
			56,86

Главную массу частиц диаметром более 0,01 мм составляют угловатые зерна кварца; некоторые образцы содержат много шариков пирита. Полевые шпаты, слюды и темные минералы образуют сравнительно небольшую примесь; зерна глауконита сравнительно редки и малы. Частицы меньше 0,01 мм в главной своей части состоят из тончайшего песка.

Анализы эти показывают, что и со стороны механического состава изучаемые нами глинистые породы разительно близки к глубоководному чер-

поморскому илу, так как главная масса частиц в большинстве случаев больше 80% и там и здесь имеет диаметр меньше 0,01 мм.

Таким образом, изучение литологических признаков пород нефтеносной свиты вполне подтверждает сделанные нами в предыдущем заключении относительно образования их в бассейнах, глубокие части которых были заражены сероводородом.

Глава седьмая

ПОРОДЫ ФОРАМИНИФЕРОВОЙ СВИТЫ

В предыдущем мы совершенно не касались пород фораминиферовой свиты, в верхних частях которой, в мощном пласте черных, богатых органическими веществами известняков, встречаются включения твердых битумов, а местами и жидкая нефть. Черные известняки составляют средний горизонт известковых пород, образующих верхний отдел фораминиферовых слоев, непосредственно подстилающих глины и сланцы хадумского горизонта майкопской свиты. В нижней части фораминиферовых слоев признаков нефти не встречается, и потому ее мы касаться здесь не будем. Напомним только, что этот нижний отдел состоит из пестрых, частью красноватых мергельных пород.

Известняки верхнего отдела, заключающие в себе, как мы увидим в дальнейшем, лишь ничтожное количество обломочного материала, чрезвычайно резко отличаются от глинистых, лишенных углекислого кальция пород майкопской свиты. Несмотря, однако, на это, переход от одной свиты к другой совершается с известной постепенностью, и глинистые битуминозные сланцы хадумского горизонта содержат в себе несколько прослоев известняка, ничем не отличающегося от фораминиферовых.

Внимательное изучение фораминиферовых известняков показывает, что, несмотря на все несходство внешних признаков, в некоторых и при том весьма существенных отношениях их можно сближать с глинистыми породами нефтеносной свиты.

Наиболее ярко эти общие черты строения выясняются при изучении среднего, богатого органическим веществом горизонта известняков. В палеонтологическом отношении сходство выражается в полном обычно отсутствии моллюсков и других высших представителей донной фауны. В двух-трех пунктах здесь были встречены остатки *Ostrea* и каких-то других неопределимых пелеципод, но, как правило, известняки бывают лишены остатков моллюсков. С другой стороны, в известняках часто встречаются, иногда прекрасно сохранившиеся, скелеты рыб. И то, и другое показывает, что дно бассейна, отлагавшего породы фораминиферовой свиты, как и дно майкопского или грозненского бассейна, было лишено в силу каких-то неблагоприятных условий донных и в частности трупоядных многоклеточных животных.

Микрофауна битуминозных фораминиферовых известняков гораздо богаче, нежели микрофауна миоценовых пород, но и здесь мы видим резкое преобладание пелагических форм. В весьма большом количестве в шлифах породы встречаются пелагические формы фораминифер — *Globigerina*, *Orbulina*; из донных форм встречаются также в большом числе мелкие *Discorbina*, *Rotalia* и *Textularia*; крупные донные формы редки. Остатки микрофлоры представлены весьма большим количеством кокколитов. Такой состав микроорганизмов также указывает на какие-то неблагоприятные условия для развития донного населения бассейна.

Главная масса породы на шлифах слагается известковым цементом, который состоит частью из кокколлитов, но главным образом из той же кальцитовый пыли, которую мы видели в черноморских илах и в прослоях мергелей, залегающих среди глинистых пород миоцена. В некоторых образцах битуминозных известняков чрезвычайно отчетливо видно, что кальцитовые зернышки не распределены в породе равномерно, а образуют те же эллипсоидальные комочки и хлопья, о которых неоднократно говорилось выше. Не подлежит сомнению, что мы здесь имеем дело с теми же бактериальными выделениями кальцита, как и во всех ранее рассмотренных случаях. Другие образцы комковидной или хлопьевидной структуры не имеют, и зернышки кальцита располагаются в поле зрения микроскопа более или менее равномерно, выполняя как промежутки, разделяющие раковинки фораминифер, так и полости самих раковинок.

Весьма резко выражены в известняках процессы окремнения: кварц и халцедон образуют жилки в породе, часто выполняют полости раковин фораминифер и, наконец, замещают кальцит самих раковинок и цемента. Это окремнение породы, как и в других случаях, можно приписывать перераспределению кремнезема скелетов губок, диатомей и, быть может, радиолярий. С другой стороны, не исключена, конечно, возможность, что часть кремнезема, как и в миоценовых породах, представляет продукт жизнедеятельности бактерий.

Последним бросающимся в глаза при изучении шлифов мипералом является пирит, образующий множество мелких шариков и кубиков, которые частью беспорядочно рассеяны в цементе, частью же выполняют полости раковинок мелких *Discorbina*, *Textularia* и иногда начальные камеры *Globigerina*. Таким образом, у нас имеются налицо такие же яркие доказательства деятельности десульфурющих бактерий, какие мы наблюдали в ранее рассмотренных породах.

Зерен обломочных минералов очень мало, и они очень мелки.

Органическое вещество, сообщающее породе темную окраску, распределено в ней или равномерно или же своеобразными хлопьями, что придает шлифу известняка характерный пятнистый вид. Как и во всех других случаях, окраска битума коричневая.

Определения нерастворимого остатка и CaO в солянокислой вытяжке дали следующие результаты:

	I	II
Нерастворимый остаток, %	40,51	12,07
CaO, %	33,16	47,31
CaCO ₃ (вычислено по CaO), %	59,35	84,38

В белых известняках, среди которых залегают описанные сейчас битуминозные породы, остатков многоклеточных организмов не было найдено совершенно.

Шлифы показывают, что главная масса известняка состоит из чрезвычайно тонкозернистой основной массы, которая при достаточном увеличении распадается на тончайшую кальцитовую пыль и кокколлиты. При изучении шлифов в отраженном свете привычный глаз легко обнаруживает, что цемент имеет особую своеобразную структуру. Зерна кальцита распределены в нем не равномерно, а концентрируются в мелкие эллипсоидальные комочки, которые, тесно срастаясь, в проходящем свете дают впечатление равномерной массы.

В цементе вкраплено в одних случаях очень большое, в других же умеренное число раковинок фораминифер, главная масса которых принадлежит к *Globigerina* и, быть может, *Orbulina*; кроме того, присутствуют пред-

ставители родов *Discorbina*, *Dentalina*, *Polymorphina*, *Rotalia*, *Textularia*, *Cristellaria*, *Nodosaria*.

Решительно все образцы белых известняков обнаруживают следы более или менее сильного окремнения: камеры фораминифер постоянно частично или полностью бывают выполнены кремнеземом, а часть их раковин замещена им же; поэтому в нерастворимом остатке иногда оказывается большое число фораминифер. Едва ли может быть сомнение в том, что кремнезем, проникающий известняки, происходит за счет растворения скорлупок латомей и радиолярий.

Из других минералов в породе в значительном количестве содержится пирит и гематит с преобладанием того или другого. Пирит частью выполняет камеры мелких фораминифер, частью же образует отдельные кристаллы, сложные двойники прорастания и конкреции в цементе, достигающие иногда величины горошины. В тех же формах встречается и гематит. Обломочные минералы представлены преимущественно кварцем, но нередко встречаются также ортоклазы и плагиоклазы, иногда слюда и рутил. В некоторых образцах присутствуют неопределимые, сильно разложившиеся темные силикаты.

Определения нерастворимого остатка и CaO в солянокислой вытяжке дали следующие результаты:

	I	II	III	IV
Нерастворимый остаток, %	10,36	12,24	18,73	31,12
CaO, %	49,70	48,82	42,74	39,02
CaCO ₃ (вычислено по CaO), % . . .	88,74	87,17	76,32	69,68

Переходя к вопросу об условиях образования описанных кремнистых известняков, мы должны будем прежде всего отметить, что осадки, давшие им начало, отлагались в бассейне, который ни по размерам, ни по своим гидрологическим условиям не походил, повидимому, на черноморский, сарматский или чокракский. Если наши соображения (Архангельский, 1925₂) о верхнеэоценовом возрасте верхних горизонтов фораминиферовой свиты правильны, то область, в которой отлагались фораминиферовые слои северного склона Кавказа, представляла часть огромного бассейна, северный берег которого проходил где-то через северную часть Воронежской губернии, пересекал Волгу севернее широты Царицына и шел по Прикаспийской низменности севернее северного побережья Каспийского моря. Положение южной береговой линии бассейна остается пока еще очень неясным. Судя по всему, Кавказский хребет в момент отложения фораминиферовых слоев в значительной, если не большей своей части был погружен под уровень моря.

Уже одни размеры бассейна не позволяют думать, чтобы его гидрологические условия походили на черноморские, именно, чтобы поверхностный слой воды был значительно опреснен по сравнению с более глубокими частями ее, и чтобы значительные толщи воды могли быть заражены сероводородом. Бассейн этот должен был иметь вполне свободное сообщение с океаном. На вполне нормальный состав верхних слоев водной массы указывает с полной определенностью характер микропланктона, поскольку он сохранился в осадках, так как та масса глобигерин и кокколитов, которую микроскоп открывает в известняках, могла существовать только при нормальной солености воды. Имеются и прямые доказательства того, что по крайней мере в момент отложения белых известняков, организмы, требующие для своего существования хотя и небольшого количества свободного кислорода, могли развиваться и на дне: на это указывают довольно

многочисленные остатки донных фораминифер, встречающихся в известняках. При таких условиях отсутствие остатков многоклеточных животных в известняках представляется в высшей степени загадочным. Если бы мы имели дело с отсутствием их только в известняках рассматриваемого района, то факт этот можно было бы объяснить свойствами грунта, который должен был быть по своей жидкой консистенции крайне неблагоприятен для поселения на нем животных, снабженных раковиной. Фораминиферный ил, повидимому, был почти тождественен с жидким бактериальным известковым илом Боамской отмели, в котором на огромных пространствах также отсутствуют раковины моллюсков (Andrée, 1920; Drew, 1914; Salomon, 1915; Vaughan, 1917; Православлев, 1924).

Вопрос осложняется тем, что во всей Крымско-Кавказской области фораминиферные известняки и мергели почти столь же бедны остатками донных многоклеточных животных, как и в бассейне р. Терека, и что кроме того и фауна фораминифер их отличается, поскольку это известно большим однообразием. Невольно возникает вопрос, не существовали ли кроме характера грунта и еще какие-либо условия, неблагоприятные для развития донных организмов, и не являются ли такими условиями чрезвычайное развитие денитрифицирующих или других выделяющих NH_3 бактерий, жизнедеятельности которых мы, с большой долей уверенности, должны и в данном случае приписывать осаждение кальцитовой пыли. Не исключена, мне кажется, возможность, что в илу, вследствие жизнедеятельности бактерий, могло находиться значительное количество свободного аммиака и вредное для развития организмов количество азота.

Отсутствие донной фауны и недостаточный приток кислорода, очевидно, и создавали благоприятные условия для накопления на дне бассейна органического вещества, которое зафиксировано теперь в виде битуминозных веществ в толще черных известняков. Источником этого органического вещества могли быть, по всему предыдущему, только организмы планктона и нектона. Гниение этих веществ в связи с общим недостатком кислорода в придонных частях воды, а также энергичная деятельность десульфлирующих бактерий, следами которой являются описанные выше микроскопические включения пирита, легко могли создать в осадке и соприкасающихся с ним частях воды местное сероводородное заражение и совершенно анаэробные условия.

Легко видеть, что физико-химические особенности дна фораминиферного бассейна в момент отложения битуминозных известняков были несмотря на все минералогическое различие осадков, достаточно близки к условиям дна глубоких частей Черного моря и миоценовых впадин бассейна р. Терека. Этой близостью условий, очевидно, и объясняется появление нефти в битуминозных известняках.

Глава восьмая

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Нам остается теперь резюмировать вкратце все сказанное ранее, а также попытаться сделать на основании данных нашего частного исследования некоторые выводы более общего характера.

Работа наша заставляет признать прежде всего отсутствие фактов, указывающих на связь органического вещества, давшего начало нефти с песчаными породами, которые эту нефть в Терском нефтеносном районе в настоящее время содержат. Судя по тем литологическим признакам

которые доступны нашему изучению, нефть генетически является столь же чуждой вмещающим ее пескам и песчаникам, как чужды этим породам и заключающиеся в них воды. В положении этом отнюдь не заключается, как мы увидим в дальнейшем, принципиального отрицания возможности нахождения в песках вообще соответствующих органических веществ, и мы считаем его вполне справедливым только по отношению к изученному району. С другой стороны, сказанное отнюдь не исключает возможности того, что в песчаных породах, вмещающих нефть, протекали некоторые стадии нефтеобразования, как ссылка на отсутствие генетической связи между этими породами и водой не исключает, например, возможности образования жидкой воды в песках путем конденсации ее паров, проникших откуда-нибудь в пористые песчаные пласты. К вопросу этому нам также придется еще возвратиться в дальнейшем.

Если представляется невозможным установить какие-либо генетические отношения между нефтью и вмещающими ее песками и песчаниками, то, наоборот, очень легко оказывается доказать, что сами нефтеносные пласты залегают среди пород, отличающихся от остальных вполне определенными литологическими и палеонтологическими признаками.

Толща миоценовых и палеогеновых глин, вмещающих нефтеносные пласты, отличается от более молодых глинистых пород, лишенных нефтеносных горизонтов, прежде всего большим, относительно, содержанием органического углерода. Создается впечатление, что нефтеносные слои появляются среди глин тогда, когда содержание углерода в последних в среднем становится близким к 2%, т. е. когда 1 м³ глины содержит в среднем около 45 кг органического углерода; в отдельных горизонтах глин, иногда имеющих по несколько десятков метров мощности, содержание углерода повышается до 10% и даже до 15%, что соответствует 230—340 кг углерода в 1 м³ породы. Микроскопическое исследование показывает, что углерод принадлежит той весьма неопределенной группе органических веществ, которые известны под именем полибитумов или керогена и в петрографическом отношении были изучены в недавнее время Зандером (Sander, 1921, 1922).

Из того, что нам известно относительно содержания углерода в глинах угленосных отложений, в горючих сланцах и в обычных морских глинистых отложениях, можно сделать заключение, что одно богатство пород органическим веществом отнюдь еще не обуславливает появление среди них нефтеносных горизонтов. В большинстве случаев изменения органического вещества, заключавшегося в давшем начало породе осадке, приводит к образованию или угля, или полибитумов, но не нефти. Поэтому, если нефтеносные слои оказываются каким-то образом связанными с битуминозными глинами, сланцами и частью с известняками терского палеогена и миоцена, то это явление может зависеть или от особых свойств исходного органического вещества этих осадков, или же от особых условий накопления и изменения этого вещества, или, наконец, от совокупности указанных причин.

Изучение палеонтологических признаков пород нефтесодержащих горизонтов показывает, что главная масса находящегося в них органического вещества возникла за счет изменения вещества морского планктона. В одних случаях участие организмов бентоса, и в частности растений, в формировании пород приходится признать совершенно исключенным, в других же оно могло быть лишь относительно небольшим. Уже один этот факт значительно выделяет исследуемые породы из массы аналогичных им образований. Становится понятным, почему в глинах заключается не углистое вещество, а полибитумы, так как образование последних

связывают именно с химическими особенностями вещества животных и низших растений, слагающих главную массу планктона; состав этих организмов, как известно, весьма существенно отличается от состава растений, дающих начало углю (Potonié, 1908). Характер материнского органического вещества наших пород не отличает их, однако, от большинства других, не связанных с нефтью сапропелитов, которые в главной массе также возникли за счет изменения вещества планктона. Таким образом, искать причину связи наших сапропелитов с нефтеносными породами приходится уже в условиях их накопления и изменения.

Сравнительно-биологическое изучение органических остатков, заключенных в нефтесодержащих геологических горизонтах, а также петрографических особенностей слагающих последние глинистых и известковых пород показывает, что условия эти были действительно в высшей степени своеобразными. Отложение глинистых осадков, давших начало нефтесодержащим свитам, происходило в морских бассейнах, в которых глубокие слои воды были заражены сероводородом. Значительная часть глин нефтеносной свиты отложилась ниже сероводородной поверхности, другая же, хотя и выше последней, но все же в воде с ненормально низким содержанием кислорода и частью в присутствии небольшого количества сероводорода. Воздействию кислорода в этом последнем случае могла подвергаться только весьма тонкая поверхностная пленка осадка, а непосредственно под поверхностью всякие следы его под влиянием массы легко окисляющихся веществ должны были исчезать окончательно. Таким образом, среда, в которой происходило накопление органического вещества на дне моря, была почти строго анаэробной. Анаэробные условия создавались здесь не в более глубоких частях осадка, как это имеет место для большинства сапропелитов, но на самой его поверхности, и в большом числе случаев царили также и в более или менее мощной толще воды, покрывавшей осадок. Таким образом, изменение органических веществ, попадавших на дно, с самого начала шло в условиях анаэробноз.

Что касается до вопроса о глубине отложения рассматриваемых глинистых и известковых пород, то вполне определенных данных для его решения наше исследование не дает. В настоящий момент глубина сероводородной поверхности в различных бассейнах чрезвычайно резко колеблется, и мы видим, что в Каспийском море зараженные глубины начинаются на 400 м от поверхности, в Черном море сероводород поднимается до 100 м, а в Аральском и Азовском морях следы заражения наблюдаются на 40 м даже на 15 м.

Учитывая тот факт, что по фауне, чутко реагирующей на гидрологические условия, ближе всего к Черному морю стоит чокракско-спиралисовый бассейн, мы можем предполагать, что сероводородная поверхность в нем занимала такое же приблизительно положение, какое она имеет в современном Черноморском бассейне. Нефтеносная фация чокракско-спиралисовых отложений приурочивается к области гомологов черноморского фазеолинового и глубоководного ила. Таким образом, отложение глинистых осадков этой фации совершалось или ниже границы сероводородного заражения, или же в непосредственной близости к последней. Чаще всего дно опускалось в область заражения в восточной части исследованного района, где чокракско-спиралисовые слои являются наиболее богатыми нефтью. Майкопские глинистые породы, в особенности глины и глинистые сланцы горизонтов хадумского, рики и частью зурамакентского, целиком отлагались ниже сероводородной поверхности. Судя по фауне рыб, поверхность эта занимала в майкопское время гораздо более низкое положение, нежели в чокракско-спиралисовое и, вероятно, лежала

на глубине 300—500 м. Таким образом, майкопские глины представляют собой уже осадки довольно глубокого моря. На значительную глубину отложения верхних горизонтов майкопских пород указывает также и то изумительное литологическое постоянство, которое свойственно этим горизонтам на всей огромной площади их распространения. Широкое распространение в толще спаниодонтелловых слоев глин, совершенно лишенных ископаемых, доказывает, что в эпоху отложения этих осадков дно также часто погружалось ниже сероводородной поверхности. В высшей степени странный характер бедной и однообразной фауны рассматриваемого горизонта не дает возможности составить ясное представление о гидрологических условиях бассейна. Нам представляется возможным думать, что в эту эпоху сероводородная поверхность лежала гораздо ближе к поверхности моря, чем во все остальные моменты жизни миоценового бассейна. Что касается сарматского времени, то чрезвычайное сходство фауны нижне- и среднесарматских глин с фауной фазеолинового ила заставляет предполагать и близкое сходство условий их отложения. Для этого времени, как и для чокракского, мы можем принять, что сероводородная поверхность лежала приблизительно на той же глубине, как и в Черном море. Большая часть сарматских глин отлагалась выше этой поверхности, и только грозненские слои являются осадками зараженных глубин.

Указанные условия накопления органического вещества не имеют места ни в пресноводных бассейнах, ни в большинстве морей. Не существовало их, судя по характеру фауны, и в мелководных бассейнах верхнесарматского, меотического, акчагыльского и апшеронского ярусов, осадки которых отлагались в условиях окислительной среды. Очевидно, что как физико-химические, так и химико-биологические, бактериальные условия разложения вещества планктона в изучаемой нами обстановке должны значительно отличаться от условий, имеющих место в иного рода бассейнах. С этими особенностями среды мы и вправе связать появление в миоценовых и палеогеновых породах Терского района наряду с полибитумами и экгобитумов, т. е. нефти, заключающейся в настоящее время в слоях нефтеносных песков и песчаников.

Исходя из предыдущего, мы неизбежно приходим к тому разделяемому большинством геологов выводу, что нефть образовалась в Терском районе за счет органического вещества глинистых пород и что песчаные слои являются в силу своей пористости только коллекторами, в которые нефть тем или иным образом перешла или, как принято выражаться, «мигрировала». В тех случаях, когда материнская порода является в то же время и пористой или трещиноватой, нефть, с этой точки зрения, должна остаться в тех пластах, где она образовалась. В нашем районе такими породами можно считать фораминиферовые битуминозные известняки, в которых, как мы видели выше, признаки нефти действительно встречаются.

Раньше, чем перейти к дальнейшему, мы должны несколько остановиться на вопросе о возможности образования нефти в песках и о миграции ее из материнских глинистых пород в песчаные.

Как известно, видные представители нефтяной геологии, как Калицкий (1911, 1916, 1921), Хёфер (Höfer-Heimhalt, 1922), Гуммель (Hummel, 1924, 1925) и другие считают, что песчаные породы отнюдь нельзя рассматривать как простые коллекторы, и полагают, что заключающаяся в них нефть возникла за счет органического вещества, находившегося в песках. Принципиально отрицать возможность образования нефти в песчаных породах отнюдь нельзя. Из исследований Пратге (Pratje, 1924), на которые, между прочим, и ссылается Гуммель, мы знаем, что на дне моря, в данном случае Северного моря, могут отлагаться песчаные породы с содержанием

частиц диаметром $< 0,01$ мм в среднем не более 25%, в которых содержание «гумуса» обычно равно 3—6%, что отвечает 1,77—3,54% органического углерода. Вполне очевидно, что если бы такие пески отлагались в тех условиях, которые мы, на основании предыдущего, должны были признать необходимыми для нефтепроизводящего направления процесса изменения органического вещества, они могли бы стать материнской породой нефти. Совершенно иной вопрос, часто ли в действительности отлагаются пески в таких условиях. Мне кажется, что такие явления должны представлять только редкое исключение и иметь весьма ограниченное распространение.

Одним из необходимых условий заражения бассейнов сероводородом является отсутствие движения в придонных слоях воды, между тем как отложение песков происходит там, где эти слои находятся в достаточно энергичном движении вследствие течений и волнения. Таким образом, два эти явления исключают одно другое. Отложение песков в зоне сероводородного заражения может иметь место в большом масштабе лишь у крутых берегов, где дно сразу опускается на большую глубину и где в то же время водные массы находятся почти в полном покое. Такие условия являются, очевидно, исключениями, и в глубоководных отложениях Черного моря встречаются лишь тонкие песчаные прослойки. Как правило, в море пески отлагаются в хорошо вентилируемой, подвижной, богатой кислородом среде, и органическое вещество, попадающее в них, в значительной своей части исчезает вследствие процессов окисления и деятельности пожирателей его организмов. Другая часть этого вещества, начав изменяться в кислородной среде, может уже по одному этому не дать продуктов нефтяного типа.

Пески, богатые гидротроилитом, с резко выраженными процессами сероводородного брожения, описаны из южнорусских лиманов (Сидоренко) и со дна Аральского моря (Сидоренко, 1911); к этому же типу принадлежат, вероятно, пески о. Челекена, описываемые Калицким (1911). Условия отложения этих песков весьма мало имеют общего с условиями накопления нефтеносных осадков бассейна р. Терека, и останавливаться на них мы не будем. Крупность зерна, присутствие галек, наличие местами косвенной слоистости и отсутствие каких бы то ни было следов сероводородного брожения достаточно говорит о том, что пески Грозненского нефтеносного района отлагались в кислородной среде. Появление их среди глинистых пород можно объяснять лишь повторными поднятиями более или менее значительных участков дна и прилегающих частей суши в связи с тектоническими движениями.

Другим фактом, который, по нашему мнению, нельзя примирить с гипотезой первичного залегания нефти в песках, является уже отмеченная нами ранее бедность этих пород органическим веществом. Предполагая, что нефть образовалась в этих породах, мы должны допустить, что материнское органическое вещество нацело перешло в жидкие и газообразные продукты, что представляется совершенно невероятным и основывается, очевидно, на результатах опытов перегонки под давлением животных веществ, производившихся Энглером (Engler, 1888, 1895, 1900). В предыдущем мы уже указывали, что базироваться при решении вопроса о происхождении нефти на лабораторных химических опытах принципиально недопустимо, так как нефтеподобные вещества можно получить самыми разнообразными способами из самых разнообразных веществ, причем все эти способы необходимо должны быть чрезвычайно далеки от природных. С геологической точки зрения пользоваться опытами Энглера в рассматриваемом вопросе нельзя хотя бы уже потому, что рядом с песками, в гли-

пах, мы имеем массы полибитумов. В последнее время пытаются объяснить разницу в конечных продуктах изменения органического вещества в глинистых и песчаных породах различием среды, различием катализаторов (Hummel, 1925) и др., но это ни в какой мере не изменяет основного возражения — отсутствия в песках материала, из которого могла возникнуть нефть.

Если в доказательство образования нефти в песках не было приведено, да, повидимому, и невозможно привести ни одного серьезного аргумента, то против возможности передвижения нефти из глин в пески их было выдвинуто большое количество (Hummel, 1925; Калицкий, 1911). Интересующиеся могут найти по этому поводу много материала в полемике, имевшей недавно место на страницах «Neues Jahrbuch für Mineralogie etc.» (Hummel, 1925; Krejci, 1925; Rüger, 1925), а также в статье Калицкого (1911). Входить в рассмотрение большого и сложного вопроса о движении нефти и воды в породах нефтеносных месторождений мы здесь не имеем ни малейшей возможности. Отрицать перемещение нефти в породах, как это делают некоторые, невозможно уже по одному тому, что те колоссальные скопления ее, которые наблюдаются в некоторых нефтеносных пластах, очевидно, не могли образоваться из органического вещества, находившегося во вмещающем нефть объеме породы. Убедиться в этом легко путем весьма простого расчета. Содержание нефти в хорошо насыщенных песках бакинских месторождений, которые полибитумов в себе не содержат, может достигать, согласно производящимся мною в настоящее время опытам, до 23% по весу, что отвечает приблизительно 20% содержания углерода. Если принять, что весь углерод первоначального органического вещества без всяких потерь перешел в нефть и что это вещество принадлежало планктону, то мы увидим, что песок первоначально должен был содержать около 40% сухого органического вещества. Едва ли где-нибудь в природе можно найти соответствующие образования, да еще при том в больших скоплениях. Очевидно, наблюдающиеся скопления нефти могли образоваться лишь путем концентрации ее со значительной площади, для чего частицы нефти должны были передвигаться в породах.

В рассуждениях о передвижении нефти из материнских глинистых пород в песчаные приемники, располагающиеся между слоями этих пород, необходимо, мне кажется, принять во внимание одну возможность, на которую, насколько мне известно, до сих пор мало обращали внимание. Принято думать, что нефть образуется в глинах и сланцах и мигрирует в пески уже в жидком виде. Между тем, как одну из возможностей, следует иметь в виду и то, что первичными продуктами распада материнского вещества являются газы, которые и переходят в пористые породы. Дальнейшие химические реакции, приводящие к образованию из газообразных продуктов жидкой нефти, могут происходить уже в песках. В этом случае нефть в песчаных породах можно было бы до известной степени считать находящейся в первичном залегании. На такой точке зрения стоит, между прочим, повидимому Ричардсон (Richardson, 1917). Указывая на эту возможность, я лично отнюдь не высказываюсь в пользу именно такого способа перехода нефтяных продуктов из глинистых пород в песчаные.

После этого отступления мы можем вернуться к условиям, в которых происходило накопление органического вещества на дне бассейнов палеогенового и миоценового времени, и попытаться несколько подробнее охарактеризовать их с физико-химической и химико-биологической точек зрения.

Прежде всего следует отметить, как это в последнее время указывалось уже многими исследователями, что органическое вещество накапливалось

и изменялось в морской воде и в среде, чрезвычайно богатой глинистым весьма тонко раздробленным песчаным материалом, который мог служить хорошим катализатором. Далее среда эта характеризуется обилием коллоидальных сернистого железа, гидратов закиси и окиси железа и, возможно, кремнекислоты. В результате жизнедеятельности бактерий и должны были находиться в избытке сероводород, азот, аммиак и органические основания и, по всей вероятности, водород.

Наиболее оригинальной и важной особенностью рассматриваемой среды является присутствующая ей оригинальная и еще чрезвычайно мало известная флора бактерий. Мы в настоящее время с уверенностью можем говорить о присутствии десульфурирующих и денитрифицирующих бактерий, но вполне вероятным является, конечно, существование и ряда других групп, в числе которых могут находиться и формы, направляющие упад органических веществ в сторону образования углеводородов нефтяного типа. Присутствие таких гипотетических «*Micrococcus petroli*» и может явиться главным фактором образования первопродуктов нефти.

Посмотрим теперь, насколько полученные нами выводы относительно условий образования нефтепроизводящих битуминозных пород, а также условий накопления и первых стадий изменения материнского вещества нефти сходятся с органической теорией происхождения нефти и, в частности, с воззрениями американских геологов, столь много сделавших для выяснения нефтяной проблемы. Мне не известны в американской литературе исследования, которые бы, подобно нашему, основывались на детальном анализе как палеонтологических, так и литологических признаков нефтеносных пород обширного района, и выводы которых поэтому имели бы характер достоверности. Повидимому, в американских условиях такую работу и трудно провести. Тем не менее огромный фактический материал, собранный американцами по петрографии битуминозных сланцев, по выяснению условий их образования и роли этих пород в образовании нефтяных месторождений, а также некоторые экспериментальные работы, принятые для выяснения возможности происхождения в природных условиях нефти из полибитумов или керогена сланцев, привели их к выводам, частью интуитивного характера, которые чрезвычайно близки к только что изложенным. С наибольшей ясностью воззрения большинства американских нефтяных геологов изложены в известных работах Дальтона Уайта и Эммонса (Dalton, 1909; White, 1917, 1921; Emmons, 1921). Для изложения их мы воспользуемся словами последнего.

«По принимаемой большинством современных исследователей теории образование нефти из органического материала совершается в две стадии (Dalton, 1909; White, 1915, 1917). В первой преобладающими являются биохимические процессы, во втором же геохимические или динамохимические. Принимается, что нефть возникает из остатков растений, главным образом низших, которые содержат в себе воскообразные, жировые и смолыстые вещества, а также из остатков животных. Органический материал отлагался на дне моря в приустьевых частях или недалеко от берега, а также в озерах: Это органическое вещество изменяется действием анаэробных бактерий, причем целлюлоза, вероятно, превращается в другие вещества, а воск и жиры освобождаются...

«Вероятность участия бактерий в процессах нефтеобразования была выявлена Морреем (Morray a. Orton, 1903). Что источником материала являются илы и сланцы, доказывается тесными соотношениями, которые имеют место между нефтеносными пластами, с одной стороны, и глинами и сланцами, с другой.

«Деятельность анаэробных бактерий начинается, вероятно, с момента

отложения ила, содержащего органическое вещество. Образующиеся маслянистые вещества могут отлагаться даже на дне моря, так как тонкие глинистые частицы окружают капельки нефти и погружают их.

«На какой глубине происходит деятельность бактерий в отложившихся осадках, мы знаем мало. Десульфурierende бактерии, разлагающие сульфаты, живут, вероятно, очень близко к дну моря. Меррей и Ирвин (Murray and Irvine, 1895) показали, что вода, проникающая ил морского дна, содержит почти вдвое меньше SO_3 , чем нормальная морская вода. Шу (Schaw, 1915), утверждает, что анаэробные бактерии в болотах указываются до глубины 20 фт. [6,1 м].

«Некоторые из процессов, имеющих своим результатом образование нефти в пластах или ее накопление в них, имеют место спустя долгое время после отложения осадка...

«Анаэробные бактерии, которые, по существующим воззрениям, производят разложение целлюлозы в отложившихся осадках, преимущественно работают в присутствии соленой воды. Об этом свидетельствует тот факт, что практически все продуктивные нефтеносные отложения находятся в морских отложениях или в слоях, тесно связанных с последними...

«Десульфурierende бактерии (*Bacillus sulphureus*) и нефтяные бактерии (*Micrococcus petroli*), по всей вероятности, работают совместно. Оба они анаэробны...»

Важная роль биохимических, именно бактериальных процессов в нефтеобразовании учитывается в настоящее время почти всеми геологами, и, кроме того, многие приписывают большое влияние каталитическим процессам, обусловливаемым соленой водой, глинистыми частицами осадка, а также и другими находящимися в последнем коллоидальными веществами (Höfer-Heimhalt, 1922; Hummel, 1925; Rüger, 1925, и др.). Отдельные исследователи, как американские (Stuart, 1926), так и западноевропейские (Engler, 1900; Krejci, 1925), правда вскользь, обращают внимание на возможность связи нефтепроизводящих глинистых и известковых пород с заражением бассейнов сероводородом.

Огромное большинство исследователей считают, что первой, биохимической, стадией нефтеобразование не заканчивается и что в результате бактериальных процессов возникает «кероген», «полибитумы» и другие промежуточные между материнским материалом и нефтью вещества. Вторая, конечная фаза нефтеобразования совершается уже не в осадке, а в породах под влиянием все растущего давления и температуры.

Нам кажется, что в основе представлений об этой «динамохимической» фазе нефтеобразования лежат, с одной стороны, уже упоминавшиеся выше опыты Энглера с перегонкой органического вещества под давлением, с другой — хорошо известное свойство битуминозных сланцев давать нефтеподобные вещества при сухой перегонке, с третьей — частая приуроченность нефтяных месторождений к значительно дислоцированным породам и, наконец, с четвертой — та зависимость между составом нефтей и степенью динамометаморфизма пород, которая была установлена исследованиями Уайта.

Несмотря на всю кажущуюся вероятность и даже необходимость геолохимической фазы, нам она представляется еще далеко не доказанной.

Что в разбираемом вопросе нельзя исходить ни из опытов Энглера, ни из явлений сухой перегонки сланцев, в настоящее время представляется вполне очевидным, и потому на этой стороне вопроса мы останавливаться не будем.

Гораздо большее внимание заслуживают опыты Мак-Коя, который, казалось, экспериментально доказал, что при высоких давлениях даже

при обыкновенной температуре часть керогена переходит в жидкие масла (Mc Coy, 1919; Trager, 1924). Однако уже в самый момент опубликования выводов Мак-Коя встретили очень серьезные возражения со стороны Уолберна (Washburne, 1920). По мнению последнего, наличие битуминозных сланцев, сохранивших неизменным свой кероген в местах весьма энергичных дислокаций, совершенно несовместимо с опытами Мак-Коя и заставляет сомневаться в приложимости их к природным условиям. В последнее время опыты были повторены Ван-Тьюилом и Блэкберном (Van Tuyl a. Blackburn, 1925_{1,2}), которые, работая и при обычных и при повышенных температурах совершенно не могли констатировать перехода керогена в нефть. Таким образом, экспериментальных доказательств превращения керогена в нефть в условиях, соответствующих природным, у нас не имеется.

Что касается геологических аргументов в пользу существования диметоксимиической фазы в процессе нефтеобразования, именно связи нефтяных месторождений с дислоцированными областями и зависимости качества нефти от степени метаморфизации пород, то они представляются нам такими несущивственными и даже в корне несправивльными. Что горообразующее давление, выражающееся в дислокациях пород, не является необходимым условием нефтеобразования, легко видеть уже из того, что ряд американских месторождений расположен в чрезвычайно мало дислоцированных слоях. Работы Уайта и его последователей над соотношениями между качеством нефти и свойствами углей, которые служат показателями динамометаморфизма, испытанных породами, совершенно отчетливо выявляют, что нефть под влиянием больших давлений легко метаморфизуется, превращаясь в конечном результате в газообразные продукты (Emmons, 1921; Fuller, 1917, 1919, 1920; Gardner, 1917; Lloyd, 1920; Price, 1920; Russell, 1925; White, 1915).

Все эти факты говорят, повидимому, в пользу того, что, оказывая весьма большое влияние на свойства нефти, вызывая коренные изменения в ее составе, давление в самом образовании нефтяных углеводородов едва ли принимает существенное участие.

Несомненной остается приуроченность огромного числа нефтяных месторождений к окраинным частям горных хребтов. Факт этот, по нашему мнению, объясняется, однако, не связью нефтеобразовательных процессов с горообразовательными, а тем, что окраинные горные сооружения представляют теперь и представляли в прошлом наилучшие условия для возникновения в морских бассейнах явлений сероводородного заражения. К вопросу этому нам еще придется вернуться в дальнейшем.

Нами с самого начала работы в основу было положено в качестве рабочей гипотезы предположение, что в процессе изменения материнского органического вещества, совершающегося в благоприятных для образования нефти условиях, должен получиться целый ряд конечных продуктов реакции, к числу которых принадлежит, с одной стороны, «кероген», а с другой — нефть. Представляется весьма вероятным, что главная масса материнского вещества идет на образование первого, и только небольшая часть возвращается в нефть. Мысль о том, что нефть не возникает из полибитуминозных пород, а представляет параллельное им образование, за последнее время все чаще и чаще возникает у исследователей, занимающихся вопросом о ее происхождении; сюда принадлежат Уолберн (Washburne, 1920), Ван-Тьюил и Блэкберн (Van Tuyl a. Blackburn, 1925₁), Крейчи (Krejci, 1925) и др.

Если, исходя из предыдущего, приходится признавать, что изменения материнского органического вещества происходили при процессах нефте-

образования в совершенно специфической бактериальной среде, то, по нашему мнению, чтобы говорить о фазах образования нефти, прежде всего необходимо изучить самым внимательным образом эту среду, попытаться выделить из нее бактерий, разлагающих органическое вещество, изучить их работу и продукты их жизнедеятельности; лишь после этого ход процесса может для нас стать более или менее ясным. Объектом для такого исследования должны явиться прежде всего осадки Черного моря и других аналогичных бассейнов. Ограничить работу этими осадками нам кажется, однако, невозможным, и бактериологическому исследованию придется подвергнуть возможно более полную серию плиоценовых глинистых пород Керченско-Таманского района, а также образцы пород, воды и нефти из эксплуатирующихся нефтяных месторождений.

Принято почему-то думать, что деятельность бактерий замирает вскоре после отложения осадков и что в породах совершаются только чисто химические реакции. В действительности, однако, дело обстоит, повидимому, существенно иначе, и последние месяцы принесли нам исключительно важные и интересные указания на то, что, по крайней мере в области нефтяных месторождений, биохимические, бактериальные процессы могут идти на огромной глубине, в самых нефтеносных песках и глинах. Почти одновременно Бастин в Северной Америке (Bastin, 1926_{1,2}) и Гинзбург-Карагичева (1926) в Баку исследовали воды, взятые со всеми необходимыми предосторожностями из буровых скважин до глубины почти 980 м, и нашли в них тех самых десульфурющих и денитрифицирующих бактерий, которые, по предыдущему, являются столь характерными для материнского осадка нефтеносных пород. Факты эти, которые, конечно, должны быть проверены дальнейшими наблюдениями, не только прекрасно объясняют нам химические особенности вод нефтяных месторождений, но позволяют предполагать, что и гипотетический *Micrococcus petroli* может продолжать свою работу долго спустя после биохимической фазы нефтеобразования, как она в настоящее время понимается.

Принимая во внимание все вышеизложенное, я склонен прийти к предположению, которое, конечно, отнюдь еще нельзя считать обоснованным, что нефтеобразование может являться в главной своей части, вплоть до образования углеводородов, процессом биохимическим. Наиболее вероятным представляется мне далее, что первоначально образующиеся в этом процессе углеводороды принадлежат к низшим членам ряда и в значительной мере являются газообразными.

Если нам пока, по существу, не вполне ясными представляются даже факторы, направляющие распад органического вещества в сторону нефтеобразования, то тем менее, очевидно, мы вправе говорить о самом ходе процесса этого распада, о последовательности реакций и о получающихся при последних промежуточных и побочных продуктах. Тем не менее как раз эта последняя, химическая сторона вопроса разрабатывается нередко с весьма большими подробностями, причем наибольшее значение здесь получили ставшие почти классическими работы Энглера (Engler, 1888, 1895, 1900), изложение которых геолог может найти у Гёффера (Höfer-Heimhalt, 1922). За последнее время сводки воззрений на химическую сторону вопроса о происхождении нефти даны в русской литературе Стадниковым (1925) и Чирвинским (1925), которые и со своей стороны предлагают некоторые поправки и изменения к прежним гипотезам.

Признавая большой интерес экспериментальных химических работ и большое значение их в истории изучения вопроса о генезисе нефти, геолог, однако, принципиально не может принимать за вполне правильную

или даже вероятную ни одну из предложенных на основании этих экспериментов схем процесса нефтеобразования.

Против любой гипотезы, исходящей из лабораторных опытов получения нефтеподобных продуктов, могут быть выдвинуты весьма простые соображения. Каждое индивидуальное химическое соединение может быть получено, говоря вообще, весьма разнообразными путями. Имея перед собою такое соединение и не зная условий его образования, мы, очевидно, не можем определить ни способа получения этого вещества, ни хода реакции, приведших к его образованию. Еще менее возможно, конечно, делать заключение о способах и ходе образования сложной смеси разнообразных природных веществ, какую представляет нефть, исходя из условий получения в лаборатории иной смеси более или менее близких, но не тождественных с природными химическими соединений. Переносить в природу условия лабораторных опытов было бы возможно лишь в том случае, когда удалось бы получить тем или иным путем не только смесь веществ, чрезвычайно близкую, если не тождественную с нефтью тех или иных месторождений, но и органические, а частью и минеральные вещества, сопровождающие эту нефть в породах. Таких случаев, поскольку мне известно, еще не было, да и едва ли они, судя по всему, могут быть. Во всяком случае химические эксперименты будут иметь в решении вопроса о ходе нефтеобразовательных процессов серьезное значение только тогда, когда в основу их будет положено точное знание той химической и физической обстановки, в которой процесс нефтеобразования протекал в природе. Опытов, которые бы исходили из этих условий, поскольку я знаю, поставлено не было.

Единственным правильным путем к решению вопроса о ходе процесса превращения материнского органического вещества нефтеносных пород, по моему мнению, было бы, с одной стороны, изучение химических процессов, происходящих под влиянием бактерий в осадках и породах, а с другой — подробное изучение тех органических соединений, которые заключаются в осадках и породах различного возраста и представляют продукты этого превращения. Нужно сознаться, что в этой области почти еще ничего не сделано. В задачу геологического исследования эти чисто химические вопросы, конечно, входить не могут, тем не менее я попытался получить небольшой материал, который мог бы служить пособием для будущих химических работ. Приводи полученные результаты и делая из них выводы, я считаю необходимым резко подчеркнуть, что имеющийся фактический материал слишком мал, чтобы эти выводы можно было считать серьезно обоснованными и прочными. Их нужно считать лишь указаниями на необходимость дальнейшей работы в этом направлении.

По Энглеру и Гёфферу, первой стадией разложения органического вещества в процессе нефтеобразования является разрушение азотистых соединений с удалением азота, который образует при этом различные газообразные соединения и удаляется из породы; вместе с этим разрушаются также и углеводы, и в осадке или породе накапливаются всевозможные жирные вещества. В следующей стадии из жиров образуются, главным образом за счет деятельности бактерий, жирные кислоты, которые и служат исходным веществом в процессе нефтеобразования в узком смысле этого слова, совершающегося уже под влиянием давления и температуры. Положения эти, очевидно, могут быть проверены, если, зная среднее содержание азота и жиров в материнском органическом веществе, мы попытаемся определить количество их в осадках и затем в породах различной древности, начиная с новейших. Такая работа проделана была нами по отношению к азоту.

Об элементарном составе органического вещества морского планктона, а также о содержании в последнем белков и жиров дают хорошее представление анализы Брандта (Brandt, 1898), которые мы свели в следующую таблицу.

В процентах на сухое вещество

№ образца	Элементарный анализ				Состав органического вещества				Состав золы			
	C	H	N	Зола	Белки	Жиры	Углеводы и пр.	Общее количество органического вещества	SiO ₂	Морские соли	Остальное	Общее содержание золы
I	42,82	6,18	—	8,66	—	4,71	—	91,34	—	—	—	8,66
II	40,12	6,19	3,41	9,94	21,84	2,16	66,60	90,06	4,95	1,39	3,60	9,94
III	42,33	6,34	3,16	8,55	20,24	2,26	68,95	91,45	4,59	1,28	2,68	8,55
IV	39,11	6,38	3,28	15,71	21,01	3,21	60,07	84,29	9,59	1,46	4,56	15,71
V	35,81	4,93	3,14	30,75	20,41	4,35	45,50	71,17	16,33	1,38	11,97	29,68
VI	14,81	2,88	1,80	65,98	13,45	2,58	23,66	39,69	47,16	1,38	11,54	60,08
VII	19,35	3,57	2,43	61,41	15,56	4,24	18,79	38,59	51,26	1,31	8,84	61,41
VIII	34,18	5,42	5,61	39,82	36,54	1,58	23,07	61,19	27,00	1,38	10,39	38,77
IX	37,10	6,03	5,24	19,41	33,56	8,72	38,31	80,59	10,95	1,37	7,09	19,41
X	28,22	4,16	3,19	38,77	21,29	3,20	39,30	63,79	26,40	1,38	8,36	36,14

Для отдельных организмов морского планктона мы имеем следующие цифры:

Копеподы

	%
Белки	59,0
Хитин	4,7
Жиры	7,0
Углеводы	20,0
Зола	9,3
	100,0%

Перидини

	%
Белки	13
Жиры	1,3—1,5
Углеводы	80,5—80,7
Зола	5

Диатомеи (главным образом *Chaetoceras*)

	%
Белки	10—11,5
Жиры	2,5
Углеводы	21,5
Зола	66—64,5

Относительно химического состава планктона пресных водоемов в Северной Америке многочисленные данные можно найти в работе Берджа и Джудея (Birge a. Juday, 1922), а некоторые анализы планктона русских озер приводятся Лебединцевым (1905). К сожалению, в обеих этих работах отсутствуют данные элементарного анализа.

Для наших дальнейших рассуждений представляет интерес отношение между углеродом и азотом в материнском органическом веществе осадков, давших начало нашим породам. Для анализов Брандта это отношение выражается следующими цифрами:

I	—	V	11,42	IX	7,00
II	11,76	VI	8,22	X	8,80
III	13,39	VII	7,96		
IV	11,92	VIII	6,09		
				Среднее	9,60

Данных о составе органического вещества, находящегося в осадках, в литературе имеется очень мало, и притом большая часть их относится к пресным или солоноватоводным бассейнам типа Аральского моря. Ценные материалы по этому вопросу можно найти в работах Гильзена, касающихся многочисленных русских озерных бассейнов. В них приводятся определения содержания в илу азота и «гумуса»; зная, что цифры гумуса получаются из данных элементарного органического анализа путем умножения веса CO_2 , получающейся при сожжении, на 0,46, мы легко можем перейти от цифр Гильзена к углероду.

Для грунта глубоких частей Ладожского озера, где органическое вещество в главной своей массе должно принадлежать планктону, анализ дали, по Гильзену (1905), следующие результаты:

Глубина, м	Гумус, %	Углерод, %	Азот, %	Потери при прокалива- нии, %	C/N
66	3,426	2,02	0,303	9,571	6,73
134	4,672	2,75	0,325	10,534	8,59

В более мелких частях озера органическое вещество оказывается гораздо богаче азотом.

Глубина, м	Гумус, %	Углерод, %	Азот, %	Потеря при прокалива- нии, %	C/N
14	0,164	0,10	0,039	3,290	2,4
40	0,223	0,13	0,112	1,924	1,2
49	0,481	0,28	0,205	6,563	1,4

В грунте Байкальского озера с глубины 949 м количество гумуса, по Гильзену (1915), равно 2,576 % и азота 0,179 % при общей потере от прокаливания сухого вещества 6,641 %; содержание углерода равно 1,52 %. В этом случае отношение $\text{C/N} = 8,5$, т. е. поразительно близко к случаю Ладожского озера.

Значительно больший интерес для наших целей представляют данные, сообщаемые Гильзеном (1911) об осадках Аральского моря, в котором с глубины 30 м идут энергичные процессы сероводородного брожения и отлагается черный ил. Последний имеет запах сероводорода и обычно совершенно лишен остатков донных организмов; очень редко в нем встречаются живые *Dreissensia*. Повидимому, область этого глубоководного осадка Аральского моря по своим физико-химическим условиям близка к области нижних частей зоны фазеолинового ила в Черном море.

Глубина, м	Гумус, %	Углерод, %	Азот, %	Потеря при прокалива- нии, %	C/N
23	0,215	0,13	0,0187	3,36	6,7
61	0,126	0,07	0,0068	4,93	10,6

Эти цифры показывают, что по отношению углерода к азоту органическое вещество осадков тех бассейнов, для которых его происхождение можно связать с планктоном, очень близко к органическому веществу самого планктона. В анализах Гильзена отношение C/N колеблется в пределах от 6,7 до 10,6, т. е. весьма близко к тому, что имеет место в анализах Брандта, где величина C/N колеблется от 6,1 до 13,4.

Нами было произведено значительное число параллельных определений азота и углерода в черноморских осадках. Определение азота производилось по способу Кьельдаля, модифицированному Уилфартом (прибавление ртути и дымящейся серной кислоты) и Гуннингом (прибавление H_2SO_4).

Результаты анализов сведены в следующую таблицу:

	C, %	N, %	C/N
Мидиевый ил			
1) Южнее Очакова, глубина 13 м	3,26	0,72	4,3
2) Южнее Одессы, глубина 20 м	3,41	0,75	4,6
Фазеолиновый ил			
3) Близ Кара-дага, глубина 85 м	2,16	0,54	4
4) Близ Геленджика, глубина 175 м	1,51	0,36	4,2
Глубоководный ил			
5) В центральной части, глубина 430 м	2,42	0,54	4,5
6) В западной части западной впадины, глуби- на 210 м	2,35	0,54	4,3
7) То же, глубина 1570 м	2,83	0,38	7,4
8) В западной части севернее Босфора, глу- бина 880 м	3,47	0,48	7,23
9) В западной части восточнее Босфора, глу- бина 1686 м	3,07	0,48	6,39
10) В центральной части восточной впадины, глубина 2050 м	1,72	0,29	5,93
11) В центральной части моря, глубина 2213 м (серая глина)	3,27	0,45	7,27
12) То же (черный ил)	13,53	1,16	11,66
13) Юго-западнее Крыма, глубина 697 м	3,27	0,39	8,38
14) Западная впадина, глубина 1179 м	20,32	1,43	14,21
15) У болгарских берегов, глубина 1321 м	17,36	1,33	13,05

Цифры эти показывают, что по отношению углерода к азоту черноморские отложения можно подразделить на три группы.

К первой из них относятся отложения мелководные — мидиевый и фазеолиновый ил, а также относительно мелководные разности глубоководного ила до глубины 450—500 м. Для этой группы осадков отношение C/N равно 4—4,5, т. е. оно меньше, нежели для планктона.

Ко второй группе относятся образцы типичной глубоководной серой глины с содержанием органического углерода до 3,5%; здесь величина отношения C/N колеблется от 6 до 8 и, таким образом, не отличается от того, что имеет место для планктона.

К третьей группе принадлежит черный, богатый органическим веществом ил, для которого в наших анализах величина C/N колеблется от 11,5 до 14,2, тогда как в анализах планктона, приводимых Брандтом, наибольшее значение C/N равно 13,4. Можно было бы предположить, что увеличение C/N при переходе от серой глины к черному илу объясняется тем, что последний принадлежит к осадкам не текущего, а хотя и недалекого, но прошлого момента, и потому в нем органическое вещество успело более разложиться, нежели в серой глине. Предположение это, однако, на наш взгляд, является неправильным, так как в образцах серой глины, взятых глубже черного ила и несомненно отложившихся ранее его, величина C/N не отличается от нормальной для этого типа осадка. Еще менее возможным представляется нам предположение, что материнское органическое вещество в черном илу было иным, чем в серой глине. Таким образом, уменьшение азота в черном илу по сравнению с серой глиной приходится относить на большую энергию, на большую быстроту разложения органического вещества в условиях его массового и, повидимому, очень медленного накопления, какие имели место в черном илу. Я думаю, что в серой глине, где органическое вещество составляет лишь незначительную примесь к глинистой основе, последняя, обволакивая и изолируя первое, предохраняет его от воздействия факторов разложения и делает процесс изменения более медленным.

Анализы наши показывают, что ни в поверхностных, ни в глубоких, отложившихся тысячелетия тому назад слоях глинистых отложений Черного моря не замечается того резкого уменьшения азотистых соединений, которое предполагается господствующей гипотезой Энглера.

Для выяснения величины отношения C/N в глинистых породах Грозненского нефтеносного района мы пользовались главным образом образцами из скважин Старо-Грозненских промыслов; из естественных разрезов были взяты, с одной стороны, апшеронские, майкопские и фораминиферовые породы, которые в буровых скважинах вообще не встречаются, а с другой — акчагыльские и меотические, буровых образцов которых у нас не оказалось.

Результаты параллельных определений C и N сведены в следующей таблице:

Образцы с р. Белки

	C %	N %	C/N
Апшеронские слои	0,80	0,19	4,2
Акчагыльские »	1,43	0,26	5,5
Меотические »	0,88	0,31	2,9

Образцы из скважин Старо-Грозненского района

	С %	Н %	С/Н
Верхний сармат	0,78	0,28	2,78
» »	0,84	0,31	2,94
» »	1,08	0,49	2,24
Грозненские слои	4,60	0,35	13,20
» »	2,96	0,48	6,17
Криптомактровые слои	1,12	0,65	1,73
» »	0,99	0,54	1,82
Синдесмиевые слои	1,41	0,28	5,03
» »	2,77	0,39	7,10
Спаниодонтелловые слои	1,40	0,28	5,32
» »	2,14	0,23	8,90
» »	2,04	0,18	11,33
Спирялисовые слои	3,95	0,66	5,98
» »	1,83	0,22	8,31

Образцы из Черных гор

	С %	Н %	С/Н
Спирялисовые слои	9,56	0,54	17,70

Майкопские слои

Горизонт рикл	2,78	0,35	7,94
» »	2,00	0,25	8,00
Хадумский горизонт	15,29	0,67	22,82
» »	2,23	0,37	6,56
» »	14,71	0,55	21,29
» »	14,10	0,70	20,14

Фораминиферные слои

Сулак	5,11	0,28	18,20
Сала-су	5,57	0,39	14,30

Чтобы составить лучшее представление о зависимости величины С/Н от общего содержания углерода в породах, были проанализированы также некоторые, более богатые органическим веществом миоценовые глины из района Махач-Кала; результаты получились следующие:

	С %	Н %	С/Н
Грозненские слои	8,26	0,57	14,49
Синдесмиевые »	11,32	0,52	21,77
Спирялисовые »	8,30	0,49	16,94

Чтобы яснее представить себе значение этих цифр, необходимо выяснить, какую величину имеет отношение С/Н в породах иного возраста, нежели изученные нами, и происходящих из других местностей.

В литературе, с которой я имел возможность ознакомиться, данных по вопросу об элементарном составе органического вещества сапропелитовых пород имеется, к сожалению, еще очень мало. Весьма ценные элементарные анализы органического вещества различных богатых органиче-

ским веществом битуминозных пород, начиная с нижнесилурийских, можно найти в работах Штремме (Stremme, 1904, 1907) и Рюгера (Rüger, 1926).

Данные эти сведены в следующей таблице (в %):

Возраст и местонахождение	C	II	O	O+S	N	S	CN
С и л у р							
1. Диктионемовый сланец Оптики (Эстония)	58,28	6,32	34,00		2,00		29,1
2. Кукерсит (Эстония)	71,6	8,6	19,6		0,2		35,8
» »	71,3	8,4	20,1		0,2		35,6
» »	71,5	8,4	19,9		0,2		35,7
Д е в о н							
3. Среднее для керосиновых сланцев Шотландии	69,49	10,09	15,54		3,13	1,35	22,2
К а р б о н							
4. Среднее для богхедов Англии	81,09	11,39		6,39	1,13		71,8
5. Богхед Рейхенау, Богемия	75,16	7,59		15,46	1,79		51,1
П е р м ь							
6. Мергельный сланец. Отён, Франция	81,09	9,78		6,14	2,99		27,1
7. Битуминозный мергель. Коштялов, Богемия	82,68	10,26		3,60	3,46		23,9
8. Медистый сланец. Мансфельд, Германия	77,65	8,96		10,24	3,15		27,1
Т р и а с							
9. Битуминозный мергель. Лашвицграбен близ Гарниша, Германия	69,49	8,43		19,74	2,34		29,7
Ю р а							
10. Посидониевский сланец. Рейтлинген, Германия	80,77	11,10		6,81	1,32		68,8
11. То же. Хольцмаден							
а)	76,21	10,20		11,60	1,99		38,3
б)	79,60	9,81		8,49	2,10		37,9
В е с л ь д							
12. Битуминозный мергельный сланец. Оберкирхен, Германия	71,28	10,12		17,52	1,08		60,4
М и о ц е н							
13. Битуминозная порода. Мессель близ Дармштадта, Германия	65,16	8,51		23,99	2,34		27,8
14. Битуминозный известняк. Раппелгг, Германия	66,53	8,51		23,71	1,19		55,9

Ряд данных о содержании углерода и азота в бедных органическим веществом глинистых и известковых породах Англии дает Миллер (Miller, 1903):

Возраст	C	N	C/N
15. Нижний лейас	0,848	0,051	16,6
16. Оксфордская глина	0,786	0,053	14,8
17. Киммериджская сланцеватая глина	0,386	0,036	10,7
18. Пурбек	0,470	0,021	22,4
19. »	1,299	0,032	40,6
20. Вельд	1,229	0,069	17,8
21. »	0,534	0,033	16,0
22. Гольт	0,613	0,036	17,0
23. Меловой мергель	0,299	0,033	8,8
24. Лондонская глина	0,391	0,041	9,5

По отношению к русским битуминозным сланцам некоторые данные о содержании углерода и азота сведены были мною (Архангельский, 1920).

Возраст и местонахождение	C	H	O	O+S	N	S	C/N
Юра							
25. Горючие сланцы Кашпира на Волге							
а)	40,94	4,81	14,13		1,34	5,28	30,5
б)	25,10	2,94	—		0,85	—	29,5
в)	25,41	2,87	8,72		0,86	2,42	29,5
г)	21,47	2,43	7,38		0,72	2,00	29,7
Плиоцен							
26. Горючие сланцы Мензелинского уезда	43,38	6,35		43,58	0,69		69,9

Чтобы пополнить несколько этот материал, мною были произведены определения С и N в некоторых морских битуминозных породах нижне-мелового, юрского, пермского, каменноугольного и девонского возраста.

Возраст и местонахождение	C	N	C/N
27. Известково-глинистый сланец. Северный склон Кавказа. Дагестан. Нижний мел (альб)	6,76	0,38	16,21
28. Глинистый сланец. Северный склон Кавказа. Кубанская область. Юра	2,04	0,14	14,57
29. То же	2,77	0,30	9,23
30. То же	2,28	0,14	16,28
31. То же	3,12	0,20	15,6
32. Углистая порода. Р. Вятка, Мамадышского кантона. Казанский ярус пермской системы. Образец выветрелый	47,92	1,06	45,21
33. Битуминозный кремнистый известняк верхнего девона. Р. Зилим на западном склоне Урала	7,66	0,36	21,28
34. Битуминозный известняк верхнего карбона. Р. Аркаул. Западный склон Урала	14,58	0,50	29,16

Из анализов этих можно сделать заключение, что в нормальных, достаточно древних морских сапропелитовых породах отношение C/N , как правило, бывает меньше 40 и чаще всего колеблется в узких пределах 16—40. Цифра 40 намечает, по видимому, нормальный предел обеднения азотом материнского органического вещества этого рода пород, если процесс изменения последних не был связан с явлениями метаморфизма.

Резким исключением из этого правила является кукерсит (№ 2), для которого $C/N = 357$; отличия эти, принимая во внимание условия образования кукерситов (№ 47), приходится относить частью на различия в исходном органическом веществе, частью же на различия в условиях изменения последнего. Другое, вероятно, уже случайное отклонение показывает посидониевый лейасовый сланец из Рейтлингена (№ 10), для которого $C/N = 68$; для пород того же возраста из Хольцмадена (№ 11) это отношение является уже нормальным.

Иную величину имеет отношение углерода к азоту в органическом веществе битуминозных пород, принадлежащих к пресноводным отложениям (№ 4, 5, 12, 19, 26), именно богдедов, сланцев угленосных отложений и торфоподобных образований (№ 26); весьма возможно, что к пресноводным отложениям принадлежит и миоценовый известняк № 14. Во всех упомянутых породах C/N оказывается больше 40, так же, как и в углях Донецкого бассейна (Мефферт, 1915). Различия эти обуславливаются, вероятно, иными условиями изменения органического вещества в пресноводных отложениях, тогда как самое исходное вещество, как можно видеть из анализов Гильзена, в ряде случаев по своему химическому составу бывает очень близко к веществу морских осадков. Учитывая это обстоятельство, мы в дальнейшем будем принимать во внимание только породы морского происхождения.

Исходя из того, что было сказано ранее относительно величины C/N в различных типах осадков Черного моря, мы при попытке выяснения законов изменения этого отношения во времени должны, очевидно, рассматривать отдельно породы бедные и породы богатые органическим веществом. Среди первых, согласно предыдущему, необходимо отдельно изучить те, в которых органическое вещество принадлежит целиком или в главной массе планктону, и те, в которых оно занимает в значительной доле из тела донных организмов.

Если сравнить средние значения величины C/N для бедных органическим веществом пород, в которых остатки донных организмов могли играть значительную роль, то мы увидим, что, несмотря на некоторые отклонения, в общем при переходе от более молодых пород к более древним отношение углерода к азоту сначала более чем в два раза уменьшается, а затем, со среднего сармата, начинает возрастать. Другими словами, относительное содержание азота до среднесарматских отложений возрастает, а затем более или менее непрерывно уменьшается.

Для бедных углеродом пород, органическое вещество которых происходит из планктона, данных в нашем распоряжении имеется гораздо меньше. Сравнивая величину отношения C/N в глубоководной серой глине и гомологичных ей образованиях среднесарматского, средиземноморского и олигоценового возраста, мы не замечаем никаких существенных изменений.

Для пород, богатых органическим веществом, в анализах имеется перерыв от современных осадков до среднего сармата; что касается образований более древних, то в них величина отношения C/N с возрастом в общем возрастает.

Таким образом, мы видим, что для пород древнее среднего сармата отношение C/N с возрастом вообще увеличивается, т. е. что органическое

вещество с переходом в более древние отложения делается все беднее и беднее азотом. В бедных углеродом породах, судя по нашим анализам, этот процесс удаления азота начинается лишь с нижнесарматских отложений, и ему предшествует совершенно иная фаза изменения органического вещества, в которой последнее обогащается азотом.

Ту чрезвычайно малую величину отношения C/N , которая наблюдается в бедных углеродом мезозойских, верхнесарматских и среднесарматских породах, можно было бы пытаться объяснить особенно высоким содержанием азота в материнском органическом веществе, но такое предположение не выдерживает серьезной критики. Органическое вещество в рассматриваемых породах, как и в мидиевом или фазеолиновом илу, несомненно, в значительной мере принадлежит донным животным, но в теле последних азот никогда не играет той роли, которая принадлежит ему в рассматриваемых породах. Анализы Садикова и Виноградова (1924), исследовавших элементарный состав тела рептилий и млекопитающих, показывают, что величина C/N для этих организмов колеблется от 2,8 до 3,4, никогда не достигая 2 и 1,7, что имеет место в нашем случае. Для белков C/N равно 2,9—3,3. Таким образом, возрастание количества азота в органическом веществе осадков в первые фазы его изменения в породах типа фазеолинового и мидиевого ила не подлежит никакому сомнению. Учитывая, что в аналогичных этим породам меловых, юрских и палеозойских образованиях величина C/N сильно возрастает, т. е. количество азота уменьшается, мы должны признать, что в процессе изменения органического вещества в бедных органическим веществом породах имеются две фазы: в первую из них происходит накопление азотистых соединений, очевидно, за счет уменьшения количества углерода, а во вторую — медленная потеря азота до тех пор, пока не установится нормальное для полибитумов отношение C/N .

Недостаток материала не позволяет судить, имеет ли место накопление азота при изменении органического вещества в породах двух других различаемых нами групп, но отрицать возможность этого мы не имеем права.

Таким образом, приходится признать, что взгляды Энглера на ход изменений органического вещества в морских осадках как будто не подтверждаются фактами; представляется, однако, желательным расширить и углубить исследование в этом направлении, так как имеющийся в нашем распоряжении материал заведомо слишком мал, для того чтобы делать из него окончательные выводы.

Сказанное до сих пор не касается основной предпосылки гипотезы Энглера, именно накопления жиров и жирных кислот. Уменьшение количества углерода в органическом веществе может зависеть от удаления углерода углеводо- и белков, и жиры при уменьшении отношения C/N все же могут в породах накапливаться. Чтобы получить материал для суждения по этому вопросу, мы пытались определить количество веществ, извлекаемых сухим эфиром из черноморского ила и из верхнеплиоценовых глин рудного горизонта Таманского полуострова, с параллельными определениями общего содержания углерода и азота в этих породах.

Из черноморских осадков исследовал был мидиевый ил с 51 м глубины близ Кара-дага. Экстракции подверглись нижние 20 см колонки ила, имевшей около 55 см длины. Вытяжка производилась в течение приблизительно 50 часов сухим эфиром в аппарате Сокслета; ил был предварительно измельчен до зерен меньше 0,25 мм диаметром. Содержание углерода в илу равно 1,46% и азота 0,26%. Извлеченное эфиром воскообразное вещество составляет 0,03% от сухого вещества осадка. Если принять, что углерод в жирах составляет около 76% (Stremme, 1907), то в нашем случае

на извлеченное эфиром вещество придется 0,02 % углерода. Отношение общего количества углерода в осадке к углероду извлеченных из него жиров равно $\frac{1,46}{0,02} = 73$. Для планктона, по анализам Брандта, отношение общего количества углерода к углероду жиров колеблется от 5,6 до 28,5. Еще меньше это отношение будет для тела наземных животных (Садиков и Виноградов, 1924).

Исследованный образец глины рудного горизонта содержит углерода 1,77 % и азота 0,17 %; отношение C/N = 10,41. Эфиром извлечено 0,024% воскообразного зеленовато-желтого вещества, что, по предыдущему, соответствует 0,018 % углерода. Таким образом, отношение общего количества углерода к углероду извлекаемого эфиром вещества равно 98,3.

Приведенные цифры достаточно ясно, мне кажется, говорят о том, что предполагаемого Энглером накопления жиров в первой стадии процесса изменения органического вещества в породах в нашем случае не наблюдается; наоборот, еще в осадке, повидимому, количество жиров уменьшается. Для решительного отрицания взглядов Энглера фактов пока еще очень мало, и потому мы в ближайшем будущем надеемся расширить наблюдения.

Выше мы видели, что главная масса нефти в Терском районе сосредоточена в спаниодонтеелловых и спирралисовых слоях и что незначительные количества ее при благоприятных условиях сохранения обнаруживаются также в нижне- и среднесарматских породах. По величине отношения C/N органическое вещество глинистых пород этих горизонтов находится или в первой фазе своего изменения, или же на границе первой и второй фазы. Из этого можно сделать вывод, что образование нефти происходит в течение первой фазы процесса, наряду с образованием неустойчивых, богатых азотом разностей полибитумов. Когда именно совершается этот процесс, наши данные не говорят, но нам представляется вероятным, что выработка нефтяных углеводородов может происходить в очень ранние стадии жизни пород наряду с образованием или несколько позже образования метана, который, как показывают бурения на дне Керченского пролива, начинает массами выделяться еще в глубоких слоях осадков.

Те признаки, которые мы, согласно предыдущему, признали характерными для нефтеносных пород Терского района, можно было бы положить в основу поисков новых нефтеносных областей, если бы у нас существовала некоторая уверенность, что условия образования пород этого района не являются так же исключительными, как исключительны для настоящего геологического момента явления сероводородного заражения в бассейне Черного моря, а также физико-химические и химико-биологические условия его дна.

Таким образом, возникает вопрос, насколько приложимы полученные нами выводы к другим нефтяным месторождениям. Вопрос этот, очевидно, слишком сложен и слишком велик, чтобы на него можно было ответить в этой посвященной частной теме работе. Для уверенного ответа потребовалось бы изучение огромной литературы по американским нефтяным месторождениям, а также личное знакомство, по крайней мере, с породами этих месторождений, если не с ними самими. Такое исследование, конечно, должно составлять задачу будущего, в настоящий же момент мы можем только пытаться выяснить, насколько полученные нами результаты согласуются с общеизвестными особенностями нефтеносных областей, с их гео-

графическим распределением и, наконец, с наиболее бросающимися в глаза особенностями развитых в них пород.

Основным выводом нашей работы является то, что нефть в исследованном районе возникла за счет органического вещества, накопившегося в зараженных сероводородом бассейнах и изменявшегося под влиянием жизнедеятельности каких-то, пока нам неизвестных, бактерий, работающих совместно с десульфурющими и денитрифицирующими бактериями. Оказывается, что наиболее типичные признаки других первичных нефтяных месторождений не только согласуются с этим выводом, но являются даже необходимым логическим его следствием.

Прежде всего становится совершенно понятным тот факт, что нефтеносные породы представляют всегда отложения морских или солоноватых бассейнов (Emmons, 1921; Schuchert, 1921), так как только в бассейнах с более или менее соленой водой могут осуществляться условия, необходимые для создания в толще воды явлений анаэробноз и сероводородного заражения.

В резком противоречии с этим положением стоят как будто залежи нефти в продуктивной свите Азербайджана, но при рассмотрении вопроса о их генезисе необходимо иметь в виду, что под ними залегает чрезвычайно, быть может, богатая нефтью свита миоценовых и палеогеновых пород, образовавшихся в условиях исключительно резко выраженного сероводородного заражения. Факт этот в связи с особенностями дислокаций Азербайджанского района позволяет считать залежи продуктивной свиты вторичными, хотя самый механизм проникания нефти в пес и представляется еще неясным.

Далее, с нашей точки зрения, становится понятным частое присутствие среди морских нефтеносных отложений прослоев пресноводных осадков, приводящее многих авторов к заключению, что нефтепроизводящими являются осадки дельтового типа. Присутствие таких прослоев свидетельствует о большом притоке пресной воды в бассейн, а это является одним из необходимых факторов заражения последних сероводородом.

В полном согласии с нашими выводами находится характер тех глинистых пород, которые, как правило, включают в себя слои нефтеносных песков, известняков и доломитов. Прекрасную характеристику их можно найти в статье Крейчи (Krejci, 1925). «Это постоянно тонкослоистые пелиты с полибитумами и серным колчеданом. С биологической точки зрения они характеризуются отсутствием бентоса и присутствием представителей нектона (рыбы) и планктона (рыбы, ракообразные и пр.). Аналогичные явления находим мы в настоящее время, например, в Черном море: недостаточное проветривание придонных вод. Это обуславливает отсутствие бентоса; а бентос, слагающийся в большей части из животных, питающихся трунами и илом, очищает осадки от органического материала. Ближайшим следствием этого является возникновение богатых органическим веществом осадков».

Переходы к особенностям распространения нефтеносных областей, мы видим, что и оно не только не противоречит нашим выводам, но, наоборот, может служить одним из очень серьезных аргументов в пользу их правильности. Мы говорим здесь о приуроченности весьма большого числа нефтяных месторождений к окраинам горных хребтов, т. е. к окраинным частям геосинклиналей.

Как ископаемые, миоценовые, так и современные зараженные сероводородом бассейны Крымско-Кавказской области располагаются в пределах Крымско-Кавказской геосинклинали и в пограничной области между Русской платформой и упомянутой геосинклиналью. Эта приуроченность

заражения к бассейнам, расположенным по окраинам геосинклиналей, вытекает, на мой взгляд, из самого существа дела, завися от геологических условий образования зараженных бассейнов. Мы видели выше, что одним из условий образования таких бассейнов является полузамкнутый или совершенно замкнутый их характер, а другим — большой приток пресной воды. Очевидно, идеальными условиями для образования замкнутых или почти замкнутых морских бассейнов являются те, которые имеют теперь место в системе Средиземное — Черное — Каспийское море. Мы видим здесь длинную цепь достаточно глубоких водоемов, которые частью еще сообщаются между собой узкими и мелководными проливами, частью же отделились от соседних. Вся эта система представляет остаток геосинклинали Тетиса, сильно сократившейся после третичных горообразовательных процессов. Часть водоемов системы является, по видимому, прямым наследием Тетиса, часть же возникла путем опусканий, сопровождавших последние стадии альпийского горообразовательного процесса.

Нам представляется, что любая геосинклиналь, расположенная между двумя платформами, как геосинклиналь Тетиса или Урала, в определенных стадиях своего развития неизбежно должна переживать стадию расчленения на систему бассейнов, аналогичных системе Каспийское — Средиземное море. Эпохи образования таких систем могут совпадать или с первыми фазами горообразования, или же с фазами заключительными. При начале горообразовательных движений неравномерное поднятие одних и опускание других частей дна сузившейся геосинклинали может разбить геосинклинальный бассейн на сложную систему глубоких водоемов, частью сообщающихся с открытым морем, частью же вовсе отрезанных от него. По окончании горообразовательной фазы большинство этих водоемов должно исчезнуть, но частью в силу сохранения областей, не затронутых поднятием, частью же в силу образования котловин опускания могут возникать те четковидные системы бассейнов, с которыми мы имеем теперь дело в Средиземноморско-Каспийской области. Если в такие бассейны с прилежащих платформ впадают достаточно большие реки, то появление сероводорода в водах становится делом почти неизбежным. Таким образом, с принятой сейчас нами точки зрения, связь нефтяных месторождений с пограничной областью между платформами и горными хребтами выражает только связь нефтеобразовательных процессов с зараженными сероводородом бассейнами или вообще с явлениями анаэробноза на морском дне.

Нередко в областях, где развиты нефтяные месторождения, встречаются также залежи соли и гипса. С точки зрения образования нефтепродвидающих осадков в замкнутых или полузамкнутых, зараженных сероводородом бассейнах, такое явление представляется также вполне понятным и закономерным. На примере Кара-бугаза можно видеть, что в условиях жаркого континентального климата по окраинам интересующего нас типа бассейнов легко создаются условия, благоприятствующие отложению солей. Если представить себе, что или в силу изменившихся климатических условий, или в силу некоторых тектонических движений в низовьях Волги и Урала приток пресной воды в Каспий сильно сократится, то через некоторый промежуток времени бассейн этот превратится в огромное соленое самосадочное озеро. Такие именно условия были в области Каспия в конце пермского времени. Таким образом, совместное существование нефти и солей легко объясняется особенностями положения и формы бассейнов, в которых отлагались нефте- и соленосные осадки.

Нам остается еще сказать несколько слов о водах нефтяных месторождений и о сероводороде, в изобилии выделяющемся в некоторых из них.

Воды нефтяных месторождений, как это хорошо известно, характеризуются бедностью сульфатами. Явление это легко находит себе объяснение в деятельности десульфидирующих бактерий, которые начинают изменять состав воды еще на дне моря (Murray a. Irvine, 1895) и продолжают свою деятельность и до сих пор в недрах нефтяных месторождений (Bastin, 1926; Гинзбург-Карагичева, 1926). Теми же бактериальными процессами обуславливается и выделение сероводорода, который некоторые исследователи совершенно неправильно связывают с глубокими частями земной коры.

Все сказанное, на мой взгляд, делает весьма вероятным применимость наших выводов к большому числу нефтяных месторождений, а потому мы можем использовать их для отыскания нефтеносных пород в случае отсутствия в них других, прямых признаков нефти.

Нужно отметить еще одну сторону нашей работы, которая может найти широкое применение в разведочной и промысловой практике. Как известно, первичные нефтяные месторождения располагаются часто среди пород, которые крайне однообразны и бедны ископаемыми и в которых параллелизация слоев, столь важная при бурении, является делом чрезвычайно трудным; ярким примером этого служат сами месторождения бассейна р. Терека.

Изучение черноморских глубоководных отложений показывает нам, что отдельные, даже тонкие, относительно, слои мергеля и черного ила могут быть прослежены на многие сотни квадратных километров. Учитывая близость условий образования черноморских отложений с условиями отложения некоторых горизонтов грозненских месторождений, мы можем с большой долей уверенности предполагать, что и здесь отдельные слои глин, особенно богатые органическим веществом, и отдельные слои мергеля определенного микроскопического строения могут иметь очень большую площадь распространения. Это позволяет надеяться, что при систематически поставленных определениях углерода в глинистых породах, проходимых при бурении, и систематическом изучении микроскопического строения мергелей можно будет найти надежные ориентировочные горизонты. Не исключена возможность, что некоторый подсобный материал может доставить и величина отношения C/N. Опыт такого исследования при попытках рационализировать бурение во всяком случае следует поставить.

В заключение мы остановимся еще на опытах извлечения органических веществ из глинистых пород путем обработки их щелочами и бензолом.

Обработка щелочами имела в виду выяснить содержание в породе «глинистых веществ». Для этого порода размельчалась до зерен меньше 0,25 мм диаметром и обрабатывалась сначала слабой соляной кислотой, а затем 3%-ным раствором КОН при нагревании на водяной бане в течение около 4 часов. После отфильтровывания вытяжки и промывания породы раствор нейтрализовался H_2SO_4 , выпавшее вещество отфильтровывалось, сушилось при 100° и взвешивалось. Содержание золы в полученном веществе колебалось от 0,01 до 0,4%. Полученные при этих опытах результаты сведены в следующей таблице (см. стр. 434).

Просматривая эти цифры, легко видеть, что фораминиферовые и майкопские слои содержат совершенно ничтожное количество извлекаемых щелочью веществ; в спиралисовых и спаниодонтелловых слоях количество этих веществ значительно увеличивается, но в сарматских и выше

лежащих вновь резко падает. Полученный материал слишком мал, чтобы можно было решить, выражают ли эти колебания какую-нибудь закономерность или являются случайными.

Возраст и местонахождение	Содержание С в породе, %	Количество извлеченного вещества, % от породы	Количество извлеченного углерода	
			% от породы	% от общего содержания в породе С
Мео тис				
р. Аксай	1,2	Следы	Следы	Следы
Грозненские слои				
р. Ярык-су	2,5	Следы	Следы	Следы
Ново-Грозненский район	2,17	0,2	0,11	5
Нижний сармат				
р. Ярык-су	3,09	Следы	Следы	Следы
Спаниодонтелловые слои				
Даттах	9,39	0,9	0,5	5,3
»	2,1	1,1	0,6	28,5
Спиреалисовые слои				
Старо-Грозненский район	3,68	0,6	0,3	8,1
р. Ярык-су	2,45	1,1	0,6	24,5
»	1,34	0,6	0,3	22,4
»	8,78	0,7	0,4	4,5
р. Сала-су; основание горизонта	10	0,6	0,3	3
Майкопские слои				
р. Ярык-су; горизонт рики	1,13	Нет	Нет	Нет
р. Ярык-су; то же	1,81	Следы	Следы	Следы
р. Ачи-су; основание хадумского горизонта	13,97	0,12	0,07	0,5
Форминиферовые слои				
р. Сала-су	6,93	Следы	Следы	Следы

Полагая, как показало одно сделанное нами определение, что содержание углерода в извлекаемых щелочью веществах равно 57%, мы помещаем в таблице третью колонку цифр, указывающих, какое количество углерода принадлежит этим веществам. Сопоставляя их с цифрами общего содержания углерода, можно видеть, что в раствор переходит от 0 до 28,5% последнего (четвертая колонка).

Извлекаемое щелочью вещество представляет черную хрупкую массу чрезвычайно похожую на гуминовые вещества почвы или торфа. Углерод в них содержится, согласно одному сделанному нами определению, 56,6%. Находятся ли эти «гуминовые кислоты» в породе в готовом виде или получаются из других соединений при действии КОН, остается неизвестным.

Для получения бензольной вытяжки порода размельчалась до зерен меньше 0,25 мм диаметром, которые после высушивания помещались в аппарат Сокслета и в течение нескольких дней обрабатывались бензолом. Результаты этих опытов сведены в следующей таблице:

Возраст и местонахождение	Содержание С в породе, %	Количество извлеченного вещества, % от породы	Количество извлеченного углерода	
			% от породы	% от общего содержания в породе С
Фораминиферовые слои				
1. Сала-су	6,93	0,63	0,54	7,7
2. Хатал-дон, между рр. Терекон и Ардоном	13,32	0,23	0,2	1,5
Майкопские слои				
3. Ачи-су, основание хадумского горизонта	13,97	0,62	0,53	4,4
Спиралисовые слои				
4. р. Сала-су, из основания горизонта	9,07	0,06	0,05	0,59
5. Ярык-су	2,43	0,01	0,01	0,41
6. Асса	6,88	0,03	0,03	0,37
Спаниодонтепловые слои				
7. Старо-Грозненские промысла	2,79	0,01	0,01	0,39

В начале экстракции раствор нередко получается зеленоватый, опалесцирующий, под конец же становится темнооранжевым или почти черным в проходящем свете; в отраженном замечается иногда слегка зеленоватый оттенок.

Получающееся после отгонки бензола вещество чаще всего представляет собой весьма вязкую массу оранжево-черного цвета, иногда же является твердым, воскообразным. В одном случае (№ 5) получено было желтовато-зеленое твердое вещество.

Обработывая полученную после отгонки массу эфиром, в ряде случаев ее оказывается возможным подразделить на весьма легко растворимое в эфире оранжево-черное полужидкое вещество и на трудно растворимое, воскообразное, желтоватое. Обычно красное вещество является резко преобладающим, и в № 4 желтого вещества обнаружить не удалось вовсе. Наоборот, из № 5 бензол извлек только желтое твердое вещество.

В полужидком веществе, извлеченном из майкопских горючих сланцев Ачи-су, после долгого стояния начали выделяться прекрасно образованные кристаллы серы, которые были выделены путем растворения красного вещества в эфире. После отгонки эфира и вторичного стояния красного вещества выпадение серы началось вновь. Опыт остался неоконченным.

Сказанное делает очевидным, что бензол извлекает смесь разнообразных веществ, по всей вероятности, достаточно сложную.

Напомним, что попытки извлечения органических веществ из пород майкопской свиты были произведены Егоровым (Андрусов, 1916). «При исчерпывающем извлечении породы эфиром, — говорит он, — в раствор перешло желто-бурое воскообразное вещество в количестве 0,78 %, что отвечает для переданного количества породы 0,9 г... Это воскообразное (или смолообразное) вещество плавится около 43°, растворяется в горячем спирте довольно легко, в холодном трудно, в хлороформе легко, содержит сернистые соединения, азотистых не содержит, имеет какие-то неопредельные

соединения, кислоты и омыляемые едкой щелочью вещества (например, подобные жирам и воску)».

Крайняя медленность экстрагирования и малые количества полученных при нем веществ не позволили и нам, как Егорову, поставить подробное исследование извлекаемых соединений. Кое-что удалось сделать только с вытяжкой из фораминиферовых известняков Сала-су (№ 1). Экстрагированное вещество представляло весьма вязкую массу оранжево-черного цвета, легко и нацело растворяющуюся в эфире, но в спирте только частично.

Элементарный анализ его дал следующие результаты:

	%
C	86,17
H	10,46
N	0,56
S	3,00
Зола	0,32

100,51%

Иодное число 14,5.

Коэффициент кислотности 0,61.

Цифры для С и Н взяты средние из четырех близко сошедших определений; N определялся по Кьельдалю (два очень близких определения).

Не может быть сомнения в том, что исследованное тело представляет сложную смесь разнообразных веществ и что часть серы находится в нем в свободном состоянии. Из приведенных данных можно, однако, с уверенностью сделать заключение, что главная масса вещества принадлежит предельным углеводородам. Едва ли может быть сомнение в том, что и во всех остальных случаях, ближе не изученных, оранжево-черное вещество имеет приблизительно тот же состав и что таким образом во всех глинистых породах Терского района присутствуют в небольшом количестве нефтешодные вещества, представляющие, вероятно, остаток формировавшейся в них нефти. Факт этот должен быть достаточно учтен лицами, отрицающими возможность миграции нефти из глин в пески на основании отсутствия в первых адсорбированных из нефти веществ.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А б и х Г. Über eine im Kaspischen Meere erscheinene Insel nebst Beiträgen zur Kenntnis der Schlammvulkane der Kaspischen Region. (О появлении острова в Каспийском море в свете изучения грязевых вулканов Каспийской области). *Mém. Acad. Sci. SPb.*, 7 sér., 1863, 6, № 5.
- А б и х Г. Über die Produktivität und die geotektonischen Verhältnisse der Kaspischen Naphtaregion. (О продуктивности и геотектонических соотношениях в Каспийском нефтяном районе). *Jahrb. geol. Reichsanst.*, 1879, 29.
- А л ф е р о в Б. 1. Горизонт с *Pecten denudatus* Reuss в Черных горах на Северном Кавказе. *Вестн. Геол. ком.*, 1925, № 2.
- А л ф е р о в Б. 2. К нахождению нефти на Северном Кавказе в фораминиферовых слоях. *Вестн. Геол. ком.*, 1925, № 2.
- А н д р у с о в Н. Предварительный отчет об участии в черноморской глубоководной экспедиции. *Изв. Русск. геогр. об-ва*, 1890, 26.
- А н д р у с о в Н. Некоторые результаты экспедиции «Черноморца». К вопросу о происхождении сероводорода в водах Черного моря. *Изв. Русск. геогр. об-ва*, 1892, 28.
- А н д р у с о в Н. Einige Resultate der Tiefseeuntersuchungen im Schwarzen Meere (Некоторые результаты глубоководных исследований в Черном море). *Mitth. geogr. Ges. Wien*, 1893.

- Андрусов Н. Проблемы дальнейшего изучения Черного моря и стран, его окружающих. II. О сероводородном брожении в Черном море. Зап. Акад. Наук, 8 сер., 1, № 1. 1894.
- Андрусов Н. 1. Бактериология и геология. Учен. зап. Юрьевск. ун-та, 1897, № 1.
- Андрусов Н. 2. La mer Noire (Черное море). Guide des excursions du VII Congr. géol. Intern., 1897.
- Андрусов Н. 3. Die südrussische Neogenablagerungen. I. Alteres Miocän. (Южно-русские неогеновые отложения. I. Нижний миоцен). Зап. Мин. об-ва, 1897, 34.
- Андрусов Н. Die südrussische Neogenablagerungen. II und III. Sarmatische Stufe (Южно-русские неогеновые отложения. II и III. Сарматский ярус). Зап. Мин. об-ва, 1899, 36; 1906, 42.
- Андрусов Н. К вопросу о происхождении и залегании нефти. Тр. Бакинск. отд. Русск. техн. об-ва, 1908, кн. 1—2.
- Андрусов Н. Die fossilen Bryozoenriffe der Halbinseln Kertsch und Taman. Lief. 1—3 (Мшанки Керченского и Таманского полуостровов). Киев, 1909, 1911, 1912.
- Андрусов Н. Мелкие заметки по геологии Бакинской губернии. 1. Воскообразное вещество из «бумажных» сланцев майкопской толщи. Геол. вестн., 1916, 2, № 5—6.
- Архангельский А. Верхнемеловые отложения Востока Европейской России. Мат. для геол. России, 1912, 25.
- Архангельский А. Очерк месторождений горючих сланцев в Европейской России. Нефт. и сланц. хоз., 1920, № 9—12.
- Архангельский А. 1. Несколько слов о генезисе грязевых вулканов Апшеронского полуострова и Керченско-Таманской области. Бюлл. Моск. об-ва испытат. природы, отд. геол., 1925, 3, № 3—4.
- Архангельский А. 2. О вероятном возрасте нижних горизонтов третичных отложений Северного Кавказа. Бюлл. Моск. об-ва испытат. природы, отд. геол., 1925, 3, № 3—4.
- Архангельский А. 1. О древности явлений сероводородного заражения морских бассейнов Крымско-Кавказской области и о связи их с процессами нефтеобразования. Нефт. хоз., 1926.
- Архангельский А. 2. Несколько соображений о геологической структуре Ставропольской возвышенности и прилегающих к ней частей Кавказского хребта. Бюлл. Моск. об-ва испытат. природы, отд. геол., 1926.
- Берг Л. Аральское море. Научн. результаты Аральской экспедиции, 1908, вып. 9.
- Богачев В. Взгляды Э. А. Штебера на происхождение нефти. Азерб. нефт. хоз., 1925, № 3.
- Богачев В. Выделение сероводорода в Красноводской бухте. Азерб. нефт. хоз., 1926, № 1 (49).
- Богданович К. Очерк месторождений нефти и других битумов. Пг., 1921.
- Брусилловский Е. Одесские лиманы. Одесса, 1914.
- Врангель Ф. Черноморская глубомерная экспедиция 1890 г. Изв. Русск. геогр. об-ва, 1890, 26.
- Гедройц К. Химический анализ почв. Пг., 1923.
- Гильзев Р. Исследования грунта озер России. Ладожское озеро. Изв. Русск. геогр. об-ва, 1905, 41.
- Гильзен К. Грунт Аральского моря. Научн. результаты Аральской экспедиции, 1911, вып. 10.
- Гильзен К. Исследования грунта озер России. Материалы по исследованию грунта Байкальского озера. Изв. Русск. геогр. об-ва, 1915, 51.
- Гинзбург-Карагичева Т. Микробиологическое исследование серно-соленых вод Апшерона. Азерб. нефт. хоз., 1926.
- Гримм О. Каспийское море и его фауна. Тр. Арало-Касп. экспед., 1877, 2.
- Губкин И. Геологические исследования Кубанского нефтеносного района. Листы Анапско-Раевский и Темрюкско-Гостюгаевский. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1915, вып. 115.
- Егунов М. Сернистое железо и водная окись железа в почвах лиманов и Черного моря. Ежег. геол. и мин. России, 1897—1898, 2.
- Егунов М. Биогенотропные бассейны. Ежег. геол. и мин. России, 1900—1901, 4.
- Зелинский Н. О сероводородном брожении в Черном море и одесских лиманах. Журн. Русск. физ.-хим. об-ва, 1893, 25.
- Зелинский Н. и Брусилловский Е. О сероводородном брожении в Черном море и одесских лиманах. Отчет о деятельности Одесского бальнеол. об-ва, 1898, 5.
- Зернов С. К вопросу об изучении жизни Черного моря. Зап. Акад. Наук, 8 сер., 1913, 32, № 1.

- Зубер С. Геологическое исследование в Бинагадинском нефтеносном районе. Баку, 1924.
- Зубер С. 1. Die Erdöllagerungsverhältnisse in Binagady bei Baku genetisch betrachtet (Условия залегания нефти в Бинагадах близ Баку с генетической точки зрения). Petrol., 1925.
- Зубер С. 2. О книге проф. Р. Зубера «Флиш и нефть». Азерб. нефт. хоз., 1925, 2 (47).
- Зубер С. L'activité des volcans de boue en connection avec la structure des plis gaséifères. Quelques arguments contre la migration du pétrole. (Активность грязевых вулканов в связи со структурой газоносных складок. Некоторые доказательства против миграции нефти). Les travaux du premier Congr. intern. de forages. Bucarest, 1926.
- Исаченко Б. Исследования над бактериями Северного Ледовитого океана. Пг., 1914.
- Исаченко Б. Sur la fermentation sulfhydrique dans la mer Noire. (О сероводородном брожении в Черном море). С. R. Acad. Sci., 1924, 178.
- Исаченко Б. Sur la nitrification dans les mers. (О нитрификации в морях). С. R. Acad. Sci., 1926, 182.
- Калицкий К. Грозненский нефтеносный район. Тр. Геол. ком., пов. сер., 1906, вып. 24.
- Калицкий К. О миграции нефти. Изв. Геол. ком., 1911, 30.
- Калицкий К. На тему о происхождении нефти. Геол. вестн., 1916, 2, № 5-6.
- Калицкий К. Геология нефти. Пг., 1921.
- Калицкий К. Предварительный отчет о произведенном летом 1923 г. обследовании нефтяных месторождений Присулакского района. Изв. Геол. ком., 1924, 43.
- Калицкий К. 1. О нефтяных месторождениях типа майкопской «рукавообразной» залежи. Нефт. хоз., 1925, 8, № 3.
- Калицкий К. 2. О некоторых нефтяных месторождениях северного Дагестана. Нефт. и сланц. хоз., 1925, 8, № 4.
- Книпович Н. Очерк работы Каспийской экспедиции 1904 г. Изв. Русск. геогр. об-ва, 1905, 41.
- Книпович Н. Гидрологические исследования в Каспийском море. Тр. Касп. экспед., 1914—1915 гг. Госиздат, 1921.
- Книпович Н. К вопросу о границах «живой» и «мертвой» области Черного моря. Изв. Цент. гидромет. бюро, 1925, 4.
- Книпович Н. Работы Азовской научно-промышленной экспедиции в 1922—1924 гг. Тр. Аз.-Черн. научно-пром. экспед., 1926, вып. 1.
- Кудрявцев Н. О залегании нефти в сарматских слоях Ново-Грозненского района. Нефт. и сланц. хоз., 1923, 4, № 3.
- Кудрявцев Н. Некоторые выводы из результатов нового бурения в Грозненском нефтеносном районе. Вестн. Геол. ком., 1925, № 4.
- Кудрявцев Н. 1. Геологические исследования, произведенные летом 1924 г. в Черных горах, к югу от г. Грозного (лист Воздвиженский). Изв. Геол. ком., 1925 (1926), 14, № 4.
- Кудрявцев Н. 2. Геологические условия бурения на питьевую воду в сел. Кескем (Алхан-Чуртская долина) Горской республики. Изв. Геол. ком., 1926, 43.
- Лебединцев А. Предварительный отчет о химических исследованиях Черного и Азовского морей летом 1891 г. Зап. Новоросс. об-ва ест., 1892, 16, вып. 2.
- Лебединцев А. Отчет о научной поездке по Черному морю на военном транспорте «Ингул» в 1892 г. Зап. Новоросс. об-ва ест., 1893, 18, вып. 1.
- Лебединцев А. Газовый обмен в замкнутых водоемах и его значение для рыбоводства. Изв. Никольск. рыбоводн. завода, 1904, № 9.
- Лебединцев А. Опыт систематического исследования озера в гидрохимическом отношении. Изв. Никольск. рыбоводн. завода, 1905, № 10.
- Менделеев Д. Нефтяная промышленность в Северо-Американском штате Пенсильвания и на Кавказе. СПб., 1877.
- Мефферт Б. Ископаемые угли Дошецкого бассейна. Харьков, 1915.
- Милашевич К. Моллюски Черного и Азовского морей. Фауна России. Пг., 1916.
- Михайловский Г. Средиземноморские отложения Томаковки. Тр. Геол. ком., 1903, 13, № 4.
- Михайловский Г. Геологические исследования в Малой Чечне в 1905 г. Изв. Геол. ком., 1905, 24.
- Михайловский Г. Несколько соображений о происхождении кавказской нефти. Изв. Геол. ком., 1906, 25.
- Надсон Г. Микроорганизмы как геологические деятели. 1. О сероводородном брожении в Вейсовом соляном озере и об участии микроорганизмов в образовании

- черного ила (лечебной грязи). Тр. Ком. по исслед. Славянских мин. озер. СПб., 1903.
- Никитин В. Гидробиологические исследования Черного моря (1923—1925). Зап. Крымск. об-ва естеств., 1925 (1926), 8.
- Потоцкие Г. Сапропелиты. Серия ред. журн. «Нефт. и сланц. хоз.», Пг., 1920.
- Православлев П. Протогенный немой известняк. Тр. Ленингр. общ. естеств., 1924, 4, вып. 4.
- Прокопов К. Геологическое описание окрестностей Михайловских минеральных вод (Серноводск) в Терской области. Изв. Геол. ком., 1913, 32.
- Прокопов К. Краткий очерк геологии нефтеносных районов Терской области и разведочных работ на нефть. Поверхн. и недра, 1917, № 1.
- Прокопов К. Нефтеносные районы Терской области. Ест.-произв. силы России, 1919, 4, вып. 22.
- Прокопов К. Терские месторождения. Нефт. и сланц. хоз., 1922, № 7—8.
- Прокопов К. Сулакский нефтеносный район. Грозн. нефт. хоз., 1923, № 9—11.
- Прокопов К. 1. Геологическое строение западной части Терского хребта. Изв. Геол. ком., 1924, 43.
- Прокопов К. 2. Датыхский район. Грозн. нефт. хоз., 1924, № 1—3.
- Прокопов К. Ново-Грозненский (Алдынский) район. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 134.
- Прокопов К. и Алфёров Б. Черные горы и Беновский район. Нефт. хоз., 1925, 9, № 7.
- Розанов А. Материалы по геологии кавказских предгорий между Грозным и Чирюртом. Ст. 1-я. Краткий очерк орографии и тектоники района. Ст. 2-я. Краткий очерк неогеновых отложений района. Бюлл. Моск. об-ва испытат. природы, отд. геол., 1923—1924, 2, № 1—2; 1925, 3, № 1—2.
- Розанов А. 1. Геологические исследования в Терском хребте между меридианами горы Горской и горы Ястребиной в 1924 г. Нефт. хоз., 1926.
- Розанов А. 2. К геологии Брагунского нефтяного месторождения. Нефт. хоз., 1926, 10, № 2.
- Сабанин А. Определение гумуса по хромовой методе. Журн. опытно. агрон., 1903.
- Садиков В. и Виноградов А. Untersuchungen über die Zusammensetzung des lebendigen Substrats. (Исследования состава живого субстрата). Biochem. Zs., 1924, 150.
- Самойлов Я. и Рожкова Е. Отложения кремнезема органогенного происхождения. Тр. ин-та прикл. мин., 1925, вып. 18.
- Самойлов Я. и Титов А. Железо-марганцовые желваки со дна Черного, Балтийского и Баренцова морей. Тр. Геол. и мин. музея Акад. Наук, 1922, 3.
- Сидоренко М. Петрографическое описание нескольких образцов ила Куяльницкого лимана. Зап. Новоросс. об-ва естеств., 21, вып. 2.
- Сидоренко М. Петрографические данные по современным отложениям в Хаджибейском лимане. Зап. Новоросс. об-ва естеств., 24, вып. 13.
- Сидоренко М. Петрографическое описание образцов осадков со дна Аральского моря. Научн. результаты Аральск. экспед., 1911, вып. 10.
- Справочник по нефтяному делу, ч. 1. М., 1925.
- Стадников Г. Происхождение нефтей. Нефт. и сланц. хоз., 1925, 8, № 1.
- Стопневич А. Природные газы в России. Изд. Ком. изуч. ест.-произв. сил. Пг., 1920.
- Чирвинский П. Обзор главнейших гипотез образования нефти. Азерб. нефт. хоз., 1925, № 3.
- Шаловалов А. Обобщенный разрез Старо-Грозненского нефтяного месторождения. Грозн. нефт. хоз., 1923, № 5—8.
- Шатский Н. О надвигах восточной части Черных гор на Северном Кавказе. Бюлл. Моск. об-ва испытат. природы, отд. геол., 1925, 3, № 3—4.
- Шиндлер И. Предварительный отчет о Черноморской экспедиции 1890 г. Зап. по гидрографии, 1890, вып. 2.
- Шиндлер И. Предварительный отчет о работах и результатах Черноморской экспедиции 1891 г. Изв. Русск. геогр. об-ва, 1892, 28.
- Шиндлер И. Материалы по гидрогеологии Мраморного моря. Изв. Русск. геогр. об-ва, 1896, 33.
- Штебер Э. О грязевых вулканах и о происхождении нефти. Геол. вестн., 1915, 4.
- Штебер Э. О происхождении нефти из продуктов эманации земли. Изв. Сев.-Кавк. пед. ин-та, 1924.
- Энглер К. К истории вопроса об образовании нефти. Нефт. и сланц. хоз., 1923, 3, № 9—12.
- Andrée K. Geologie des Meeresbodens, Bd. 2. Leipzig, 1920.

- Bastin E. 1. Problem of the natural reduction of sulphates. Bull. Geol. Soc. Amer., 1926, № 1.
- Bastin E. 2. The problem of the natural reduction of sulphates. Bull. Amer. Ass. petrol. Geol., 1926, 10, № 12.
- Birge E. a. Juday Ch. The Inland Lake of Wisconsin. The plankton. I. Its quantity and chemical composition. Wisconsin Geol. a. Nat. Hist. Surv., 1922, bull. № 64.
- Brandt K. Beitrage zur Kenntniss der chemischen Zusammensetzung des Planktons. Wissensch. Meeresunters. herausgeg. v. Komis. Wiss. Unters. d. deutsch. Meere in Kiel, N. F., 1898, 3.
- Cayeux L. 1. Contribution á l'étude micrographique des terrains sédimentaires. 1. Craie du bassin de Paris. Ann. Soc. géol. Nord, 1897, 4, livr. 2.
- Cayeux L. 2. Étude de quelques dépôts siliceux secondaires et tertiaires du bassin de Paris et de la Belgique. Ann. Soc. géol. Nord, 1897, 4, livr. 2.
- Cayeux L. Les concrétions phosphatées de l'Agulhas bank d'après de Dr. L. W. Collet. Génèse de gisement de phosphate de chaux sédimentaires. Bull. Soc. géol. France, 4 sér., 1906, 5.
- Dalton W. H. On the origin of petroleum. Econ. Geol., 1909, 4.
- Doss Br. Über die Limanschlamm des südlichen Russlands sowie analoge Bildungen in den Ostseeprovinzen. Korrespondenzbl. Nat. Ver. Riga, 1900, 43.
- Doss Br. Melnikowit, ein neues Eisensulfid und seine Bedeutung für die Genesis der Kieslagerstätten. Zs. prakt. Geol., 1912.
- Doss Br. Das Vorkommen von freiem Schwefel in Sapropel. Cbl. Min., 1913.
- Drew G. On the precipitation of calcium carbonate in the sea by marine bacteria, and on the action of denitrifying bacteria in tropical and temperate seas. Papers from the Marine Biological Laboratory at Tortugas. Carnegie Inst., 1914.
- Emmons W. Geology of petroleum. New York, 1921.
- Engler C. Zur Bildung des Erdöls. Ber. dtsh. chem. Ges., 1888, 21.
- Engler C. Die Entstehung des Erdöls. Chem. Industrie, 1895.
- Engler C. Zur Geschichte der Bildung des Erdöls. Ber. dtsh. chem. Ges., 1900, 33.
- Fuller M. Appalachian oil fields. Bull. Geol. Soc. Amer., 1917, 28.
- Fuller M. Relation of oil to carbon ratio of Pennsilvanian coals in North Texas. Econ. Geol., 1919.
- Fuller M. Carbon ratios in carboniferous coals of Oklahoma and their relation to petroleum. Econ. Geol., 1920.
- Gardner J. The Mid-Continent oil field. Bull. Geol. Soc. Amer., 1917, 28.
- Heim A. Über submarine denudation and chemische Sedimente. Geol. Rdsch., 1924, 15.
- Höfer-Heimhalt H. Das Erdöl und seine Verwandten. Braunschweig, 1922.
- Hummel K. Neuere amerikanische Ansichten über Erdöllagerstätten. Geol. Rdsch., 1924, 15.
- Hummel K. Befindet sich das Erdöl in Ölsanden stets auf sekundären Lagerstätte? Cbl. Min., 1925, Abt. B, № 6, 7.
- Krejci K. Gibt es primäre Ölsande? Cbl. Min., 1925, Abt. B, № 11.
- Krümmelel O. Handbuch der Ozeanographie. Stuttgart, 1907.
- Lloyd St. Relation of oil to carbon ratio. Econ. Geol., 1920, 15.
- McCoy A. Notes on principles of oil accumulation. Econ. Geol., 1919, 27.
- Melcher A. a. Washington D. Determination of pore space of oil and gas sands. Trans. Amer. Inst. Min. a. Met. Eng., 1921, 65.
- Miller N. The amounts of nitrogen and organic carbon in some clays and marls. Quart. Journ. Geol. Soc., 1903, 59.
- Morrey C. a. Orton E. Origin of oil and gas. Bull. Ohio Geol. Surv., 1903, 1.
- Murray J. On the deposits of the Black Sea. The Scottish Geogr. Mag., 1900, 16.
- Murray J. a. Irvine R. On the chemical changes in the composition of sea water. Trans. Roy. Soc. Edinlurgh., 1895, 37.
- Potonié H. Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten, Bd. 1. Die Sapropelite. Abh. preuss. geol. Landesanst., N. F., 1908, H. 55.
- Price W. Carbon ratios in carboniferous coals of Oklahoma and their relation to petroleum. Econ. Geol., 1920, 15.
- Pratje O. Alte und junge Sedimente am Grunde der Nordsee. Zs. dtsh. geol. Ges., 1924, 76, Monatsber.
- Richardson Ch. Wesen und Ursprung von Petroleum und Asphalt. Zs. Colloid.-Chem., 1917, 20.
- Rüger L. Zur Frage der primären und sekundären Natur der Erdöllagerstätten. Cbl. Min., 1925, Abt. B.
- Rüger L. Die Ergebnisse neuer Untersuchungen über die estnischen Kuckerskit und einige sich daran knüpfende Fragen. Geol. Rdsch., 1926, 17, H. 1.

- Russel W. Relation between isocarbs and oil and gas production in Kentucky. *Econ. Geol.*, 1925.
- Salomon W. Über die Bildung dichter Kalke. *Geol. Rdsch.*, 1915, 5.
- Sander R. Über bituminöse Mergel. *Jahrb. Geol. Staatsanst.*, 1921, 71.
- Sander R. Über bituminöse und kohlige Gesteine. *Mith. geol. Ges. Wien.*, 1922, 15.
- Schuchert Ch. The relations of stratigraphy and paleogeography to petroleum geology. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1919, 3.
- Schuchert Ch. Discussion of paper of E. G. Woodruff — «Petroliferous provinces». *Trans. Amer. Inst. Min. a. Met. Eng.*, 1921, 65.
- Shaw E. The rôle and fate of connate water in oil and gas sands (discussion). *Trans. Amer. Inst. Min. a. Met. Eng.*, 1915, 61.
- Stremme H. Zur Frage der Eigenwärme bituminöser Gesteine. *Zs. dtsh. geol. Ges.*, 1904, 56.
- Stremme H. Über die Bitumierung. *Zs. dtsh. geol. Ges.*, 1907, Monatsber.
- Stuart M. Comment on Mr. W. H. Cadman's paper «The origin of Hydrogen Sulphid in persian natural gas». *Journ. Inst. Petrol. Techn.*, 1926, 12.
- Trager E. Kerogen and its relation to the origin of oil. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1924, 8.
- Twenhofel W. *Treatise on sedimentation*. Baltimore, 1926.
- Van Tuyl F. a. Blackburn Ch. 1. The relation of oil shale to petroleum. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1925, 9.
- Van Tuyl F. a. Blackburn Ch. 2. The effect of rock flowage on the kerogen of oil shale. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1925, 9.
- Vaughan Th. Chemical and organic deposits of the sea. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1917, 28.
- Washburne Ch. A discussion of «Notes on principles of oil accumulation» by A. W. McCoy. *Econ. Geol.*, 1920, 15.
- White D. Some relations in origin between coal and petroleum. *Washington Acad. Sci.*, 1915, 6.
- White D. Late theories regarding the origin of oil. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1917, 28.
- White D. Genetic problems affecting search for new oil regions. *Trans. Amer. Inst. Min. a. Met. Eng.*, 1921, 65.
- Winkel H. Die kontinentalen Öllinien. *Zs. d. Int. Vereins d. Bohring. u. Bohrtechn.*, 1914, 21.
-

ОБ ОСАДКАХ ЧЕРНОГО МОРЯ И ИХ ЗНАЧЕНИИ В ПОЗНАНИИ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД¹

I

За два последних десятилетия изучение осадочных пород привлекает к себе все большее и большее внимание геологов. Наряду с чисто формальными, петрографическими, в узком смысле этого слова, работами все чаще и чаще появляются сравнительно-литологические исследования, имеющие своей конечной целью выяснение всех особенностей той среды, в которой происходило накопление осадков, давших начало породам. Достижение этой цели возможно лишь путем установления современных гомологов изучаемых пород и выяснения условий, в которых эти гомологичные ископаемым осадки теперь образуются.

Таким образом, необходимым условием успеха сравнительно-литологических исследований является возможно более полное знание всех современных отложений как со стороны их морфологических признаков, их минералогического и химического состава, так и со стороны условий образования. К величайшему сожалению, приходится признать, что и в том и в другом отношении наши знания очень несовершенны, а потому и очень большое число вопросов сравнительной литологии в настоящее время представляется еще неразрешимыми.

В области морских осадков внимание исследователей сосредоточивалось до сих пор главным образом на изучении глубоководных океанических отложений, гомологи которых очень, сравнительно, редко встречаются в ископаемом состоянии; наоборот, для познания отложений внутренних морей, с которыми геологам при их работе приходится преимущественно иметь дело, сделано еще очень мало. Особенно резко чувствуется у нас недостаток сведений об осадках морей, расположенных в геосинклинальных областях, подобно цепи бассейнов, тянувшейся от Средиземного до Черного и Каспийского морей. Отсутствие сколько-нибудь подробных и, с точки зрения геолога, удовлетворительных описаний этого рода осадков делает исключительно трудным понимание условий образования горных пород, слагающих горные цепи, возникшие из геосинклиналей.

К числу наиболее оригинальных бассейнов средиземноморской цепи принадлежит Черное море, отложения которого известны нам почти исключительно по кратким статьям Андрусова (1890, 1892, 1893, 1894, 1897) и Мёррея (Murray, 1900). Небольшие дополнения к сообщаемым этими авторами сведениям можно найти у Бёггильда (Böggild, 1912) и в солидном исследовании Самойлова и Титова относительно железисто-марганцовых конкреций, образующихся на дне Черного, Балтийского и Барен-

¹ Печатается по тексту, опубликованному в Бюлл. Моск. общ. испытат. природы, отд. геол., 1927, 5, № 3—4.— *Ред.*

пова морей (1922). Чрезвычайно ценные данные, касающиеся фаунистической характеристики мелководных отложений Черного моря, и подробную карту этих отложений для северного побережья последнего дает работа Зернова (1913); главнейшие результаты исследований Андрусова и Мёррея изложены также в сводной работе Андрэ (André, 1920).

В течение трех последних лет на Черном море работала океанографическая экспедиция Гидрографического управления, под начальством проф. Ю. М. Шокальского, которой удалось в 1925 г. собрать небольшой, но исключительно ценный материал по глубоководным отложениям. В отличие от экспедиции «Черноморца» 1890 г., которая добывала глубоководный ил только драгой, Шокальский применил для взятия образцов трубчатый лот, причем ему удалось получить колонки ила, имевшие во влажном состоянии до 118 см и в сухом до 93 см. Длина эта для глубоководных отложений, насколько мне известно, является вообще предельной в океанографической практике. В экспедиции «Вальдивии» средняя длина колонок равнялась всего 7 см, а наиболее совершенно взятые образцы немецкой Южно-полярной экспедиции «Гаусса» имели в среднем 40 см; наиболее длинная колонка «Гаусса» имела 80 см длины (Зелинский и Брусиловский, 1898). Одновременно с экспедицией Шокальского в Азовском и Черном морях производились гидрологические изыскания экспедицией проф. Н. М. Книповича, которой в 1926 г. по моей просьбе была взята серия проб дна в мелководной полосе Черного моря. Пробы эти брались дночерпателем.

Собранный до настоящего времени материал удовлетворительно освещает строение дна западной половины глубоководной части Черного моря, а также дает некоторое представление о составе дна юго-восточного угла последней. Огромная область в средних частях восточной половины глубокого моря еще совершенно не затронута исследованиями, и взятие проб отсюда Ю. М. Шокальским предполагается произвести летом текущего 1927 года.

Занимаясь последние годы изучением вопроса об условиях образования третичных пород северного склона Кавказа, я испытывал острую нужду в сравнительном материале и потому обратился к Ю. М. Шокальскому с просьбой предоставить мне возможность изучить собранный им материал. Просьба эта встретила полное сочувствие, и все образцы были переданы в полное мое распоряжение. Столь же горячий отклик встретил я и со стороны Н. М. Книповича, согласившегося специально для меня собрать образцы грунтов.

Из предыдущего видно, что более или менее полную картину строения дна Черного моря можно будет составить только по окончании гидрологических работ текущего года, в настоящий же момент материал является еще очень неполным. Очень далека до окончания и его обработка. Несмотря на все это, уже и теперь удалось получить результаты, которые представляют крупный геологический интерес, и потому я решаюсь в качестве предварительного сообщения опубликовать эту статью.

Результаты полной обработки будут опубликованы в особом издании, посвященном результатам экспедиции Гидрографического управления.

II

Раньше чем перейти к описанию отложений, мы остановимся вкратце на характеристике тех гидрологических и биологических условий Черноморского бассейна, которые представляют интерес для наших целей.

В основных чертах гидрологические условия Черного моря выяснены были экспедициями 90-х годов, результаты которых в сжатой форме иложены в статье Андрусова «La mer Noire» (1897).

«Среднее содержание солей в поверхностных слоях воды, — говорит Андрусов, — равняется около 1,8%, уменьшаясь в северо-восточном углу моря до 1,38%. С глубиною соленость правильно возрастает, достигая на глубине 100 фатомов [183 м] 2,1% и на 1000 фатомов [1828 м] — 2,2%. Летом распределение температуры крайне оригинально. От поверхности температура на небольшой глубине быстро падает с 15—24° до 7,2—6,9 и вновь постепенно поднимается до 8,8° на глубине 100 фатомов [183 м] до 9° на глубине 200 фатомов [366 м] и до 9,3° на дне, на глубине 1200 фатомов [2194 м]. Такое распределение температуры объясняется слабостью вертикальной циркуляции, обусловливаемой большой разностью плотностей на поверхности и в глубине. Малая плотность на поверхности обусловливается огромным притоком пресной речной воды. Избыток этой воды, превышающий потерю путем испарения, стекает из Черного моря через Босфор Фракийский».

«В свою очередь тяжелые воды Пропонтиды текут в Босфор, образуя на его дне обратное нижнее течение, направляющееся к Черному морю. При входе в Черное море это течение имеет соленость около 3%, но его воды тотчас же смешиваются с водами Черного моря, и часть их опускается на дно. Этим объясняется высокая соленость и температура черноморских глубин. Если бы это море было вполне замкнутым, температура глубоких слоев воды не превышала бы 6°, т. е. среднюю годовую температуру на поверхности, тогда как теперь тепло проникает с соленой водой. Однако циркуляция в глубоких частях воды совершается чрезвычайно медленно. Количество воды, доставляемое нижним босфорским течением, ничтожно по сравнению с объемом самого моря. По Макарову, нижнее течение приносит 200 000 куб. футов (5663 м³) в секунду, тогда как верхним течением выносятся 370 000 куб. футов (10 477 м³), так что 170 000 куб. футов (4814 м³) представляют избыток над испарением; в год это составляет 147 куб. верст (176,5 км³), что равняется всего $\frac{1}{1700}$ объема Черного моря. Таким образом, для обновления глубоких слоев воды требуется по меньшей мере 1700 лет и даже больше, тогда как поверхностные воды обновляются ежегодно. Это явление объясняет большую разницу глубинных и поверхностных вод Черного моря».

В силу большей плотности нижних слоев воды вертикальные течения, несущие с собою кислород, не могут проникать ниже 100 фатомов [183 м], и потому эти нижние слои воды могут получать кислород только путем диффузии и из нижнего босфорского течения. В результате количество кислорода с глубиною резко уменьшается, и одновременно с этим на глубине 100 фатомов [183 м] появляется сероводород.

Экспедициями Шокальского и Книповича (Книпович, 1925, 1926; Никитин, 1925, 1926) добыто много новых интересных данных, которые мы знаем пока из кратких предварительных сообщений.

Согласно этим данным, резкие колебания температуры, доходившие до 18°, ограничиваются всего 50 верхними метрами водной массы; на глубинах от 50 до 150 м колебания не превышают 2°; на 150 м располагается слой постоянной температуры (8,67°), от которого до дна идет медленное повышение до 8,95—9°. Соленость на интервале от 50 до 150 м быстро увеличивается от 18,5 до 21‰₀₀ и ниже медленно повышается до 22,3‰₀₀.

В соответствии с этим колебания плотности ограничиваются также верхними 150 м, причем здесь плотность не превышает 15; ниже следуют

слой воды с постоянной и относительно высокой плотностью (200 м — 16,49)¹.

В силу такого распределения плотностей вертикальная циркуляция не может проникать ниже 200 м.

Близкое к нормальному (100%) содержание кислорода в воде Черного моря наблюдается лишь в верхних 40—50 м; на глубине от 50 до 100 м содержание быстро падает всего до 15% нормальной величины. Близ берегов присутствие кислорода может быть доказано до глубины 200 м, но в средних частях моря на глубинах 150 м и даже 120 м наблюдаются только следы его. Верхняя граница распространения сероводорода проходит несколько выше нижней границы кислорода. На интервале от 300 до 500 м количество H_2S резко возрастает и на 500 м в среднем имеется около 4 см³ H_2S на литр воды.

Исключительно своеобразное распределение кислорода и сероводорода в воде Черного моря обуславливает столь же оригинальное распределение и населяющих этот бассейн организмов. Особенно ярко зависимость между органическим населением и газами сказывается в распределении планктона. Нижняя граница распространения планктонных организмов в Черном море совпадает с тем слоем воды, в котором количество кислорода приближается к нулю и появляется сероводород. Близ берегов граница эта проходит на 175—200 м ниже уровня моря; в средних частях последнего она поднимается до 150—140 м, а в центральных частях западной и восточной половины моря — даже до 125—100 м. Ниже этой «границы жизни» зараженные сероводородом воды населены только анаэробными бактериями, а более высоко организованные существа встречаются здесь лишь в виде трупов, опускающихся на дно из верхнего слоя воды. Заселенный планктоном слой воды в зависимости от содержания кислорода в свою очередь подразделяется на верхнюю — богатую и нижнюю — бедную населением часть: граница между ними у берегов проходит на глубине 50—60 м, а в центральных частях моря — на глубине 40—50 м, т. е. там, где начинается обеднение среды кислородом.

«Если мы представим себе диаграммы разрезов Черного моря, — говорит Никитин, — то в вертикальном распределении гидрологических элементов изолинии температуры, солености, плотности, кислорода и сероводорода и зона нижней границы планктона будут подниматься от берегов к центральным частям моря, давая выпуклости, наиболее высокие в восточных и западных частях моря».

Аналогичные особенности наблюдаются и в распределении донных организмов.

Глубокие части бассейна оказываются совершенно лишенными донного населения, если не считать анаэробных бактерий. Нижней границей бентоса до последнего времени принято было считать изобату 100 фатомов, т. е. 183 м. Однако работы Зернова (1913) и экспедиций Книповича (1925, 1926) и Шокальского (Никитин, 1925—1926) показывают, что в различных пунктах положение ее колеблется, и часто граница донной жизни проходит на значительно меньшей глубине. Драгировки Зернова у берегов Крыма не обнаружили жизни ниже 130 м; по Никитину (1925—1926), граница бентоса в различных пунктах проходит на глубине 175—160—140 м и местами, вероятно, поднимается до 100 м; по Книповичу, наиболее безжизненный ил начинается с глубины 130 м. Лишь у берегов Кавказа

¹ Величины плотности выражены в условных единицах, принятых в гидрологии: удельный вес морской воды при 0°, отнесенный к удельному весу дистиллированной воды при 4° С (в данном случае 1,01649).

в отдельных пунктах живые моллюски обнаружены были на глубинах до 180 м (Милашевич, 1916).

В соответствии со сказанным в глубоководных, отлагающихся на границе жизни осадках Черного моря остатки донных организмов отсутствуют, и мы встречаем здесь почти исключительно скелетные образования планктонных и нектонных форм. Для биологической характеристики глубоководной области мы воспользуемся словами Андрусова (1892):

«Почти во всех без исключения образцах глубинного ила, взятых в том, — говорит Андрусов, — мы находим скелеты различных диатомовых принадлежавших отчасти к береговым, отчасти к пелагическим формам. Некоторые из них наблюдались мною в свободно-плавающем состоянии (*Coscinodiscus*, мелкие *Thalassiothrix*?), другие же встречались в виде ноктилюк (*Chaetoceros*, *Rhizosolenia*), далее, третьи, хотя и не наблюдались мною в планктоне, но принадлежат, несомненно, к нему и были, очевидно, пропущены или не найдены вследствие недостаточно подробных исследований. Таковы *Hemiaulus Hauckii* Grun., *Asterolampra* sp. и другие. Что касается всех прочих форм (принадлежащих к родам *Melosira*, *Navicula*, *Grammatophora*, *Epithemia*, *Synedra*, *Striatella*, *Cocconeis*, *Actinoptychus*, *Actinocyclus*, *Campylodiscus*, *Surirella*, *Pleurosigma*, *Biddulphia*, *Amphora*, *Amphipleura*, *Nitzschia* и др.), то некоторые из них, может быть, также происходят из планктона; по крайней мере роды *Actinocyclus*, *Actinoptychus*, *Amphora*, *Amphipleura*, *Amphiprora*, *Amphiprora* [*Triceratium*], *Biddulphia*, *Campylodiscus*, *Synedra*, *Striatella* и др. встречаются в списках пелагических форм. Тем не менее едва ли можно сомневаться, что многие из скорлупок диатомовых принесены от берегов. По крайней мере в пунктах, наиболее удаленных от берега, где отлагается легкий известковый ил, представители береговых родов исчезают вовсе или представлены в незначительном количестве. Изучение диатомовых глубинного ила, кажется, подтверждает, что в то время как одна часть падает на дно с поверхности моря, другая переносится в суспендированном состоянии от берегов к центру моря и осаждается в более глубоких частях».

«К подобному же результату приводит нас и рассмотрение других органических примесей глубинного ила».

«Так, весьма интересную особенность черноморского ила представляет нахождение почти во всех пробах пыльцы хвойных. Я не наблюдал эту пыльцу в планктоне, но полагаю, что она большей частью происходит с поверхности моря. Черное море, по крайней мере его глубокая часть, окружено почти со всех сторон высокими горами, покрытыми обширными лесами. Во время цветения ветер, а также дождевые потоки должны уносить в море массу пыльцы, которая, падая на поверхность моря, долго носится, плавая, пока не пропитается водой и не затонет».

«На небольших глубинах можно встретить иногда обломки крупных растений, перенесенных от берега. Так, в драге IV «Черноморца» с глубины 58 саж. (106 м) найдены были ветки растений; на станции 29-й «Донца» со 125 саж. (228,6 м) также, а в драге VIII «Черноморца» с глубины 387 саж. (707,7 м) было много обломков растений. Отсюда можно заключить, что более мелкий растительный детритус переносится и в большие глубины».

«Таковы растительные органические составные части глубинного ила, что же касается остатков животного ила неопределенного происхождения, то я наблюдал в пробах дна следующие формы:

«*Massy Dictyocha* и *Mesocena*, обыкновенно причисляемых к радиоляриям; в последнее время из них предполагают сделать особый разряд *Flagellatae*».

«Цисты, покрытые ворсинками (*Xanthidium*), Геккель считает за особый отдел водорослей, который называет *Xanthelleae*; другие относят к десмидиевым. Тела, значение которых во всяком случае загадочно».

«Из фораминифер очень мелкие формы *Entosolenia*, *Textillaria*, *Rotalia*».

«Из остатков инфузорий в пробах со всех глубин весьма обыкновенны коротко-цилиндрические прозрачные бокальчики с закругленным дном, обклеенные мельчайшими остроугольными частицами кварца. Это облочки *Codonella ventricosa* Clap. et Lachm., одной из тинтиннойд».

«Иглы губок обыкновенно во всех пробах».

«Пластинки синапт наблюдались мною на ст. 23».

«Челюсти сагитт иногда попадают в глубоководном иле».

«Эмбриональные раковинки двустворчатых весьма обыкновенны в иле глубин, тогда как эмбриональные формы гастеропод попадают гораздо реже».

«Мелкие косточки рыб встречаются довольно часто, особенно же их много было в иле, извлеченном драгою VIII «Черноморца» с глубины 708 м».

«Большинство перечисленных форм пелагического происхождения; перечисленные выше фораминиферы не принадлежат, правда, к числу обыкновенных пелагических форм, но *Rotalia*, по наблюдениям Остроумова, встречается, хотя, может быть, и случайно, пелагически в Черном море, так что мы можем допустить то же для *Entosolenia* и *Textillaria*».

«С другой стороны, допустимо, что легкие раковинки последних форм переносятся на глубины волнами. Иглы губок и пластинки синапт, конечно, последнего происхождения. Что же касается эмбриональных раковин моллюсков, то мы знаем, что личинки последних, снабженные уже раковиной, плавают на поверхности и, достигши известного возраста, падают на дно, чтобы развиться во взрослые формы».

«Таким образом мы замечаем в иле следующие элементы:

Пелагические	Береговые
Диатомовые (частью)	Диадомовые (частью)
Пыльца хвойных	Растительный детритус
<i>Dictyocha Mesocena</i>	<i>Textillaria</i> , <i>Entosolenia</i>
<i>Xanthidium</i>	Иглы губок
<i>Rotalia</i> <i>Entosolenia?</i> <i>Textillaria?</i>	Пластинки синапт
<i>Codonella</i>	
Челюсти сагитт	
Эмбриональные раковины моллюсков	
Кости рыб».	

В статье Мёррея (Murraу, 1900), кроме перечисленных Андрусовым организмов, указываются еще обломки раковин *Ostracoda* (одна станция из общего числа 21, глубина — 664 м), песчаные фораминиферы (глубина 2088 м), а из других фораминифер — *Lagena* и *Rosalina*.

К сказанному я, с своей стороны, могу прибавить очень немного. Из микроскопических остатков организмов мне неоднократно приходилось встречать кокколиты, которые, может быть, занесены с берега. Остатки рыб встречаются на плоскостях наслоения глин и мергелей весьма часто; попадают прекрасно сохранившиеся полные скелеты мальков. В одном из известковых прослоев найден отпечаток мухи, настолько хорошо сохранившийся, что на крыльях можно различить самые тонкие жилки. Эмбриональные раковинки моллюсков особенно часто встречаются в темносерых и черных разностях глубоководного черноморского ила.

В соответствии с распределением глубин область распространения безжизненного глубоководного ила на востоке и юге подходит очень близко

к берегу. У берегов Крыма и Тамани полоса мелководья, заселенная донными организмами, несколько расширяется, но максимальной ширины достигает она вдоль северо-западных и западных берегов.

Выше границы жизни глубоководный ил сменяется поясом илистых отложений, которые отличаются от него присутствием донных организмов. Количество последних у нижней границы рассматриваемой зоны очень ограничено, но чем выше, тем население становится все более богатым и разнообразным.

В настоящее время пояс мелководных илистых отложений делят на две зоны — нижнюю, называемую фазеолиновым илом, и верхнюю, известную под названием мидиевого ила. В нашу задачу не может входить подробная биологическая характеристика этих зон, и мы остановимся вкратце только на фауне населяющих их моллюсков, следуя работам Зернова (1913) и Милашевича (1916).

Фазеолиновый ил встречается преимущественно на глубине от 130 до 65—55 м и характеризуется массовым развитием *Modiola phaseolina*, *Syndesmya alba*, *Cardium simile*, *Retusa truncatula* и *Trophonopsis breviusculus*.

Мидиевый ил отлагается преимущественно на глубине 35—45 м, верхняя граница его в различных пунктах крымского побережья располагается на глубине от 25 до 57 м, но близ Одессы известно обширное поле этого ила, верхняя граница которого поднимается местами почти до уровня моря, а средняя глубина составляет всего 13 м. В общем мидиевый ил развит главным образом между 27—66 м глубины. Руководящей формой ила среди моллюсков является *Mytilus galloprovincialis* и затем *Cardium simile*; весьма распространенной массовой формой является также *Meretrix rudis*. К области развития мидиевого ила, между прочим, приурочены огромные, тянущиеся на многие десятки километров заросли *Phyllophora rubens*, население которых носит, по мнению Милашевича, переходный характер от фауны мидиевого ила к фауне фазеолинового.

Прибрежная, в большинстве случаев очень узкая, мелководная полоса дна в Черном море занята довольно сложным комплексом песчаных, галечных и ракушечных отложений, к которым, между прочим, приурочиваются и заросли *Zostera*; последние опускаются до глубины 5 и даже 9 м. Наиболее характерными формами для песчаного грунта являются *Gouldia minima*, *Meretrix rudis*, *Calyptraea chinensis*, *Macra subtruncata*, *Venus gallina* и *Modiola adriatica*; среди ракушечников местами выделяются массовые скопления *Ostrea taurica* и *O. sublamellosa*.

В заключение мы упомянем о бактериальном населении черноморских отложений, поскольку оно нам известно по работам Зелинского, Брусиловского (1893, 1898) и Исаченко (1924, 1926; Книпович, 1926). В отложениях мелководной части моря, до которых достигает кислород, Исаченко открыл нитрифицирующие бактерии, серобактерии, а также бактерии, разлагающие клетчатку с образованием водорода; нитрифицирующие формы приурочиваются преимущественно к песчаному и ракушечному дну. Весьма широким распространением пользуются денитрифицирующие бактерии, встречающиеся, по словам Книповича, в каждом образце грунта Черного моря.

Что касается до форм, выделяющих сероводород, то в илу резко преобладают формы, разлагающие сульфаты морской воды и очень близкие к *Microspira aestuarii* В е і j е r; в верхних слоях воды, до глубины 125—150 м, живут также бактерии, образующие H_2S за счет разрушения органических содержащих серу соединений.

III

Илистые отложения мелководной, прибрежной зоны в имеющемся у меня материале представлены очень плохо, и изучение их дает мало интересного. Мы дадим здесь краткое их описание лишь потому, что вообще об этих типах отложений Черного моря почти ничего не известно в литературе.

Шокальским систематического сбора образцов мидиевого и фазеолинового ила не производилось, и только у южного берега Крыма, близ Кара-дага, было взято 6 колонок этого типа осадков до глубины 86 м.

Колонки эти состоят из серой, неслоистой, отчасти песчаной глины, в которую включено большее или меньшее число раковин моллюсков. В большинстве случаев раковины эти рассеяны в породе довольно редко, но в некоторых образцах фазеолинового ила раковины *Modiola phaseolina* переполняют глину. Из минеральных включений в этих образцах изредка попадаются хорошо оформленные, мелкие комочки CaCO_3 , которые будут описаны подробно в дальнейшем, но в большинстве случаев удается различить лишь неопределенные, расплывчатые пятна порошкообразного карбоната, часто с трудом отделяемые от светлоокрашенной глины. В верхних частях колонок нередко встречаются бурые пятна и примазки гидрата окиси железа, а также небольшие бесструктурные зерна бурого железняка. В более глубоких частях ила в некоторых случаях в большом количестве при помощи бинокля можно обнаружить мелкие блестящие шарики пирита; в других случаях в глине рассеяны бывают неправильные черные скопления сернистого железа, иногда выделяющегося, кроме того, внутри раковинок фораминифер.

Образцы мидиевого и фазеолинового ила, взятые дночерпателем экспедиции Н. М. Книповича, относятся частью к побережью Крыма, частью же к северо-западной мелководной области Черного моря.

Среди них резко выделяются своей темносерой окраской те образцы мидиевого ила, которые происходят из мелкого участка моря к югу от Одессы (см. выше). Один из этих образцов взят на глубине 13 м, а другой — на глубине 20 м. При рассматривании под биноклем выглаженных поверхностей разрезов этой разности ила видно, что осадок состоит из темной или даже черной основной массы и вкрапленных в нее мелких пятнышек округлой, эллиптической или неправильной формы, которые состоят мельчайшими песчаными частицами и гипсом. Пятнышки представляют разрезы удлинённых пор, выполненных указанным материалом. Происхождение этой странной структуры для меня представляется неясным. Не исключена возможность, что она возникает лишь при высыхании ила и не свойственна свежему осадку.

Остальные образцы имеют светлосерую, а более мелководные — и грязнобелую окраску.

Образцы, взятые с глубины более 100 м, при рассматривании их под биноклем имеют неравномерно пятнистый вид, зависящий от неравномерного распределения карбонатов и глинистого вещества. В участках более глинистых основной фон является сероватым, и на нем видны многочисленные ясно отграниченные от основной массы осадка пятна порошкообразного кальцита, то довольно равномерно округлые, то весьма неправильные, расплывчатые. В участках, более богатых CaCO_3 , наоборот, основной фон является почти белым, и по нему разбросаны серые пятна, в которых порошкообразный кальцит находится в меньшем количестве, нежели в основной массе. В одном образце, с глубины 112 м, наблюдались многочисленные, хорошо оформленные комочки порошкообразного

кальцита, ничем не отличающиеся от комочков глубоководного ила. Они частью разбросаны беспорядочно, частью же сосредоточены в прослоях. Кроме того, на срезах обычно видны листочки слюды, мелкие зерна кварца, кристаллики гипса и мелкие черные точки сернистого железа. Местами попадаются примазки и мелкие вкраплины бурого железняка, который часто одевает поверхность раковин *Modiola* и других моллюсков, образуя железисто-марганцовые желваки, подробно изученные Самойловым и Титовым (1922).

Для характеристики механического и химико-минералогического состава мидиевого и фазеолинового ила у нас имеются пока только следующие данные.

В мидиевом илу содержание CO_2 и нерастворимого остатка было определено для двух пунктов. Результаты этих определений сведены в следующую таблицу, в которой указано также содержание CaCO_3 , вычисленное по CO_2 .

В процентах на сухое вещество

Пункт и характер осадка	CO_2	CaCO_3	Нерастворимый остаток	Сумма CaCO_3 + нерастворимый остаток
1) Близ Кара-дага; глубина 28 м; серая глина	5,26	12,04	77,10	89,14
2) Южнее Очакова; глубина 13 м; черная глина	3,26	7,31	77,56	84,87

Механические анализы нерастворимого остатка этих образцов дали следующие результаты.

В процентах на нерастворимый остаток

Диаметр частиц, мм	№ образца (по предыдущей таблице)	
	1	2
>0,25	0,42	0,06
0,25—0,05	18,99	1,25
0,05—0,01	26,91	14,15
<0,01	53,45	84,54
	99,77	100,00

В этих анализах поражает большое содержание частиц меньше 0,01 мм, несмотря на ничтожную глубину, с которой происходят образцы.

Содержание органического вещества в мидиевом илу обычно не велико, но в темносерой разновидности его, отлагающейся южнее Одессы, оно сильно повышается. Органический углерод и азот были определены в трех образцах:

Пункт и характер породы	C	N	C/N
1) Южнее Очакова; глубина 13 м; черная глина	3,26	0,72	4,3
2) Близ Одессы; глубина 20 м; черная глина	3,41	0,75	4,6
3) Близ Кара-дага; глубина 51 м; серая глина Участок 20—50 см ниже поверхности ила	1,46	0,26	5,61

Для фазеолинового ила исследованы были два образца:

Положение и глубина	СО ₂	СаСО ₃	Нераствори- мый остаток	Сумма СаСО ₃ +не- растворимый остаток
1) Западнее Евпатории: глубина 83 м	13,31	30,48	60,86	91,34
2) Юго-западнее Евпатории; глу- бина 140 м	12,69	29,06	62,03	91,09

Механические анализы нерастворимого остатка этих образцов дали следующие результаты.

В процентах на нерастворимый остаток:

Диаметр частиц, мм	№ образца (по предыдущей таблице)	
	1	2
>0,25	Нет	Нет
0,25—0,05	0,79	1,36
0,05—0,01	8,42	18,87
<0,01	90,79	79,61
	100,00	99,84

Сравнивая эти анализы с предыдущими, мы видим, что фазеолиновый ил отличается от мидиевого, поскольку об этом можно судить по изученным образцам, большим содержанием СаСО₃. По механическому составу оба ила достаточно близки один к другому.

Для углерода и азота имеются следующие определения:

Положение станции	С	N	С/N
1) Близ Кара-дага; глубина 85 м	2,16	0,54	4,0
2) То же	1,86	—	—
3) Близ Геленджика; глубина 175 м	1,51	0,36	4,2

Отношение С/N как в мидиевом, так и в фазеолиновом илу, как видно из этих определений, обычно колеблется в очень узких пределах от 4 до 4,6; большая величина (5,6) наблюдалась всего один раз.

Наши наблюдения заставляют изменить существовавший до сих пор взгляд на происхождение СаСО₃ в мелководных глинистых отложениях Черного моря. По Мёррею, углекислый кальций мидиевого и фазеолинового ила принадлежит исключительно раковинам и их обломкам. Наши наблюдения не оставляют сомнений в том, что значительная часть СаСО₃ находится в илах в форме порошкообразного кальцита (дрюита), образование которого приходится связывать с жизнедеятельностью бактерий. Характерно, что в образцах фазеолинового ила, весьма бедных остатками раковин, содержание СаСО₃ иногда оказывается особенно большим.

IV

В противоположность мелководным отложениям глубоководный и изучался нами почти исключительно на колонковых образцах, и благодаря этому удалось получить результаты, не только совершенно изменяющие существующие представления о строении глубоководных отложений Черного моря, но знакомящие нас с новыми типами современных морских осадков.

Чтобы дать конкретное представление о главнейших разностях глубоководных осадков и их изменениях, я опишу все образцы, которые можно было изучить с достаточными подробностями (табл. I).

Ст. 6 — 1926 г.

В северо-западной части Западной котловины; глубина 1536 м.

Длина сухого столбика 36 см.

1. Верхняя часть колонки состоит из грязнобелого легкого диатомового пла или трепела, в котором намечается слабо выраженная слоистость от нескольких слоев окрашенным органическим веществом в более темный цвет. Сам по себе трепел лишен слоистости. В верхних 3,5 см порода очень рыхлая, ниже более плотная — 12 см.

2. Черная, очень плотная, хрупкая порода, напоминающая озерный сапропель. Во влажном состоянии слой имел 11,5 см длины, представляя весьма клейкую массу, вполне сходную с илличным сапропелем; при отдаче большей части воды и имел значительную упругость. Длина сухого столбика 7 см.

3. Темносерая известковая глина с белой полоской посредине — 1,5 см.

4. Чрезвычайно тонкослойный мергель с темными полосками — 4 см.

Ст. 7 — 1926 г.

В северо-западной части Западной котловины; глубина 1179 м.

Первоначальная длина 32 см; длина сухого столбика 25 см.

1. Верхняя часть состоит из грязнобелого мергеля. Порода то очень правильная и тонкослойная, то имеет как бы брекчиевидное сложение вследствие того, что линзочки и комочки известкового материала располагаются в темной глинистой массе совершенно беспорядочно — 11 см.

2. Темносерый слой, состоящий из темной глины с довольно редкими и довольно неправильно расположенными известковыми линзочками — 1,6 см.

3. Полосатый мергель — 0,8 см.

4. Черная, очень плотная порода, трудно режущаяся и чрезвычайно напоминающая высушенный озерный сапропель — 11,5 см.

Ст. 8 — 1926 г.

В западной части Западной котловины; глубина 1312 м.

Первоначальная длина 38 см; длина сухой колонки 27,7 см.

Колонка распадается на 6 резко обособленных слоев.

1. Верхняя часть состоит из грязнобелого тонкослойного мергеля, слагающегося тонким чередованием белых известковых и серых глинистых полосок. В верхней части известковые слои очень неправильны и распадаются на короткие неправильные линзочки, в нижней — очень правильны и тонки; около 7,5 см.

2. Черный слой с чрезвычайно тонкими, мало заметными известковыми прожилками — 0,9 см.

3. Мергельный слой, состоящий из чередования черных и белых известковых полосок — 0,7 см.

4. Черный слой, очень твердый с редкими белыми точками; чрезвычайно похож на озерный сапропель; много эмбриональных раковин моллюсков — 9 см.

5. Серый переходный слой — 1,1 см.

6. Светлосерая, очень рыхлая, лессовидная порода — 8,5 см.

Ст. 39 — 1926 г.

В южной части Западной котловины; близ Босфора; глубина 1366 м.

Первоначальная длина 118 см; длина сухой колонки 76 см.

Колонка почти на всем протяжении построена одинаково. Основу ее составляет серая неслоистая глина, в которой рассеяны немногочисленные белые известковые точки; местами в глине намечается очень тонкая слоистость. В этой глине проходит

многочисленные, довольно правильно расположенные белые прослойки, состоящие из тонкого чередования белых известковых и серых глинистых полосок. Расстояние между полосками обычно колеблется от 0,5 до 1,5 см, толщина же самих полосок — от 0,5 до 4 мм. Значительное отличие представляет участок колонки в 7 см длиной, начинающийся на 43 см ниже поверхности. В верхней половине этого участка белые полоски как бы раздроблены и разбиты на неправильно разбросанные мелкие линзочки, в нижней же известковые слои изогнуты в весьма сложные и прихотливые складки. Два этих интервала отделены один от другого совершенно правильными горизонтальными слоями. Кроме известковых прослоев, в глине проходят довольно многочисленные и очень тонкие прослойки серого слюдистого песка, который образует как бы присыпку на плоскостях наложения. Песок этот нередко содержит мелкие обломочки раковин, которые местами скопляются в таком количестве, что образуют тонкие прослойки раковинной дресвы.

Ст. 52 — 1926 г.

На северном склоне Западной котловины; глубина 790 м.

Первоначальная длина 40 см; длина сухой колонки 22,5 см.

1. Верхний слой составляет серый, тонко- и неправильнослоистый мергель. Слоистость обуславливается чередованием более толстых серых глинистых полосок с более тонкими и частью неправильными белыми полосками, которые состоят из тесно сближенных мелких линзочек и комочков порошкообразного кальцита. Вниз толщина серых прослоев увеличивается, и мергель становится более темным — 11 см.

2. Темносерая очень плотная порода, весьма тонкослоистая от тончайшего чередования более темных и более светлых полосок — 1,4 см.

3. Тонкослоистый мергель, состоящий из тонкого чередования темных и белых, распадающихся на линзочки, известковых полосок — 0,2 см.

4. Породы, как № 2—0,3 см.

5. Мергель, как № 3—0,6 см.

6. Почти черная, весьма плотная, хрупкая порода, представляющая высохший сапропель. Заметна тончайшая слоистость, обусловленная чередованием серых и черных полосок. На плоскостях наложения встречаются в большом количестве эмбриональные раковинки пеледипод — 9 см.

Ст. 54в — 1926 г.

Близ Херсонсса; глубина 697 м.

Первоначальная длина 93 см; длина распила 61 см.

По длине колонка резко разделяется на 6 слоев.

1. Верхний из них, в 32 см длиной, состоит из резко полосчатой серой глины. Полосчатость зависит от чередования серых глинистых и белых известковых слоев. Известковые слои имеют различную толщину. Наиболее толстые и резко бросающиеся в глаза достигают 0,5—0,75 мм, причем расстояние между ними колеблется от 1 до 5—6 мм. Промежутки, разделяющие эти слои, в свою очередь имеют тончайшую слоистость. Последняя обуславливается двумя причинами. Во-первых, здесь имеется весьма тонкое чередование серых глинистых слоев со светлыми известковыми, а во-вторых, в самих глинистых прослоях существует чередование серых и почти черных, окрашенных органическим веществом слоев. На 10 мм приходится обычно около 60 полосок, так что во всем интервале их имеется около 2000.

2. Серая глина, в которой при внимательном рассматривании заметна очень тонкая слоистость, зависящая главным образом от чередования серых глинистых и черных, богатых органическим веществом полосок. Кроме того, существуют и чрезвычайно тонкие слои известкового белого материала. Количество полосок сосчитать очень трудно, но приблизительно оно равно 10 на миллиметр, так что во всем интервале заключается около 550 полосок — 5,6 см.

3. Небольшой участок колонки имеет более отчетливо выраженную слоистость от присутствия многочисленных и резких известковых полосок — 0,6 см.

4. Темносерая глина с чрезвычайно тонкой слоистостью, зависящей почти исключительно от чередования серых глинистых и черных, богатых органическим веществом полосок; на миллиметр приходится около 8 полосок — 1,4 см.

5. Более светлый, резко полосчатый слой, как № 1. На миллиметр приходится около 8 полосок — 1,5 см.

6. Темносерая глина с чрезвычайно тонкой слоистостью, зависящей исключительно от чередования серых глинистых и черных полосок. Книзу толщина последних возрастает, и порода делается все более темной и плотной. Число полосок на 1 мм около 10; длина 19,5 см.

Всего в колонке можно принять следующее число слоев:

слой 1	2 000
» 2	500
» 3	50
» 4	110
» 5	120
» 6	1 950
	4 730

Из органических остатков в колонке нередко на плоскостях наложения попадаются части скелета и полные скелеты мелких рыб. В слоях 5 и 6 встречаются многочисленные эмбриональные раковины пелеципод.

Ст. 56а — 1926 г.

Южнее западной оконечности Крыма; глубина 2112 м; длина сухого столбика 30 см.

1. Большая верхняя часть колонки представляет чрезвычайно тонкослоистый серый мергель; в одних частях слоистость очень правильная, в других же линзочки и комочки мергеля расположены довольно беспорядочно — 19 см.

2. Прослой тонкого серого песка — около 0,4 см.

3. Темносерая, почти черная порода, очень твердая; заметна очень тонкая слоистость, зависящая от чередования черных и серых глинистых полосок — 6,5 см.

4. Серая неслоистая глина с известковыми точками — 4 см.

Ст. 56в — 1926 г.

В центральной части, южнее Крыма; глубина 2194 м.

Первоначальная длина 33 см; длина сухого столбика около 27 см.

1. Сверху тонкослоистый мергель, сложенный чередующимися полосками темного глинистого и белого известкового материала; известковые прослой неправильные, распадающиеся на короткие линзочки. Сохранилось около 2 см.

2. Серая неслоистая глина с неправильно разбросанными белыми известковыми точками — 8,8 см.

3. Тонкополосчатый мергель, состоящий из тонкого чередования белых известковых и темных глинистых полосок — 8,5 см.

4. Серая неслоистая глина — 0,3 см.

5. Глинисто-мергельная порода, состоящая из темносерой основной массы, в которую вкраплены густо и неправильно расположенные белые известковые точки — 1,2 см.

6. Глина, как № 4 — 0,4 см.

7. Черный слой — 2 см.

8. Глина, как № 4 — 2,6 см.

9. Черный слой — 1 см.

Ст. 57 — 1926 г.

В центральной части; глубина 2231 м.

Первоначальная длина 62 см; длина сухого столбика около 45 см.

1. Верхняя часть состоит из неслоистой серой глины с многочисленными мелкими точками углекислой извести — 14,3 см.

2. Светлосерый тонкослоистый мергель, слагающийся тонким чередованием белых известковых и серых глинистых полосок. Число полосок на 1 см доходит до 100—около 10 см.

3. Глина, как № 1; местами намечается чрезвычайно тонкая и пясная слоистость — 8,5 см.

4. Мергель, как № 2, но несколько более темный — 6 см.

5. Глина, как № 1 — 6 см.

Ст. 57а — 1926 г.

В центральной части; глубина 2224 м.

Первоначальная длина 92 см; длина сухой колонки — 66,4 см.

Колонка распадается на 6 слоев.

1. Верхний состоит из серой, повидимому, вовсе лишенной слоистости глины с редкими и очень мелкими известковыми точками — 7,3 см.
2. Тонкослоистый мергель, состоящий из чередования белых известковых и темных глинистых полосок в числе около 100 на 1 см — 10 см.
3. Серая, весьма неправильно слоистая глина. Слоистость зависит от присутствия неправильно расположенных белых известковых полосок и линз — 10,7 см.
4. Светлосерая глина с довольно большим количеством мелких известковых комочков. Местами в породе намечается весьма тонкая слоистость от чередования более темных и более светлых полосок — 10,8 см.
5. Мергель, как № 2 — 4,1 см.
6. Серая глина с очень мелкими белыми известковыми точками; вверху количество последних очень мало, внизу же значительно возрастает. В глине, особенно в нижних частях, намечается обычная очень тонкая слоистость. Количество более темных и более светлых полосок превышает местами 10 на протяжении 1 мм — 26,5 см.

Ст. 57в — 1926 г.

В центральной части; глубина 2240 м.

Первоначальная длина 101 см; длина сухой колонки 70,5 м.

Колонка резко распадается на 6 слоев.

1. Верхний из них состоит из серой, на первый взгляд неслоистой глины с редко разбросанными мелкими известковыми точками. При очень внимательном рассмотрении в породе местами удастся подметить чрезвычайно тонкую слоистость, зависящую от чередования более светлых и более темных полосок — 17,5 см.
2. Серовато-белая тонкослоистая порода, состоящая из тонкого чередования белых известковых и темных глинистых полосок. На 1 см приходится от 90 до 100 полосок — 11,2 см.
3. Глина, как № 1, с несколько более отчетливо выраженной чрезвычайно тонкой слоистостью; число полосок колеблется от 20 до 24 на 1 мм — 31,2 см.
4. Тонкослоистый мергель, как № 2. Переход к ниже- и вышележащему слою постепенный. На плоскости наложения найден прекрасно сохранившийся отпечаток мухи — 1,2 см.
5. Более темный мергель, чрезвычайно тонкослоистый. На 1 см приходится 100 полосок. На плоскости наложения найден прекрасно сохранившийся полный скелет рыбки — 1,5 см.
6. Глина, как № 2 — 9 см.

Ст. 69 — 1926 г.

В центральной части; глубина 2213 м.

Первоначальная длина 103 см; длина распила 57 см (сильное уменьшение длины зависит от выкрашивания известковых и песчаных слоев).

1. Верхний слой состоит из серой неслоистой глины с довольно многочисленными мелкими известковыми точками — 27 см.
2. Серый, тонкослоистый, мелкозернистый песок, внизу чередующийся с белыми известковистыми прослойками — 1,3 см.
3. Грязнобелый мергель. Большая часть слоя, вверху и внизу, состоит из крайне неправильных слоев, линз и комочков порошкообразного кальцита, подразделенных сложно изогнутыми прожилками глинистого темного вещества; в меньшей средней части (1 см) слой располагается правильно, горизонтально — 4,9 см.
4. Чрезвычайно тонкослоистый грязнобелый мергель, слагающийся из белых известковых и темных глинистых полосок. На 1 см приходится около 100 полосок — 4,8 см.
5. Мергель постепенно переходит в темную чрезвычайно тонкослоистую породу, в которой белые прожилки значительно уступают темным — 1,2 см.
6. Глина, как № 1 — 5,5 см.
7. Тонкозернистый и тонкослоистый, серый, слюдястый песок, внизу переслаивающийся с белыми известковистыми прожилками — около 2 см.
8. Темносерая глина, в которой при внимательном рассмотрении можно подметить очень тонкую слоистость от чередования серых полосок с тонкими черными прожилками — 10,6 см.
9. Черная, очень плотная, чрезвычайно тонкослоистая порода, в которой черные окрашенные органическим веществом слои преобладают над серыми — 1 см.

Ст. 7 — 1925 г.

В центре Западной впадины; глубина 2178 м.

Длина сухого столбика около 25 см.

Верхняя приблизительно четверть имеет почти белый цвет и состоит главным образом из CaCO_3 . Она складывается из сравнительно толстых, до 2 мм, прослоев последнего, распадающихся на линзочки; прослой эти разделяются более тонкими светлосерыми слоями с меньшим содержанием CaCO_3 .

В средней части колонка является резко тонкополосчатой, так как белые слои утончаются (не больше 0,5 мм), серые становятся более толстыми (до 3 мм) и более темно окрашенными.

Перед нижней третью располагался выкрошившийся слой, состоящий из темного песка, повидимому, содержавшего известковые прослойки.

Нижняя треть резко отличается от верхних своим черным цветом и плотностью. Состоит из плотной черной глины. Простым глазом в ней видны мелкие белые точки и более толстые, светлые изгибающиеся прожилки. Под бинокуляром черная глина состоит из совершенно черной массы, проникнутой полумикроскопическими, вытянутыми по слоистости светлыми линзочками и комочками, которые комбинируются в ясные прослой.

В верхних двух третях колонка под бинокуляром имеет часто вид типичной брекчи от неправильного расположения линзочек и комочков.

Ст. 14 — 1925 г.

В Западной впадине, несколько восточнее Босфора; глубина 558 м.

Длина сухого столбика 34 см.

1. Верхняя часть колонки состоит из серой глины, переполненной очень мелкими и совершенно беспорядочно распределенными известковыми точками — 8,5 см.

2. Серая глина с неясными, редко расположенными тонкими известковыми прослойками — 4 см.

3. Серая неслоистая глина с очень редкими известковыми точками — 17 см.

4. Серая глина, переполненная мелкими известковыми точками, которые хотя и не образуют вполне ясных слоев, но обнаруживают тенденцию к постоянному расположению — 4,5 см.

Ст. 15 — 1925 г.

В восточной части Восточной впадины; глубина 1570 м.

Длина столбика около 30 см.

Серая неслоистая глина с редко, через 3—5—6 см, расположенными прослойками слоистого материала, который состоит из обычного чередования белых известковых и серых глинистых полосок. В неслоистой глине встречаются обычные неправильные комочки и расплывчатые пятна карбоната и мелкие точки сульфида.

Ст. 18 — 1925 г.

В восточной части Восточной впадины; глубина 2079 м.

Образец доставлен запаянным в нескольких небольших стеклянных трубках, а потому подробно изучен быть не мог. Вынутые из трубок куски сильно деформированы и состоят из серой глины, в которую втиснуты обрывки довольно толстых слоев тонкослоистого мергеля обычного строения. Осадок может представлять известковый ил с прослойками серой глины или серую глину с прослойками известкового пла.

Ст. 20 — 1925 г.

В восточной части Восточной впадины; глубина 2050 м.

1. В верхних двух третях (16 см) колонка состоит из неслоистой серой глины, в которой без всякого порядка разбросаны мелкие и более крупные, до 1 мм диаметром, белые комочки.

2. В нижней трети, резко отделяясь и от выше- и от нижележащей части, располагается слой грязнобелого тонкослоистого мергеля, состоящего из чередования белых известковых и серых глинистых полосок — 3,5 см.

3. В самом низу глина более темная, чем сверху, неслоистая, с неправильно разбросанными белыми комочками.

Ст. 23 — 1925 г.

Восточнее Бургаса; глубина 880 м.

Длина сухого столбика 27 см.

Серая с белыми полосками, резко слоистая порода. Слоистость происходит: 1) от чередования широких (1,5—3—3,5 см) светлых и более узких (0,5—1,3 см) серых полосок и 2) от существования тонкой полосатости в светлых прослоях.

Светлые полосы то представляют обычное тонкое чередование светлых известковых и темных глинистых полосок, то являются неслоистыми и состоят из брекчиевидной породы, в которой белые комочки, достигающие 2 мм в поперечнике, рассеяны неправильно в серой основной массе.

В серых прослоях видны, как и обычно: а) мелкие черные пятнышки, б) весьма неясные распычатые светлые пятна и комочки карбоната и в) изредка резко очерченные комочкообразные скопления порошкового кальцита.

Ст. 26 — 1925 г.

Восточнее Варны; глубина 210 м.

Образец доставлен в банке с водой. Светлосерый неслоистый мергель с неясно отграниченными от основного фона известковыми пятнами; содержит косточки рыб.

Ст. 10 — 1924 г.

Близ Трапезунда; глубина 473 м.

На продольном разрезе образец представляет серую, известковистую глину, резко полосатую. Полосатость зависит от частого чередования тонких слоев серого глинистого и еще более тонких полосок белого известковистого материала. Известковистые прослоя редко бывают совершенно правильными; обычно можно видеть, что они состоят из тесно прилегающих один к другому округлых, эллиптических или же неправильных хлопьевидных комочков. Эти комочки и хлопья рассеяны в глине и без всякого порядка, иногда неясно от нее отделяясь; местами они залегают в глине в таком количестве, что участки породы имеют вид какого-то микроконгломерата.

Кроме известковых комочков, бинокляр дает возможность обнаружить многочисленные мелкие черные тельца, являющиеся почти микроскопическими конкрециями FeS_2 . Из органических остатков встречены мелкие кусочки полуразложившейся древесины, проникнутой FeS_2 .

Ст. близ Чороха — 1924 г.

У верхней границы глубоководного ила.

Желтовато-серая, неслоистая, слегка песчанистая наощупь глина.

С целью ближайшей характеристики описанных образцов нами произведен ряд определений CO_2 , нерастворимого остатка, потери при прокаливании, органического углерода и азота, а также механические анализы. Результаты этих определений приводятся ниже.

Во всех случаях CO_2 мы пересчитываем на $CaCO_3$. В тех случаях, когда определялась потеря при прокаливании, из нее вычиталось найденное количество CO_2 , C и N; таким образом, цифры, которые в наших таблицах стоят в графе «потеря при прокаливании», отвечают воде, тем элементам органического вещества, которые не были определены при анализе (N + N + O — в одних случаях и N + O — в других), и сере. Под рубрикой «остаток от прокаливании» приводится цифра, полученная при определении этого остатка за вычетом того количества CaO, которое при пересчете CO_2 на $CaCO_3$ вошло в состав последнего.

Механические анализы нами производились двойным образом. Первоначально мы обрабатывали ил слабой (3%) соляной кислотой, и анализу подвергался нерастворимый в этой кислоте остаток; в последующем мы заменили обработку HCl определением CO_2 . В тех случаях, когда анализ

велся по первому способу, мы даем содержание фракций, с одной стороны по отношению к исходной навеске, а с другой — по отношению к неразтворимому остатку. При анализах второго рода отдельно приводятся цифры для карбонатного и бескарбонатного вещества. При вычислении фракций бескарбонатного вещества полученная при пересчете CO_2 на CaCO_3 величина вычиталась из последней, наиболее тонкой фракции анализа.

Анализы выражены в процентах от сухого вещества.

Химические анализы

Ст. 7 — 1926 г.

№ слоя	CaCO_3 (CO_2)	C	N	П. п. п.	Остаток от прокаливании
Слой 1 (известковый ил)	56,82 (25,03)	5,23	—	4,46	33,49
Слой 4 (черный ил) . . .	6,79 (2,99)	20,32	1,43	28,22	43,24

Ст. 8 — 1926 г.

№ слоя	CaCO_3 (CO_2)	C	N	П. п. п.	Остаток от прокаливании
Слой 1 (известковый ил)	63,47 (27,96)	—	—	9,23	27,30
Слой 4 (черный ил)	11,92 (6,67)	17,36	1,33	18,09	51,30
Слой 6 (серая глина) . . .	23,15 (10,20)	0,86	—	4,28	71,71

Ст. 39 — 1926 г.

Серая глина с прослойками известкового ила.

CaCO_3 — 19,24 (CO_2 — 8,48); C — 1,70; потеря при прокаливании — 6,40; остаток от прокаливании — 72,66.

Ст. 54в — 1926 г.

№ слоя	CaCO_3 (CO_2)	C	N	П. п. п.	Остаток от прокаливании
Слой 1 (серая глина с прослойками известкового ила)	30,53 (13,45)	3,27	0,45	5,34	60,38
Слой 2 (серая глина) . . .	14,46 (6,37)	2,09	—	2,97	80,48
Слой 6 (серая глина) . . .	11,44 (5,04)	3,27	0,39	4,59	80,31

Ст. 56а — 1926 г.

Слой 1 — известковый ил

CaCO_3 — 60,95 (CO_2 — 26,85); C — 4,42; потеря при прокаливании — 2,28; остаток от прокаливании — 32,35.

Ст. 57 — 1926 г.

Слой 1 — серая глина

CaCO_3 — 16,12 (CO_2 — 7,10); C — 1,67; потеря при прокаливании — 7,24; остаток от прокаливании — 74,97.

Ст. 57а — 1926 г.

№ слоя	CaCO ₃ (CO ₂)	С	N	П. п. п.	Остаток от прокаливания
Слой 1 (серая глина) . . .	15,98 (7,04)	2,01	—	6,25	75,76
Слой 2 (известковый ил) . .	56,34 (24,82)	4,39	—	3,97	34,66
Слой 3 (серая глина) . . .	17,82 (7,85)	1,51	—	8,54	72,23

Ст. 57в — 1926 г.

Слой 6 — серая глина

CaCO₃ — 17,08 (CO₂ — 7,52); С — 1,57; N — 0,16; потеря при прокаливании — 6,48; остаток от прокаливания — 74,81.

Ст. 69 — 1926 г.

№ слоя	CaCO ₃ (CO ₂)	С	N	П. п. п.	Остаток от прокаливания
Слой 1 (серая глина) . . .	14,26 (6,28)	2,08	0,23	10,04	73,39
Слой 2 (песок)	14,60 (6,43)	0,92	—	2,19	82,29
Слой 4 (известковый ил) . .	61,49 (27,09)	4,93	—	1,84	31,74
Слой 6 (серая глина) . . .	16,09 (7,09)	1,79	—	7,62	74,50
Слой 8 (серая глина) . . .	10,85 (4,78)	2,23	0,33	8,51	78,08
Слой 9 (черный ил)	21,22 (9,35)	13,53	1,16	9,16	54,16

Ст. 18 — 1925 г.

Серая глина с частыми прослоями известкового ила

CaCO₃ — 32,32 (CO₂ — 14,24); С — 2,91; потеря при прокаливании — 4,83; остаток от прокаливания — 53,93.

Ст. 7 — 1925 г.

Слой	CaCO ₃ (CO ₂)	Нерастворимый остаток	Сумма CaCO ₃ и нерастворимый остаток	С	N
Верхняя часть (известковый ил)	72,47 (31,97)	18,42	90,89	—	—
Средняя часть (известковый ил)	66,37 (29,24)	22,47	88,84	3,72	—
Нижняя часть (черный ил)	—	—	—	7,89	0,66

Ст. 15 — 1925 г.

Серая глина с редкими известковыми прослоями

1. CaCO ₃ (CO ₂)	2. Нерастворимый остаток	Сумма 1+2	С	N
7,01 (3,07)	76,48	83,49	2,83	0,38

Ст. 23 — 1925 г.

Серая глина с частыми известковыми прослоями

1. CaCO ₃ (CO ₂)	2. Нераствори- мый остаток	Сумма 1+2	С	Н
33,25 (14,65)	51,80	85,05	3,27	0,48

Ст. 10 — 1924 г.

Серая глина с частыми тонкими известковыми прослоями

1. CaCO ₃ (CO ₂)	2. Нерастворимый остаток	Сумма 1+2	С	Н
14,31 (6,30)	65,09	79,40	2,42	0,54

Ст. 26 — 1925 г.

Неслоистый мергель

1. CaCO ₃ (CO ₂)	2. Нераствори- мый остаток	Сумма 1+2	С	Н
56,27 (24,79)	34,90	91,17	2,35	0,54

Механические анализы

(По способу Сабанина)

Ст. 54в — 1926 г.

Слой 1 — переход от серой глины к известковому илу
CaCO₃ — 26,91% (CO₂ — 11,90%)

Диаметр частиц, мм	Карбонатное вещество, %	Бескарбонатное вещество, %
>0,25	0,08	1,11
0,25—0,05	7,77	10,63
0,05—0,01	14,83	20,28
<0,01	76,60	67,98
	100,00	100,01

Слой 6 — серая глина
CaCO₃ — 11,44 (CO₂ — 5,04)

Диаметр частиц, мм	Карбонатное вещество, %	Бескарбонатное вещество %
>0,25	1,62	1,83
0,25—0,05	3,21	3,63
0,05—0,01	11,39	12,86
<0,01	83,76	81,68

Ст. 69 — 1926 г.

Слой 1 — серая глина
 CaCO_3 — 14,26% (CO_2 — 6,28%)

Диаметр частиц, мм	Карбонатное вещество, %	Бескарбонатное вещество, %
>0,25	0,43	0,50
0,25—0,05	1,43	1,66
0,05—0,01	8,90	10,38
<0,01	89,23	87,45

Слой 2 — песок
 CaCO_3 — 14,60% (CO_2 — 6,43%)

Диаметр частиц, мм	Карбонатное вещество, %	Бескарбонатное вещество, %
>0,25	0,68	0,80
0,25—0,05	6,40	7,50
0,05—0,01	54,21	63,49
<0,01	38,69	28,21

Слой 8 — серая глина
 CaCO_3 — 11,12% (CO_2 — 4,90%)

Диаметр частиц, мм	Карбонатное вещество, %	Бескарбонатное вещество, %
>0,25	0,10	0,11
0,25—0,05	3,82	4,30
0,05—0,01	12,59	14,17
<0,01	83,49	81,42

Ст. 7—1925 г.

Песок
 Анализы нерастворимого остатка

Диаметр частиц, мм	На исходное вещество, %	На нерастворимый остаток, %
>0,25	0,59	0,77
0,25—0,05	26,97	35,33
0,05—0,01	36,55	47,88
<0,01	11,89	15,57
	76,00	99,54

Анализы нерастворимого остатка

Ст. 15—1925 г.

Ст. 10—1924 г.

Диаметр частиц, мм	От исходного вещества, %	От нерастворимого остатка, %	От исходного вещества, %	От нерастворимого остатка, %
>0,05	1,77	2,35	1,02	1,46
0,05—0,01	11,20	14,89	4,78	6,87
<0,01	62,22	82,76	63,78	91,67
	75,22	100,00	69,58	100,00

Анализы нерастворимого остатка

Ст. 23—1925 г.

Ст. 26—1925 г.

Диаметр частиц, мм	От исходного вещества, %	От нерастворимого остатка, %	От исходного вещества, %	От нерастворимого остатка, %
>0,05	0,38	0,73	4,40	12,80
0,05—0,01	3,17	6,12	1,09	3,10
<0,01	48,25	93,15	29,41	84,10
	51,80	100,00	34,90	100,00

V

Уже самое беглое знакомство с этими описаниями показывает, что глубоководные отложения Черного моря принадлежат к типу, до сих пор не наблюдавшемуся на дне современных морей и известному нам исключительно по геологическим разрезам.

Наиболее резко бросающейся в глаза и характерной особенностью этих отложений является их резкая и многообразная слоистость, которая проявляется двояким образом. Прежде всего мы видим в колонках чередование более или менее мощных слоев резко различного петрографического характера, это — макрослоистость. Затем внимательное изучение колонок при помощи лупы или микроскопа обнаруживает в пределах каждого слоя еще другую, чрезвычайно тонкую слоистость или микрослоистость.

Макрослоистость обуславливается периодической сменой четырех основных петрографических разновидностей глубоководного ила: серой глины, известкового ила, известково-диатомового ила, черного ила и песка, которые мы опишем каждый в отдельности.

СЕРАЯ ГЛИНА

Во влажном состоянии серая глина представляется почти черной, но по мере высыхания приобретает все более и более светлую окраску, и сухой ил окрашен в серый и светлосерый цвет. Одни из образцов серой глины в сухом состоянии довольно мягки и в небольших кусочках легко

растираются в порошок между пальцами; другие, наоборот, настолько тверды, что при разрезании их ножом приходится употреблять большое усилие.

Нередко глина бывает лишена всяких следов слоистости и представляет однородную серую массу. В других случаях, почти исключительно в плотных разностях серой глины, при внимательном рассматривании тщательно выглаженных продольных разрезов колонок при помощи лупы или, лучше, бинокулярного микроскопа в глине удается обнаружить чрезвычайно тонкую слоистость. Последняя обуславливается тонким чередованием серых глинистых полосок с тончайшими прожилками более темного, почти черного, богатого органическим веществом сапропелевого материала. Обычно эти черные прожилки прерывистые и нередко волнистые и изогнутые. В некоторых образцах эта слоистость вполне отчетлива, и представляется возможность сосчитать количество слоев на единицу длины: обычно на миллиметр приходится около 10 черных и серых полосок.

Невооруженным глазом на распилах колонок можно видеть мелкие белые точки, которые при микроскопическом исследовании на тонких шлифах оказываются комочкообразными или линзообразными скоплениями порошкообразного кальцита. По Андрусову (1892), комочки эти в свежем илу по консистенции своей напоминают кусочки сала и легко отделяются от ила при промывании последнего в кисейном мешочке.

Обычно количество белых точек в глине очень невелико, но в некоторых случаях они переполняют породу, будучи рассеяны в ней без всякого порядка. При достаточном увеличении на распилах и в особенности на тонких шлифах можно убедиться, что порошкообразный кальцит присутствует в глине не только в виде упомянутых выше резко очерченных комочков, но образует также очень неясные, расплывчатые пятна и, наконец, рассеян в ней довольно равномерно.

Кроме кальцита, к талассогенным минеральным образованиям серой глины принадлежит еще пирит. На шлифах и в продуктах отмучивания можно видеть то в умеренном, то в очень большом количестве шарики этого минерала, имеющие диаметр обычно около 0,01 мм. Шарики эти то залегают свободно в глине, то выделяются внутри скорлупок диатомей и фораминифер, то, наконец, в ячейках сеточек, украшающих скорлупки диатомовых. Иногда можно встретить скорлупки *Coscinodiscus* и других диатомей, в каждой ячейке поверхности которых сидит по зернышку пирита. Реже, чем отдельные шарики, встречаются сростки последних, имеющие иногда весьма прихотливую форму. В одном-двух случаях в таких сростках приходилось наблюдать, как шарики превращаются в миниатюрные кубики. В одном из препаратов Н. И. Андрусова (материал 1890 г.) обнаружены довольно крупные пластинчатые сростки пирита.

Наконец, следует упомянуть, что в серой глине не особенно редко попадаются и очень мелкие зерна глауконита. Мы склонны думать, что они происходят с берега, а не являются первичными.

Содержание CO_2 в 11 исследованных типичных образцах серой глины колеблется в узких пределах от 4,78 до 10,20%, что отвечает колебанию CaCO_3 от 10,85 до 23%. За среднее содержание CO_2 можно принять 7% и CaCO_3 —16%. Учитывая, что CaCO_3 в серой глине, повидимому, почти целиком принадлежит к порошковатой его разности, являющейся, по современным воззрениям, продуктом жизнедеятельности денитрифицирующих и других выделяющих CaCO_3 бактерий, мы можем принять приведенные сейчас цифры за показатель участия этих организмов в образовании серой глины.

Роль, которая принадлежит в образовании серой глины десульфорирующим бактериям, мы можем оценить по количеству пирита.

Полные анализы серой глины, которые будут опубликованы нами в отдельной статье, дают для FeS_2 цифры от 2,06 до 2,44 %.

Содержание органического углерода, которое выражает участие в образовании типичной серой глины трупов планктонных организмов, колеблется при 10 определениях от 0,86 до 3,27 %, при среднем содержании 1,9 %. Указанные крайние цифры встречаются редко, и если их откинуть, то для 8 образцов содержание углерода меняется всего от 1,51 до 2,23 %, при среднем 1,87 %.

Отношение количества углерода к количеству азота колеблется от 6 до 8. Если принять, что органическое вещество, заключающееся в серой глине, имеет приблизительно тот же состав, что и органическое вещество озерного сапропеля, в котором углерод составляет около 58 %, то в среднем серая глина должна заключать около 3 % органического вещества.

Из полных анализов серой глины видно, что около 1,3 % кремнекислоты находится в ней в легко растворимой форме и переходит в содовую вытяжку. Если принять, что эта кремнекислота принадлежит скелетным образованиям диатомей, губок и пр., то участие кремневых организмов в образовании серой глины мы можем принять равным 1,3 %.

Для определения роли, которая принадлежит в формировании серой глины терригенным частицам, мы не имеем сколько-нибудь точного метода, но с известным приближением об этом можно судить по количеству нерастворимого в слабой HCl остатка и по количеству остатка от прокаливания, если из него исключить CaO , принадлежащий CaCO_3 . Принимая за терригенные частицы нерастворимый остаток, мы делаем ошибку, потому что HCl растворяет силикаты и не затрагивает органическое вещество, пирит и кремнезем скелетных образований. В остатке от прокаливания органическое вещество отсутствует, равно как и сера пирита, но железо последнего и органогенный кремнезем остаются. Два определения нерастворимого остатка дали один и тот же результат 75,22 и 76,48 %. Весьма близкие цифры дают и определения остатка от прокаливания, который составляет от 71,71 до 80,48 % серой глины при среднем содержании около 76 % (из 11 определений).

Приведенные цифры позволяют следующим образом выразить состав серой глины (в %).

Терригенные частицы	75
Бактериальный кальцит	16
Бактериальный пирит	2,5
Органогенный кремнезем	1
Органическое вещество	3

97.5

Механические анализы показывают, что терригенная часть серой глины в главной своей массе состоит из частиц менее 0,01 мм. В огромном большинстве случаев количество частиц менее 0,01 мм превышает 80 % и достигает до 90 %, считая от бескарбонатного вещества или от нерастворимого остатка. Частицы диаметром больше 0,25 мм нигде не превышают 2 %, и часто их содержание оказывается меньше одного процента.

При изучении под микроскопом фракции меньше 0,01 мм можно убедиться, что она состоит из чрезвычайно тонко раздробленных зерен разнообразных минералов, а отнюдь не из глины в минералогическом смысле этого слова. Минералогического анализа частиц нами не производилось,

так как труд этот взял на себя Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Химический состав серой глины будет рассмотрен в отдельной статье.

ИЗВЕСТКОВЫЙ ИЛ

(Табл. II, рлс. 1, 2)

Вторая разность глубоководных отложений, известковый ил, в типичных образцах представляет в сухом состоянии весьма тонкослоистый мергель грязнобелого цвета¹. Слоистость породы обуславливается тончайшим чередованием белых и темных полосок. Число этих полосок на протяжении одного сантиметра доходит до 70 и 100, но толщина их обычно сильно варьирует. В большинстве случаев толщина белых полосок больше, чем серых, но очень часто и те и другие бывают настолько тонки, что с трудом поддаются счету. Белые полоски никогда не бывают ограничены ровными плоскостями, но обычно вздуваются, утончаются и часто имеют четковидное строение. Кроме того, полоски всегда почти обнаруживают слабые волнистые изгибы. Под микроскопом на тонких шлифах видно, что белые полоски состоят из порошкообразного CaCO_3 , для которого в последнее время предложено название дрюита (Twenhofel, 1926).

Диаметр зерен, образующих порошок, не превышает 3 μ и очень часто бывает меньше 1 μ . Зернышки эти, тесно прилегая одно к другому, образуют обычно эллипсоидальные комочки, вытянутые по слоистости. Длинная ось комочков имеет обычно от 0,15 до 1,5 мм, а короткая — от 0,03 до 0,44 мм. Располагаясь друг около друга, комочки эти слагают белые прослойки. Реже последние состоят из сплошных прослоек дрюита до 0,5 мм толщиной, то утолщающихся, то утончающихся почти до пережидания. Внутри известковых комочков и прослоев встречаются в небольшом количестве шарики пирита.

Темные полоски на тонких шлифах имеют обычно от 0,02 до 0,08 мм толщины и состоят из глинистого вещества, богатого органическим веществом и шариками пирита. Соответственно со строением известковых прослоев разделяющие их сапропелево-глинистые полоски бывают часто очень прихотливо изогнутыми.

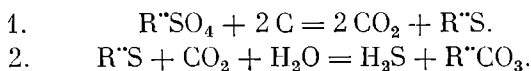
В более редких случаях слоистость мергелей является очень неправильной в силу того, что известковые прослойки прихотливо изгибаются, выклиниваются и распадаются на составляющие их комочки. Наконец, изредка встречаются мергели, в которых комочки углекислой извести расположены тесно, но без всякого порядка. Порода в таких случаях имеет вид своеобразной известковой микробрекчии.

Содержание CO_2 было определено в 7 образцах известкового ила и колеблется от 24,82 до 31,97%, что отвечает колебаниям в содержании CaCO_3 от 56,34 до 72,47%. Среднее содержание CO_2 27,42% и CaCO_3 62,22%. Таким образом, углекислый кальций является главной составной частью известкового ила.

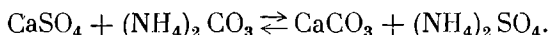
Еще Андрусов (1892) и Мёррей (Murraу, 1900) показали, что CaCO_3 в глубоководных отложениях Черного моря лишь в очень малой степени может быть связан с известковыми скелетными образованиями организмов, которые в этих осадках играют совершенно ничтожную роль, что его образование следует приписывать химическим и биохимическим процессам, идущим на дне моря. Считать это явление простым физико-химическим процессом, мне кажется, мы не имеем никаких оснований. По Вогану

¹ Экспедицией 1890 г. известковый слоистый ил был встречен только в одном пункте.

(Vaughan, 1917), выделение CaCO_3 из раствора может совершаться под влиянием: 1) увеличения концентрации раствора за счет испарения воды, 2) при потере CO_2 , находящейся в воде, в атмосферу, 3) при поглощении углекислоты растениями и 4) при потере CO_2 вследствие повышения температуры. Все эти условия на дне Черного моря, очевидно, осуществиться не могут. Обычно образование CaCO_3 в илу Черного моря связывают с жизнедеятельностью тех же десульфурующих бактерий, которые являются причиной выпадения сернистого железа. Схема этого процесса выражается двумя следующими уравнениями:



Исследования последних лет (Православлев, 1924; Drew, 1914; Vaughan, 1917) заставляют иначе толковать рассматриваемые явления, так как работами Дрю прочно установлено обильное выделение порошкообразного кальцита в процессе жизнедеятельности денитрифицирующих бактерий. Так как этими бактериями выделяется, между прочим, NH_3 , то выпадение CaCO_3 можно объяснить, с одной стороны, отнятием при действии аммония углекислоты от бикарбонатов, находящихся в растворе в морской воде, после чего CaCO_3 не может уже удерживаться последней, а с другой — действием NH_3 в присутствии CO_2 и H_2O на CaSO_4 , растворенный в морской воде, хотя бы по известному уравнению



Так как исследованиями Исаченко присутствие денитрифицирующих бактерий установлено во всех образцах черноморского ила, то мы могли бы смело считать жизнедеятельность этих организмов за причину образования порошкообразного кальцита. От окончательного решения этого вопроса приходится, однако, воздержаться, так как, с одной стороны, осаждение CaCO_3 наблюдается при жизнедеятельности весьма различных бактерий, выделяющих NH_3 , а с другой — и самая работа денитрифицирующих форм еще не вполне выяснена (Twenhofel, 1926).

Количество пирита было определено всего в одном образце и оказалось равным 2,58%.

Органическое вещество содержится в известковом илу в большом количестве, нежели в серой глине. В пяти определениях содержание органического углерода колеблется от 3,72 до 5,23%, при среднем 4,54%. Принимая попрежнему, что углерод составляет около 58% органического вещества, мы получим, что среднее содержание последнего в известковом илу равно 7,8%.

Остаток от прокаливания в пяти изученных образцах известкового ила колеблется в узких пределах: 27,30—34,66%, при среднем около 32%.

Нерастворимый остаток в двух особенно богатых CaCO_3 образцах оказался равен 18,42% (31,97% CO_2) и 22,47% (29,24% CO_2).

Содержание растворимой Na_2CO_3 кремнекислоты в одном определении равно 1%.

Из этих данных состав известкового ила можно представить себе следующим образом:

Терригенные частицы	%
Бактериальный CaCO_3	31
Бактериальный FeS_2	62
Бактериальный FeS_2	2,4
Органогенная SiO_2	1
Органическое вещество	8

104,4

В типичных образцах серая глина весьма резко отличается от известкового ила, но нередко можно встретить и такие разности глубоководных отложений, которые образуют переход от одного типа осадка к другому.

В общем эти переходные разности представлены серой глиной с более или менее многочисленными и более или менее тонкими прослоями известкового материала. В одних случаях известковые прослойки являются очень тонкими, почти линейными; расположены они то на значительном расстоянии одна от другой, то довольно тесно сближены. В других образцах прослойки известкового ила имеют уже значительную толщину.

Содержание CO_2 в таких переходных образованиях колеблется при пяти определениях от 6,30 до 14,65% и углекислого кальция от 14,31 до 33,25%. Параллельно с увеличением содержания CaCO_3 увеличивается в переходных от серой глины к известковому илу разностях осадков и содержание органического вещества. Для органического углерода крайними цифрами в пяти изученных образцах являются 1,70 и 3,41%, а среднюю — 2,74%. Среднее содержание остатка от прокаливания 64% (при трех определениях) и нерастворимых в соляной кислоте частиц 62% (при трех определениях).

ИЗВЕСТКОВО-ДИАТОМОВЫЙ ИЛ

(Табл. II, рис. 4)

Диатомовый или известково-диатомовый ил был встречен только на одной станции № 6 — 1926 г. В сухом состоянии это легкая, почти белая порода, очень похожая на трепел. Настоящей слоистости в породе не существует, но через неправильные промежутки в илу увеличивается содержание органического вещества, что обуславливает появление в нем серых полосок.

Под микроскопом на тонком шлифе видно, что порода состоит главным образом из капсул пелагических диатомовых, среди которых главная роль принадлежит *Coscinodiscus* и др., и из известкового цемента. Нередко встречаются отдельные шарики и сростки шариков пирита.

Содержание CaCO_3 в различных участках породы колеблется от 20,68 (CO_2 — 9,11%) до 60,68% (CO_2 — 26,81%).

ЧЕРНЫЙ, САПРОЦЕЛЕВЫЙ ИЛ

(Табл. II, рис. 3)

Третьей главнейшей разностью черноморских глубоководных отложений является черный, сапроцелевый ил.

В свежем, насыщенном водой состоянии черный ил представляет совершенно черную, чрезвычайно вязкую и клейкую массу, ничем не отличающуюся от озерного сапропеля. При потере большей части воды ил становится, как и озерный его аналог, упругим, а при полном высыхании превращается в темносерую или черную, не размокающую в воде, хрупкую и очень твердую породу. Объем осадка при высыхании очень сильно уменьшается. На распилах колонок в сапроцелевом илу заметна чрезвычайно тонкая слоистость, зависящая от чередования черных и сероватых полосок.

На прозрачных шлифах под микроскопом видно, что черный ил состоит из чередования глинисто-сапроцелевых полосок, имеющих от присутствия большого количества органического вещества желтовато-зеленоватую окраску, с полосками известковыми. Последние состоят из таких же

эллипсоидальных комочков порошкообразного кальцита, какие были описаны выше для известкового ила. Известковые полоски в черном илу значительно тоньше, чем в известковом, а глинисто-сапропелевые — толще, нежели в последнем. В изобилии в породе встречаются шарики пирита.

Содержание углекислоты, углекислого кальция, органического углерода и остатка от прокаливания (за вычетом CaO карбоната) в трех ближе изученных образцах приведено в следующей таблице:

№ станции	$\text{CaCO}_3(\text{CO}_2)$	C (органическое вещество)	Остаток от прокаливания
7—1926 г. . . .	6,79 (2,99)	20,32 (35%)	43,24
8—1926 г. . . .	11,92 (6,67)	17,36 (30%)	51,30
69—1926 г. . . .	21,22 (9,35)	13,53 (23%)	54,16

ПЕСКИ

Значительно меньшую роль, нежели описанные сейчас разности ила, играют в строении глубоководных отложений Черного моря пески, встреченные на ст. 39 — 1926 г., 56а — 1926 г., 69 — 1926 г. и на ст. 7 — 1925 г.

На ст. 39, которая лежит на пути нижнего босфорского течения, песок образует только тонкие, но многочисленные прожилки, как бы присыпку на плоскостях наслоения глин, и содержит многочисленные мелкие обломки раковин моллюсков, скопляющиеся нередко в таком количестве, что образуются весьма тонкие прослоечки раковинной дровы. В остальных пунктах песок образует прослой до 2 см толщиной.

Песок серый, слюдистый, тонкослоистый и тонкозернистый. Содержит прожилки комочков углекислого кальция. Приведенные выше механические анализы показывают, что главная масса частиц породы приходится на зерна от 0,05 до 0,01 мм диаметром. Количество частиц более 0,25 мм ничтожно. Форма зерен в большинстве случаев угловатая, но нередко попадаются и слегка обтертые песчинки.

Из органических остатков песок в изобилии содержит эмбриональные раковинки пелеципод и фораминиферы (*Rotalidae*).

VI

Из описанных выше четырех типов глубоководных отложений на поверхности дна моря, как образования современного геологического момента в буквальном смысле этого слова, встречены пока только серая глина, известковый ил, с переходными разновидностями этих осадков, и известково-диатомовый ил. В географическом распределении этих осадков имеется, повидимому, совершенно определенно выраженная закономерность.

Область распространения типичного известкового ила занимает среднюю часть западного расширенного участка Черноморского бассейна. Область эта довольно хорошо оконтуривается станциями № 7, 8, 52, 56а, 56в — 1926 г. и ст. № 7 — 1925 г. экспедиции Шокальского и ст. № 48 и 45 экспедиции «Черноморца» — 1890 г., для которых в статье Мёррен известен определения количества CaCO_3 .

Известково-диатомовый ил найден в средней части занятой известковым илом площади.

Типичная серая глина и серая глина с небольшим числом тонких прослоек карбоната, содержащая не свыше 18—19% CaCO_3 , отлагается, с одной стороны, по периферии глубинной впадины Черноморского бассейна (1926 г.— ст. 39; 1925 г.— ст. 14, 10 у устья Чороха, 15, 20; 1890 г.— ст. 11, 18, 34), а с другой — в средней, суженной части моря между Крымским полуостровом и соответствующим ему выступом малоазиатского берега (1926 г.— ст. 57, 57а, 57в, 69; 1890 г.— ст. 25).

Переходного типа осадки — серая глина с многочисленными и довольно толстыми прослойками известкового ила и с содержанием CaCO_3 от 20 до 35% в западной части моря обнаружены как по южной (ст. 23—1925 г.), так и по северной (ст. 54в — 1926 г.) окраине площади, занятой известковым илом. В восточных частях бассейна такого типа осадки найдены были западнее полосы, занятой типичной серой глиной (1925 г.— ст. 18; 1890 г.— ст. 35, 40). По аналогии с западным участком мы можем предполагать, что в средних частях восточного участка моря, пока еще не исследованных, отлагается известковый ил, к периферии которого и приурочиваются эти переходные образования.

Легко видеть, что известковый ил отлагается в тех частях дна Черного моря, которые наиболее удалены от берегов. Из пунктов его нахождения ближе всего к берегу расположена ст. 56а — 1926 г., но и она лежит приблизительно в 90 км от Крыма; остальные станции расположены на 100 и больше километров от материка. От устья больших рек, как Дунай и Днепр, станции, доставившие известковый ил, удалены на 150 км и более. Все это заставляет нас думать, что образование известкового ила объясняется не особенно интенсивной деятельностью выделяющих CaCO_3 бактерий в районе его распространения, а весьма малым приносом сюда обломочного материала с суши. Минимум обломочных частиц отлагается в районе развития известково-диатомового ила.

Нам представляется вероятным, что интенсивность выделения CaCO_3 остается приблизительно одинаковой на всей площади дна глубокой части моря, но количество обломочных частиц, приносимых на дно с суши, изменяется в зависимости от удаленности берегов и от распределения поверхностных течений, переносящих эти обломочные частицы.

Правильность наших соображений подтверждается следующими данными. Вероятно, без большой ошибки можно принять, что количество органического вещества, приносимого на дно в виде трупов планктонных организмов, для удаленных от берега частей моря является приблизительно величиной постоянной. Мы можем принять это количество за единицу и посмотреть, в каком отношении к нему находятся терригенный материал и бактериогенный CaCO_3 .

	Серая глина	Известковый ил
Органическое вещество	1	1
Терригенные частицы	25	4
CaCO_3	5	8

Цифры эти показывают, что при переходе от серой глины к известковому илу количество CaCO_3 по отношению к органическому веществу увеличивается всего в полтора раза, тогда как количество обломочных частиц уменьшается в шесть раз.

Приуроченность серой глины к периферическим частям глубинной области представляется с нашей точки зрения вполне естественной, но присутствие ее в центральных частях черноморской котловины требует для своего объяснения существования особых условий переноса терригенного материала. В самом деле, станции № 57, 57а, 57в и 69, доставившие

типичную серую глину, расположены столь же далеко от берега, как и ст. 6, 56а, 56в (1926 г.) и 7 (1925 г.), в которых найден вполне типичный известковый ил, и это можно объяснить, только предположив, что в отношении приноса терригенных частиц первая группа станций находится в иных условиях, нежели вторая.

Вполне естественным наблюдаемое распределение осадков станет тогда, когда мы примем существование течения, пересекающего среднюю часть моря в меридиональном направлении и относящего здесь продукты разрушения суши дальше от берега, нежели это имеет место в восточном и западном участках моря. Существование такого течения, как известно, принимается Н. М. Книповичем и другими гидрологами.

VII

Наблюдениями Н. И. Андрусова в свое время было установлено, что в области крутого уступа, которым отделяется центральная котловина дна Черного моря от прибрежной мелководной полосы, на глубине приблизительно от 100 до 400 морских саженей (183—730 м), кое-где встречаются раковины не живущих в настоящий момент в Черном море моллюсков каспийского типа — *Dreissensia polymorpha*, *D. rostriformis* var. *distincta*, *D. crassa*, *Monodacna pontica*, *Didacna* sp., *Micromelania caspia*, *Clesinia* sp., *Neritina* sp. Андрусов предположил, что «раковины эти жили прежде на дне Черного моря, незадолго перед наступлением в нем современных условий и в настоящее время представляют лишь памятники прежнего его состояния».

То же явление обнаружено было и Зерновым, который нашел ископаемые формы моллюсков близ южного берега Крыма. В пяти пунктах, затем, «на ряде станций у берегов Румынии и Болгарии, но очень мало по северному побережью Кавказа». Часть этих находок была сделана на очень малых глубинах — у мыса Чауда на $9\frac{3}{4}$ морских саженей (18 м). «Нахождение нами, — говорит Зернов, — ископаемых моллюсков в самом большом количестве как раз на таких станциях, где драга, как, например, у Меганомы, со 108 саж. (197 м) в течение 10 минут переходит на 47 саж. (86 м) или у Алушты с 89 саж. (150 м) — на 46 саж. (84 м), как бы заставляет думать о присутствии в море в данном месте крупных обрывов. Висевшая горизонтально драга, не доходявшая до дна, часто сразу упиралась как бы в вертикальную стену, и через несколько минут нам уже стоило большого труда тянуть ее как бы вдоль такой отвесной стены, и, измеряя глубину в момент отделения драги от грунта, мы находили под собой столб воды вдвое и втрое меньше, чем в начале драгажа. С другой стороны, нахождение тех же ископаемых-моллюсков на очень мелких глубинах, среди сравнительно хорошо развитой жизни и быстро идущих современных процессов отложения, во всяком случае заставляет нас полагать, что тем или иным путем эти моллюски сюда занесены (течениями? волнами?), а не лежат на своем месте со времени конца третичной эпохи».

В материале экспедиции Шокальского имеется всего один образец породы с ископаемыми-моллюсками, взятый в 1925 г. восточнее Босфора с глубины 558 м.

Образец состоит из неслоистой светлосерой, весьма плотной глины, содержащей *Dreissensia*, *Micromelania* и обломки раковин карид. На продольных разрезах колонки в глине видны неясные, расплывчатые пятна и комочки карбоната. Под микроскопом можно видеть многочисленные мелкие шарики пирита.

CaCO_3 глины содержит 19,22% (CO_2 — 8,47%) и нерастворимого остатка 70,81%. Механический анализ нерастворимого остатка дал следующие результаты (в %):

Диаметр частиц, мм	От исходного вещества	От нерастворимого остатка
>0,05	2,99	4,35
0,05—0,01	17,64	25,58
<0,01	48,42	70,21
	69,06	100,14

Со стороны механического состава глина несколько отличается от обычных глубоководных осадков большим содержанием частиц от 0,05 до 0,01 мм, но отличие это нельзя, конечно, считать существенным. Резко отличают ее от ее современных черноморских осадков, кроме присутствия раковин упомянутых выше моллюсков, 1) отсутствие мелких фораминифер и 2) почти полное отсутствие игол губок и капсул диатомей, во множестве встречающихся во всех образцах глубоководного ила.

Все это, вместе взятое, заставляет считать, что современные осадки на ст. № 13 не отлагаются и что здесь дно моря состоит из осадков бассейна с каспийской фауной, предшествовавшего современному Черному морю.

Сопоставляя указания Зернова и Андрусова о характере дна в пунктах нахождения ископаемых моллюсков, мы можем прийти к заключению, что в области уступа, ограничивающего центральную котловину, склоны бывают нередко столь круты, что осадки здесь не могут удерживаться, и дно сложено выходами более древних пород. Иными причинами объясняется, конечно, нахождение ископаемых форм в мелких, прибрежных частях моря, например у Чауды, где на берегу обнажаются верхнеплиоценовые породы. Здесь ископаемые раковины вымываются волнами из террасовых отложений, переносятся на большее или меньшее расстояние от берега и вторично погребаются вместе с современными формами в песчаных и иловатых осадках.

VIII

Переходим теперь к выяснению причин, обуславливающих появление в осадках Черного моря слоистости, которая так резко отличает их от отложений других морей.

Как известно (Andrée, 1915, 1920; Philippi, 1908; Semper, 1916), в колонковых образцах осадков, добытых в различных пунктах дна Атлантического, Индийского и Тихого океанов и Северного моря, явления слоистости наблюдались неоднократно. Наичаще они проявляются в том, что в глубоких частях ила уменьшается содержание CaCO_3 , и глобигериновый ил книзу переходит в красную океаническую глину, диатомовый ил, синий ил или в осадки с примесью ледникового материала. Известны случаи перехода диатомового ила книзу в ил с ледниковым материалом. В более редких случаях наблюдается перекрытие глобигеринового ила красной глиной или «песком глубокого моря», а также чередование слоев красной глины и глобигеринового ила. В Северном море билокулиновая глина лежит между слоями ила, почти или вовсе лишенного CaCO_3 , и т. д.

Все эти явления, представляя сами по себе глубокий геологический интерес, имеют в то же время очень мало общего с тем чрезвычайно распространенным в геологических образованиях типом слоистости, который

выражается в многократном повторении двух или трех пород, правильно сменяющих одна другую. Примером такой слоистости могут служить сантонские и верхнесенонские отложения Поволжья, в которых глины правильно чередуются с мергелями и опоками, но наиболее резко проявляется она в отложениях геосинклинальных областей, где нередко можно наблюдать сто- и тысячекратное повторение слоев глины, мергеля, известняка, кремнистых пород и т. д. В Крымско-Кавказской области такой тип слоистости существует в меловом и палеогеновом флише, в миоценовых отложениях и др. В Западной Европе классические примеры повторяемости мергелей, известняков, глин и кремнистых пород можно найти в силурийских отложениях Скандинавии, в юрских и меловых образованиях Альп и Юрской цепи, Германии и др.

Другим весьма распространенным типом слоистости осадочных пород, не известным в современных морских отложениях, является тончайшая слоистость или сланцеватость некоторых, на первый взгляд совершенно однородных, глин, сланцев и известково-мергельных пород. С наибольшей отчетливостью явление это выступает также в осадках геосинклинальных областей, например в олигоценовых глинах Кавказа (майкопские слои), Крыма, Карпат и Альп, в силурийских сланцах Бретани, во многих горючих сланцах и т. д.

Еще в начале 90-х годов прошлого столетия И. Вальтер (Walther, 1893—1894) высказал мысль, что ни одна геологическая проблема не может сравниваться по своему значению с вопросом о происхождении слоистости, и эти слова не потеряли значения и в настоящее время. Несмотря на все успехи изучения осадочных пород, вопрос о происхождении их слоистости в большинстве случаев обходится молчанием, и это странное явление находит себе естественное объяснение в том, что геологи не располагают сравнительным материалом из современного геологического момента. Ненахождение в осадках современных морей аналогов рассматриваемых явлений привело, между прочим, Дакэ (Dacqué, 1926) к чрезвычайно странному выводу, что факторы, обуславливавшие в прошлом явления циклической слоистости, как мы будем называть ее в дальнейшем, в настоящее время на земной поверхности не действуют. Исходя из этого положения, Дакэ полагает, что в изучении слоистости мы вообще припуждены отказаться от сравнительно-литологического метода.

Тонкая слоистость пород еще со времен известных работ де Геера (de Geer) объясняется годовыми периодическими колебаниями в условиях осадочного процесса. Что касается до явлений циклической слоистости (Repetitionsschichtung немецких авторов), то в отношении ее генезиса существуют две резко различные точки зрения.

Представителем одной из них является Филиппи (Philippi, 1908), которому мы обязаны наиболее подробным изучением вопроса о слоистости современных океанических отложений. «Исследования «Гаусса», — говорит Филиппи, — показали, что слоистость новейших осадков определяется частично изменениями важных климатических факторов, частично тектоническими движениями (Krustenbewegungen). Третьего момента, помимо, не существует. Для большинства ископаемых слоев остается установить, какая из двух причин имела место в каждом отдельном случае».

«Особенно отчетливо и равномерно выступает слоистость в тех породах, которые образуются в геосинклиналях... В геосинклиналях слоистость определяется в первую очередь тектоническими движениями; играют ли какую-либо роль климатические факторы, еще не установлено. Крайне правильное чередование слоев одинаковой мощности свидетель-

ствует о периодичности процесса погружения, приводящего к образованию геосинклиналей».

Большинство геологов, занимавшихся вопросом о слоистости пород, стоит на точке зрения Филиппи.

Совершенно иначе смотрит на происхождение циклической слоистости Альберт Гейм (Heim, 1909₁, 1909₂; Philippi, 1908). Не входя в подробности, мы упомянем только, что, по мнению этого автора, рассматриваемое явление объясняется не периодическими колебаниями в приносе в море терригенных частиц, а периодичностью в выделении химических и биохимических известковых и кремнистых осадков из морской воды.

Образцы глубоководного ила, добытые со дна Черного моря экспедицией Шокальского, показывают, что как тонкая слоистость глинистых и известковых пород, так и слоистость, обусловленная правильным чередованием пород различного петрографического состава, существует и в отложениях современных геосинклинальных бассейнов. Учитывая геологическое значение этого явления, мы должны на нем остановиться с особенными подробностями.

Обратимся прежде всего к тонкой слоистости.

В верхнем, современном слое осадка слоистость эта наблюдается во всех типичных образцах известкового ила. В типичной современной серой глине тонкая слоистость, как правило, отсутствует и наблюдалась только раз на ст. 57в (1926 г.), и притом в очень неясной форме. Весьма отчетливо заметны явления тонкой слоистости в серой глине переходного глинисто-мергельного осадка ст. 54в (1926 г.). Гораздо чаще рассматриваемый тип слоистости встречается в нижних прослоях серой глины: на ст. 57а он наблюдался в слоях 4 и 6, на ст. 57в — в слоях 3 и 6 и на ст. 69 — в слое 8.

Таким образом, оказывается, что тонкая слоистость наиболее отчетливо проявляется в области распространения известкового ила, т. е. там, где принос терригенных частиц является наименьшим. Что касается до серой глины, то тонкая слоистость обнаружена только в тех образцах современного осадка этого типа, которые были взяты в непосредственной близости к области распространения известкового ила, т. е. там, где принос обломочного материала также является малым. Глины периферических частей глубоководной области, отлагающейся в районе, куда обломочные частицы попадают в избытке, всегда являются неслоистыми.

В серой глине тонкая слоистость обуславливается чередованием тонких слоев материала, то более, то менее богатого органическим веществом и потому имеющих то серую, то почти черную окраску. Черные, сапропелевые слои всегда имеют меньшую толщину и на распилах колонки часто представляются в виде тонких, прерывающихся линий.

Вполне очевидно, что рассматриваемое явление зависит от периодичности в осаждении богатого органическим материалом ила, которую можно объяснить трояким путем.

Во-первых, можно думать, что обломочный, глинистый материал отлагается в каждом данном участке дна с одинаковой скоростью, но количество падающего вместе с ним органического вещества испытывает периодические колебания в зависимости от периодичности в развитии и гибели иланктозных организмов.

Второй возможной причиной является периодическое увеличение и уменьшение приноса на дно обломочного материала при одинаковом количестве падающего в единицу времени органического вещества. Наконец, возможно одновременное действие обеих причин, взаимно усиливающих одна другую: через правильные промежутки времени количество мине-

ральной мути, достигающей дна, уменьшается, а количество органического вещества в то же самое время возрастает.

Из работы Зернова (1913) мы знаем, что в развитии планктона в Черном море имеется резко выраженная периодичность: с весны по осень планктон является относительно богатым и разнообразным, зимой же очень бедным. В связи с этой периодичностью, мне кажется, и можно поставить периодичность в осаждении на дно богатого органическим веществом ила, образующегося, вероятно, в эпоху осенней гибели планктонных организмов.

Весьма вероятным представляется мне также и существование годовых циклов в осаждении обломочных частиц. Во время весеннего таяния снегов в море реками вносится гораздо больше осадков, нежели летом и особенно зимой, а потому после весенних паводков ко дну должно направляться гораздо больше обломочных частиц, нежели в остальное время года. В удаленных от берега частях моря во второй половине лета, когда принесенные весной частицы должны уже опуститься с поверхности, вода должна быть почти лишена терригенного материала, и на дно будут спускаться здесь только трупы организмов. Этим, очевидно, и объясняется приуроченность тонкой слоистости к тем разностям серой глины, которые отлагаются в особенно удаленных от берега пунктах морского дна.

Поблизости от берегов, а также в полосе среднего течения, переносимого воду от берегов в открытое море, принос обломочного материала, очевидно, и в летнее время должен достигать заметной величины. Периодическое сезонное увеличение органического вещества, конечно, должно иметь место и здесь, но, распределяясь среди значительного количества минеральных частиц, вещество это не может заметно влиять на окраску глины и вызывать слоистость.

Если наши соображения правильны, то мы можем воспользоваться тонкой слоистостью для определения скорости отложения слоистых разностей серой глины. Мы видели выше, что количество серых и черных полос в отчетливо слоистых глинах равно обычно около 100 на 1 см. Принимая, что пара слоев образуется в течение года, мы получим, что скорость накопления глубоководной слоистой глины равна 1 см в 50 лет или 0,2 мм в год. Для отложения слоя слоистой серой глины в 1 м толщиной по этому расчету требуется 5000 лет.

Слоистость известкового ила сильно отличается от слоистости серой глины и вызывается чередованием послойных скоплений эллипсоидальных комочков дриюита или неправильных тонких прослоев последнего с тончайшими, неправильно изогнутыми прослойками глинисто-сапропелитового вещества. В последних послойного расположения глины и органического вещества заметить нельзя как из-за тонкости слоев (0,02—0,08 мм), так и из-за их неправильности. Такое строение известкового ила, очевидно, зависит от периодичности выделения CaCO_3 , т. е. в конечном счете от какой-то периодичности в развитии выделяющих CaCO_3 бактерий. Мы не в праве приписывать такую периодичность непосредственному влиянию на эти микроорганизмы сезонных колебаний температуры, так как в условиях Черного моря эти колебания заведомо не отражаются на дне. Косвенную зависимость от сезонных явлений, однако, и здесь можно предполагать через посредство периодического приноса на дно разлагающегося органического материала.

На это явление было обращено внимание Шнейдерхёном (Schneiderhöhn, 1922), который констатировал в медистых сланцах Германии такое же чередование неправильных прослоев, линз и комочков карбоната и сапропелевого вещества, какое имеет место в известковом иле Черного моря.

«Я должен привить,— говорит он,— что выделение извести в одном определенном слое планктонного ила всегда начинается через некоторое время после отложения этого слоя, а именно тогда, когда в результате процесса гниения образуются такие вещества, как $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ и т. д., которые немедленно при их освобождении, еще внутри постепенно накапливающегося гнилостного ила реагировали с солями Са из проникающей его морской воды, образуя CaCO_3 . Последний отлагался линзами, волокнами, полосками и конкрециями среди сапропелевых отложений».

Исходя из сезонной периодичности приноса нового органического вещества, мы можем, если прав Шнейдерхён, что нам представляется в высшей степени вероятным, объяснять и периодичность выделения CaCO_3 .

Число темных и светлых полосок на 1 см длины колонки в мергеле обычно колеблется от 80 до 120. Принимая в среднем 100 слоев на 1 см, мы получим для скорости отложения ила те же 0,2 мм в год, что и для серой глины.

IX

Переходим теперь к макрослоистости глубоководных отложений Черного моря.

Наиболее резко проявляется видимая невооруженным глазом слоистость в переходных глинисто-мергельных отложениях, где слои серой глины от нескольких миллиметров до 2—3 см толщиной чередуются с простейшими слоистого мергеля, имеющими также по несколько миллиметров мощности. Принимая во внимание, что переходные слоистые отложения приурочиваются к полосе, разграничивающей области распространения типичного известкового ила и типичной серой глины, мы должны в рассматриваемых осадках видеть выражение некоторой неустойчивости этих границ. Повидимому, под влиянием каких-то неизвестных пока нам факторов область, занятая данным типом осадков, постоянно то несколько расширяется, то несколько суживается. В будущем при изучении большого фактического материала, быть может, и удастся выяснить причины этого явления, а также подметить известную периодичность в колебании границ, но в настоящий момент это представляется еще невозможным.

Гораздо более резко выраженное и более важное явление представляет циклическая слоистость осадков в области распространения типичной серой глины и типичного известкового ила, так как наблюдаемая здесь смена мощных слоев одного типа осадков другим должна выражать, очевидно, весьма существенные изменения в гидрологических условиях бассейна.

Чтобы разобраться в этих явлениях, мы должны начать с области распространения серой глины в средних частях бассейна.

На всех четырех станциях экспедиции Шокальского серая глина здесь на большей или меньшей глубине сменяется типичным известковым илом. Наименьшую мощность (7,3 см) верхний глинистый слой, как и следовало ожидать, имеет на станциях, расположенных по соседству с областью распространения известкового ила (ст. 57а), и наибольшую (27 см)— в наиболее удаленных отсюда точках (ст. 69). Мощность слоя известкового ила на ст. 57а очень велика (20 см), на остальных же остается равной приблизительно 10 см. Чрезвычайно интересным является то, что переход от серой глины к известковому илу очень резкий, а на ст. 69 к границе этих двух слоев приурочивается прослой песка в 1,3 см толщиной.

Учитывая ту разницу условий, которая в настоящий геологический момент определяет образование в различных частях дна серой глины и

известкового ила, мы должны признать, что в очень недалеком прошлом условия образования осадков в средней полосе Черного моря отличались от современных и приближались к тем, которые теперь господствуют в средних частях западной половины бассейна. Другими словами, мы должны признать, что в очень недалеком прошлом в средние части моря попадало так же мало обломочных частиц, как теперь в центральные части западной его половины.

Известковый ил, отлагающийся в настоящий момент в западной половине моря, на глубине в свою очередь сменяется черным сапропелевым илом. По своему положению последний строго соответствует ископаемому известковому илу средней полосы моря и, без сомнения, является ему одновременным. Чрезвычайно интересен тот факт, что на ст. 7 (1925 г.) и на ст. 56а (1926 г.) переход от известкового ила к илу черному отмечен появлением прослая песка.

Черный ил на поверхности дна пока еще не найден, и потому условия его отложения представляются не совсем ясными, но все же относительно них можно сделать весьма вероятные заключения, исходя, с одной стороны, из литологических особенностей черного ила, а с другой — из его распространения.

Если мы, по предыдущему, примем количество заключающегося в черном илу органического вещества за единицу и отнесем к ней терригенный материал и бактериальный CaCO_3 , то получим следующие цифры:

	Черный ил	Известковый ил
Органическое вещество	1	1
Терригенные частицы	1,4	4
CaCO_3	0,3	8

Примем, что в эпоху отложения черного ила, как и в настоящий момент, количество органического вещества, падавшего на дно в различных участках открытого моря, было приблизительно одинаковым. Тогда из приведенной таблицы станет ясным, что принос обломочного материала в область отложения черного ила был меньше, чем в настоящий момент. Таким образом, оказывается, что эпоха отложения черного ила для всего Черного моря характеризовалась меньшим притоком терригенного материала, нежели это имеет место в настоящее время. С другой стороны, и в эту эпоху в средние части западной половины бассейна обломочные частицы поступали в меньшем количестве, нежели в его среднюю часть. В этом отношении мы имеем полную аналогию с современностью.

Сделанное выше определение скорости отложения известкового ила позволяет решить вопрос об эпохе отложения черного ила. Мощность мергеля, образующего дно моря в средних частях западной его половины, колеблется в имеющихся у нас образцах от 9 до 19 см, что соответствует промежутку времени от 500 до 1000 лет.

Таким образом, мы можем принять, что всего 1000 лет тому назад гидрологические условия Черноморского бассейна существенно отличались от современных в том отношении, что принос обломочных частиц был в 3—6 раз меньше, чем в настоящее время.

Причины этого явления могут быть весьма различны. Отлагая попытку окончательного решения вопроса до того момента, когда будет собран дополнительный материал экспедицией 1927 г., мы здесь только наметим возможные пути его решения.

Прежде всего можно предположить изменения климата, в результате которых могло уменьшиться количество воды, а следовательно, и обломочных частиц, приносимых в море реками. Далее могло измениться па-

правление течений, которые в прошлом могли располагаться таким образом, что препятствовали распространению частиц в область открытого моря.

Наконец, что мне кажется пока наиболее вероятным, могли иметь место небольшие опускания как в верховьях рек, так и, особенно, в окружающих море участках суши, которые должны были весьма существенно отозваться на приносе терригенных частиц.

Представим себе, что полоса в области «Причерноморской впадины» Русской платформы и в устьевых частях Дуная, где теперь имеют место положительные аномалии силы тяжести (Архангельский, 1924), испытала в прошлом некоторое небольшое опускание. При этом море должно было очень глубоко проникнуть в устьевые части реки, образовать длинные лиманы, и условия отложения осадков должны были резко измениться, мне кажется, в сторону сильного уменьшения приноса в море обломочных частиц. Я думаю, что для проверки такого предположения много могут дать исторические исследования. Что значительные отпускания по берегам наших морей в историческое время действительно могли иметь место, свидетельствует, между прочим, тот сообщаемый Православлевым (1926) факт, что в области Апшеронского полуострова уровень Каспийского моря стоял 1000 лет тому назад значительно «выше» современного. Слово «выше», конечно, нужно понимать не в буквальном смысле. Если опускания в устьях рек сопровождались также и опусканиями в их верховьях, то приток обломочных частиц во всяком случае должен был резко уменьшиться.

Исходя из мощности первого сверху прослоя ископаемого известкового ила в колонках из средней полосы моря, мы можем принять, что продолжительность периода его отложения равнялась приблизительно 500 лет.

Переход от условий этого прошлого к условиям настоящего момента был достаточно быстрым и сопровождался приносом в наиболее удаленные от берега пункты песков, которые располагаются в основании современных осадков на ст. 7 (1925 г.), 56а и 69 (1926 г.). Факт этот является в высшей степени странным и заставляет думать о каких-то очень быстрых, катастрофических изменениях в условиях приноса материала.

Ниже слоя известкового ила во всех колонках из средней части моря вновь следует серая глина; та же порода подстилает и черный ил на ст. 8 и 56а. На ст. 6, где в настоящий геологический момент отлагается известково-диатомовый ил, ниже черного ила обнаружен типичный известковый ил. На остальных станциях в районе распространения черного ила последний пробит лотом, к сожалению, не был, и что залегает ниже его — остается неизвестным. Учитывая эти факты, мы вправе сделать заключение, что эпохе минимального приноса обломочных частиц с суши, примерно 1500 лет тому назад, предшествовала другая, в которую терригенные частицы поступали в Черное море даже в большем количестве, чем в настоящий момент. Область распространения известкового ила в это время была меньше, чем теперь, но, к сожалению, точно границы ее мы очертить не можем. Исходя из мощности и характера тонкой слоистости серой глины, подстилающей известковый ил на ст. 57в (слой 3), можно думать, что продолжительность рассматриваемой эпохи была довольно велика — около 3000 лет.

В образцах из средней полосы моря ниже второго слоя серой глины следует еще один слой мергеля различной мощности и вновь серая глина. На ст. 57в период отложения мергеля можно считать равным 150 лет и нижней серой глины — 1000 лет.

Подводя итог всему сказанному, мы должны признать, что возникновение циклической слоистости в глубоководных отложениях Черного моря

обязано своим происхождением периодическим изменениям в припосе обломочных частиц. Наиболее вероятной причиной этих изменений, по нашему мнению, следует признать небольшие периодические опускания и поднятия в окружающих Черное море с севера и северо-запада участках суши¹. Таким образом, в вопросе о происхождении периодической слоистости мы присоединяемся к мнению Филиппи.

Исключительный интерес представляет вопрос о длительности и характере предполагаемых нами колебаний. В этом отношении имеющийся материал дает еще слишком мало указаний, и некоторые сведения можно получить лишь из изучения колонки ст. 57в. Если за начало периода считать начало отложения серой глины и за окончание — конец отложения известкового ила, то осадок, добытый на этой станции, отвечает одному полному периоду (слои 3 и 2), частям предыдущего (слои 6 + 5 и 4) и началу последующего (слой 1). Период отложения слоев 3 и 2 мы оцениваем в 3500 лет. Основываясь на характере границ между слоями, можно думать, что переход от поднятия к опусканию (серая глина → известковый ил) совершается гораздо более постепенно, нежели переход от опускания к поднятию (известковый ил → серая глина; черный ил → известковый ил). Поднятия иногда совершаются, по видимому, очень быстро и сопровождаются появлением песков в наиболее удаленных от берега участках дна.

Х

Геологическое значение материалов, добытых экспедицией Ю. М. Шокальского, чрезвычайно велико и многообразно.

Прежде всего они дают весьма интересные указания относительно новейшей геологической истории Черного моря и прилегающих к нему участков суши — указания, которые едва ли можно получить из какого-либо другого источника. Если правильны наши предыдущие заключения, то дно глубоких частей Черного моря является как бы самопишущим прибором, точно фиксирующим в толще осадков те слабые периодические колебания земной коры, которые совершаются в прилежащих к нему участках суши.

Далее мы видели, что глубоководные отложения Черного моря доставляют материал для разработки одного из наиболее важных и сложных вопросов геологии — вопроса о происхождении и значении периодической слоистости осадочных пород.

Исключительно ценный сравнительно-литологический материал дает изучение осадков Черного моря для познания условий образования многих пород, развитых в горных хребтах и по окраинам последних. Приуроченность ископаемых гомологов черноморских отложений к геосинклинальным областям земной коры становится вполне понятной, если мы примем во внимание географическое положение Черного моря и его геологическую историю. Черноморский бассейн входит в состав длинной полосы средиземных морей, тянущихся от Атлантического океана через Средиземное, Эгейское, Мраморное и Черное моря к Каспийскому, которое в сравнительно недавнем геологическом прошлом было соединено с Черноморским бассейном, но затем от него отделилось. В двух крайних восточных членах этой цепи бассейнов наблюдаются более или менее ярко

¹ Чрезвычайно ценные данные о рассматриваемых здесь недавних движениях суши должно дать изучение аллювиальных отложений таких крупных рек, впадающих в Черное море, как Днепр и Дон. Недостаток места не позволяет нам рассматривать этот вопрос в настоящее время, но мы надеемся вернуться к нему в ближайшем будущем.

выраженные явления сероводородного заражения глубоких слоев воды¹. Вся система рассматриваемых бассейнов располагается частью по окраинам, частью внутри Альпийской зоны складчатости и представляет остаток геосинклинали Тетиса, из которой и возникла Альпийская горная система. Самая форма и сложное расчленение системы зависит от ее геологического положения и геологической истории. Горообразовательные движения конца третичного времени сильно сузили широкий некогда бассейн и подразделили его на ряд соединяющихся между собой узкими проливами или вовсе не связанных один с другим водоемов.

Нам представляется, что любая геосинклиналь, расположенная между двумя платформами, как геосинклиналь Тетиса или Урала, в определенных стадиях своего развития неизбежно должна переживать стадию расчленения на систему бассейнов, аналогичных системе Каспийское — Средиземное море. Эпохи образования таких систем могут совпадать или с первыми фазами горообразования или же с фазами заключительными. При начале горообразовательных движений неравномерное поднятие одних и опускание других частей дна сузившейся геосинклинали может разбить геосинклинальный бассейн на сложную систему глубоких водоемов, частью сообщающихся с открытым морем, частью же вовсе отрезанных от него. По окончании горообразовательной фазы большинство этих водоемов должно исчезнуть, но частью в силу сохранения областей, не затронутых поднятиями, частью же в силу образования котловин опускания могут возникать те четковидные системы бассейнов, с которыми мы имеем теперь дело в Средиземноморско-Каспийской области.

Отсутствие свободного сообщения с океаном, характерное для рассматриваемых бассейнов, в связи с достаточной глубиной последних является, как мы видели выше, одной из необходимых предпосылок сероводородного заражения глубоких слоев воды. Если вдобавок к этому бассейны с прилежащих платформ получают достаточно большой приток пресной воды, то заражение становится уже неизбежным.

Что касается до наплатформенных бассейнов, то здесь явлений сероводородного заражения трудно ожидать вследствие их весьма, повидимому, незначительной глубины. В моменты ингрессий и регрессий и здесь легко могли возникать полузамкнутые и даже вовсе замкнутые водоемы, но в последних заражение придонных слоев воды могло быть только местным и временным явлением, как это имеет теперь место в Азовском море (Книпович, 1925). И действительно, сравнивая довольно хорошо известные мне породы Русской платформы с черноморскими отложениями, я не могу указать среди них образований, которые можно было бы считать литологически и генетически близкими к глубоководным илам Черного моря.

Совершенно иное приходится сказать о породах геосинклинальных областей. Почти во всех горных сооружениях бросается в глаза развитие более или менее мощных, часто весьма мощных, толщ глинистых сланцев, нередко весьма бедных ископаемыми, а иногда и вовсе лишенных последних. Среди этих пород иногда встречаются горизонты, в которых глины и известняки бывают настолько обогащены органическим веществом, что переходят в горючие сланцы. Принимая во внимание все сказанное выше, мы вправе подходить к рассматриваемым сейчас породам с мыслью о том, что они отложились в зараженных сероводородом бассейнах типа Черного моря. В особенности это относится к бедным остатками донных организмов глинистым или известково-глинистым горючим сланцам, современные homologы которых впервые открыты экспедицией Шокальского.

¹ Данные относительно явлений сероводородного заражения глубоких слоев воды в Каспийском море можно найти в работах Гримма (1877) и Книповича (1905, 1921).

В огромном большинстве случаев вопрос о происхождении рассматриваемых свит глинистых сланцев обходится молчанием, что в силу отсутствия сравнительно-литологического материала вполне естественно.

С наибольшей полнотой благодаря исключительно благоприятно сложившейся обстановке удалось изучить мне вопрос об условиях образования рассматриваемого типа пород для миоценовых и олигоценовых отложений Северного Кавказа (Архангельский, 1926, 1927). Бросающиеся в глаза признаки отложений этого возраста следующие:

1. Развитие весьма однородных глинистых толщ, которые в нижне-сарматских, средиземноморских и олигоценовых (майкопских) отложениях на огромных расстояниях сохраняют свои отличительные литологические признаки.

2. Часть этих глинистых отложений, особенно олигоценовых и средиземноморских, отличается изумительно тонкой слоистостью, которая на свежих образцах обнаруживается только при достаточном увеличении, а при выветривании сказывается в расслаивании породы на тонкие, как листы писчей бумаги, пластинки (бумажные сланцы).

3. Нередко глинистые породы содержат весьма многочисленные, повторяющиеся через правильные промежутки прослой мергелей, очень часто сильно окаменелых или железистых (нижние горизонты нижнего сармата, спириалисовые и спаниодонтелловые слои второго средиземноморского яруса, верхнесарматские породы Керченского полуострова). В спаниодонтелловых и в особенности в спириалисовых слоях часто можно наблюдать весьма тонкое чередование глинистых прослоек с известковыми или известково-кремнистыми, совершенно аналогичное описанному выше чередованию таких же прослоек в переходных известково-глинистых отложениях Черного моря. Микроскопическое исследование обнаруживает как в мощных прослоях мергеля, так и в упомянутых сейчас тонких прожилках его ту характерную структуру, которую мы описали выше для черноморского известкового ила. Углекислый кальций представлен здесь дрицитом или воганитом, который является продуктом перекристаллизации первого. Мергели состоят из микроскопических комочков и линзочек, обтекаемых глинистым материалом, в котором нередко можно видеть многочисленные микроскопические шарики пирита (табл. II, рис. 5 и 6).

4. Глинистые породы часто бывают богаты микроскопическими шарообразными включениями сернистого железа в виде пирита или, вероятно, мельшиковита.

5. Среди глинистых пород нередко встречаются разности, богатые органическим веществом и переходящие в горючие сланцы с содержанием органического углерода до 10—15%. Обычно у этих пород наблюдается очень тонкая слоистость.

6. В фаунистическом отношении сарматские и средиземноморские отложения представляют ряд особенностей, чрезвычайно сближающих их с отложениями Черного моря. В песчаных и известковых, явно мелководных осадках этого возраста заключается местами весьма обильная и достаточно разнообразная фауна моллюсков; в глинистых породах мы находим только очень бедную родами и видами и однообразную фауну, весьма напоминающую фауну фазеолинового ила. В некоторых областях отдельные горизонты глинистых пород, как грозненские слои Грозненского района, принадлежащие среднему сармату, диатомовые слои Азербайджана, обнимающие собой верхние горизонты второго средиземноморского яруса и весь верхний миоцен, и, наконец, отдельные горизонты спириалисовых слоев, относящихся к нижней части второго средиземно-

морского яруса, содержат в себе только остатки планктонных и нектонных животных (птероподы и рыбы) и растительные остатки. Что касается до мощной толщи майкопских тонкослоистых глин и сланцев, то в них остатков донных организмов вообще встречено не было. Отметим здесь, что совершенно так же выражены олигоценовые отложения местами в Карпатах и Швейцарских Альпах (рыбные сланцы).

Все перечисленные признаки делают несомненным, что в рассматриваемых породах мы имеем точные гомологи черноморских осадков, начиная от мелководной прибрежной и кончая глубоководной безжизненной фацией последних.

Для Западной Европы превосходные описания Помпецкого (Pompecky, 1920), Ланга (Lang, 1921), Шнейдерхёна (Schneiderhöhn, 1922) и других (Frebald, 1924) делают несомненным существование гомологов черноморского глубоководного ила в пермских отложениях Германии. На других примерах, как гораздо менее изученных, мы здесь останавливаться не будем.

К отложениям бассейнов типа Черного моря могут, далее, принадлежать также частично довольно распространенные в горных областях темные битуминозные известняки.

Не входя совершенно в подробности, мы отметим, далее, что отложения Черного моря дают материал для выяснения происхождения некоторых железо-марганцевых и медных руд, а также нефти. Вопросы эти уже значительно разработаны в статьях Самойлова и Титова (1922), Помпецкого, Шнейдерхёна (Lang, 1921; Pompecky, 1920; Schneiderhöhn, 1922) и моих (Архангельский, 1926, 1927).

В заключение мы остановимся еще на двух вопросах общего характера, подойти к решению которых позволяет изучение черноморского глубоководного ила.

Первый из них касается абсолютного геологического летоисчисления. Надеюсь в будущем посвятить этой теме специальную статью, я не стану входить совершенно в историю вопроса и ограничусь только немногими замечаниями.

В предыдущем мы довольно подробно рассматривали явления тонкой слоистости серой глины и известкового ила и пришли к заключению, что она выражает сезонные изменения условий осадочного процесса, а потому может служить для определения скорости отложения осадков. То же самое чередование тончайших слоев глинистого материала с еще более тонкими прожилками сапропелитового вещества можно наблюдать и в олигоценовых и миоценовых породах северного склона Кавказа и Керченского полуострова; среди мергелей, образующих многочисленные прослой в этих породах, нередко встречаются разности, не отличимые по своей структуре от мергелей известкового ила.

Так как эти породы и по условиям отложения являются гомологичными черноморскому илу, то мы имеем полное право использовать их тонкую слоистость для определения промежутка времени, который потребовался для образования глин.

Серия подсчетов, произведенных нами для майкопских, чокракских (спирналисовых) и караганских (спаниодонтелловых) глин и сланцев бассейна Терека и Кубани показала, что на один сантиметр мощности этих пород приходится от 100 до 300 слоев глины и сапропелита. Принимая в среднем 200 слоев на 1 см, мы можем принять скорость накопления равной 1 см/100 лет. Припимая мощность верхнего, однородноглинистого горизонта майкопских отложений равной 500 м, мы должны признать, что для отложения этой свиты понадобилось около 5×10^6 лет.

Распространить этот подсчет на среднемиоценовые слои гораздо труднее по различным причинам. В одних местах, как в Грозненском районе, слои эти содержат многочисленные и мощные прослои песчаников, и потому накопление их могло совершаться значительно быстрее, нежели накопление однородных майкопских глин; в других, например в северной части Керченского полуострова в толще чокракских слоев, заметны следы размывания; в третьих, наконец, отложения второго средиземноморского яруса представлены целиком мелководными осадками.

В окрестностях Грозного мощность одних глинистых пород чокракского горизонта, исключая песчаные, равна 390 м, а караганского 140 м: на Тереке, где песков в чокракских слоях очень мало, мощность относящихся к ним глин падает до 115 м, а караганские глины, среди которых пески вовсе отсутствуют, имеют 110 м мощности. Цифру 225 м мы можем принять за нормальную мощность глинистой фации средиземноморских отложений. Время, необходимое для образования этой толщи осадков, можно принять равным $2,25 \times 10^6$ лет.

Таким образом, период накопления майкопских, спириалисовых и спаниодонтелловых пород, вместе взятых, приходится оценивать в $7,25 \times 10^6$ лет.

Три рассматриваемых нами геологических горизонта соответствуют приблизительно одному ярусу третичной системы, так как нижняя граница глинистых пород майкопской свиты проходит приблизительно посредине олигоцена, а верхняя граница караганских слоев лежит в среднем миоцене. Таким образом, $7,25 \times 10^6$ лет соответствуют приблизительно времени образования одного яруса третичной системы, расположенного почти посредине последней. Исходя из этого среднего положения, мы можем допустить, что время отложения трех наших свит соответствует среднему времени образования яруса третичных отложений. В таком случае продолжительность всего третичного периода могла бы быть принята равной $7,25 \times 5 \times 10^6$ лет или 36×10^6 лет.

Как известно (Barrel, 1917; Dacqué, 1915), большинство подсчетов продолжительности третичного периода, основанных на чисто геологических данных, приводят к цифрам, значительно меньшим, нежели наша (3—10 млн. лет); один Гудшильд (Goodschild) дает цифру большую, именно 77×10^6 лет, но его подсчеты, судя по тем 16×10^6 лет, которые он отводит на послетретичное время, следует вообще признать преувеличенными. Поразительно сходится наша цифра с оценкой продолжительности третичного периода, сделанной А. П. Павловым (40×10^6 лет), который в своих заключениях исходил из сравнительной оценки событий, имевших место в послетретичное время, приняв продолжительность первого в миллион лет (Павлов, 1920). Из подсчетов, основанных на явлениях распада радиоактивных элементов, достаточно близок к нашему подсчет Барреля, принимающего для продолжительности третичного периода время от 54×10^6 до $63,5 \times 10^6$ лет. В основу этих подсчетов было положено сравнение количества свинца и урана в породах различного возраста. Принимая во внимание указания Джоли (Joly, 1925), что распад урана в прошлом совершался быстрее, чем в настоящее время, можно думать, что цифры Барреля несколько преувеличены. По теории самого Джоли с конца приблизительно мелового периода до заключительных движений альпийского периода складчатости должно было протечь от 38×10^6 до 61×10^6 лет. Эти цифры также приходится признать очень близкими к нашим. Принимая во внимание полную независимость методов подсчетов Барреля, Павлова, Джоли и наших, мы можем думать, что цифра около 40×10^6 лет для продолжительности третичного периода весьма вероятна.

Из всех геологических методов абсолютного летоисчисления мы наибольшее значение склонны приписывать именно нашему, так как он основывается на таких бесспорно сезонных признаках горных пород, каким является чередование слоев терригенного или бактериогенного материала с сапропелевым илом в осадках открытого моря. Я склонен думать, что метод этот может найти себе довольно широкое приложение, так как микростроистость, обязанный своим происхождением чередованию сапропелевых прослоек с прослойками глинистого или известкового материала, повидимому, весьма широко распространена в некоторых типах осадочных пород. Она описана для пермских медистых сланцев Германии, существует, повидимому, в горючих сланцах самого разнообразного возраста и обнаружена мною в девонских битуминозных известняках западного склона Урала. Исходя из этого, можно предполагать, что определение времени образования пород по этому типу слоистости даст весьма ценные результаты. В будущем я надеюсь еще вернуться к этому вопросу.

На дне бассейнов типа Черного моря благодаря отсутствию кислорода и донного населения происходит непрерывное накопление органического вещества, которое затем входит в состав горных пород в виде трудноразрушаемых полибитумов. Имеющиеся в нашем распоряжении анализы дают возможность подсчитать скорость накопления органического вещества на дне Черного моря и сравнить ее со скоростью отложения органического вещества на дне олигоценых и миоценовых морей Крымско-Кавказской области.

Среднее содержание органического углерода в серой глине, по предыдущему, равно около 1,9%. Принимая кажущийся удельный вес слоистой серой глины, согласно определению В. Н. Крестовникова, равным 1,6, мы получим, что в кубическом метре сухого вещества этого осадка должно содержаться около 30 кг органического углерода, а на площади в квадратный километр в слое толщиной в 1 м — 30 000 т углерода. Принимая во внимание, что слой сухой слоистой серой глины в метр мощностью, согласно нашим предыдущим рассуждениям, накапливается в течение 5000 лет, мы должны признать, что на площади дна в 1 км, занимаемой сухим осадком, в течение года накапливается около 6 т органического углерода.

Из наблюдений над усыханием осадков следует, что в среднем глинистые образцы сокращаются на 0,25 их первоначальной длины. Отсюда можно думать, что на площади дна в 1 км в течение года накапливается около 3,3 т органического углерода.

Среднее содержание органического углерода в олигоценых (майкопских) глинах равно 1,8%. При плотности в 2,3 кубический метр этой породы содержит около 42 кг углерода, а слой толщиной в 1 м на площади 1 км заключает 42 000 т. Отсюда следует, что на площади в 1 км², занятой олигоцеными отложениями, в течение года накопились около 4,2 т углерода. Можно думать, что при переходе осадка в породу площадь, занимавшаяся им, изменилась очень мало.

В заключение мы приведем подсчеты количества органического углерода, заключающегося на площади в 1 км² в толще олигоценых, средиземноморских, ниже- и среднесарматских глинистых пород в бассейне Терека и Сулака на Северном Кавказе; подсчеты эти основаны на нескольких сотнях количественных определений углерода (Архангельский, 1927).

Верхний ряд цифр относится к олигоценым и средиземноморским отложениям, а нижний — к сарматским (см. табл. на стр. 484).

В миллионах тонн на 1 км²

	Бассейн р. Сулак и Акташ	Бассейн р. Ярык-су	Окрестности г. Грозного	р. Асса и Фортанга	р. Терек
1	82	61	57,5	62	32
2	42	36,5	15	14	4
Сумма . .	124	97,5	72,5	76	36

Общий запас угля в Донецком бассейне, заключающийся в пластах не менее 0,53 м мощностью до глубины 1490 м ниже уровня моря, считают равным $68\,170 \times 10^6$ т, что при пересчете на углерод дает около $54\,500 \times 10^6$. Такое же количество органического углерода содержится в толще олигоценовых и миоценовых отложений в районе Сулака и Ярык-Су на площади около 500 км².

Цифры эти дают яркое представление о том, какое огромное количество элементов, входящих в состав органического вещества, извлекается из нормального круговорота в геосинклинальных бассейнах.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А н д р у с о в Н. И. Предварительный отчет об участии в Черноморской глубоководной экспедиции. Изв. Русск. геогр. об-ва, 1890, 26.
- А н д р у с о в Н. И. Некоторые результаты экспедиции «Черноморца». К вопросу о происхождении сероводорода в водах Черного моря. Изв. Русск. геогр. об-ва, 1892, 28.
- А н д р у с о в Н. И. Einige Resultate der Tiefseeuntersuchungen im Schwarzen Meere. [Некоторые результаты глубоководных исследований в Черном море.] Mitt. geogr. Ges. Wien, 1893.
- А н д р у с о в Н. И. I. Проблемы дальнейшего изучения Черного моря и стран, его окружающих. II. О сероводородном брожении в Черном море. Зап. Акад. Наук, VIII сер., 1894, 1, № 1.
- А н д р у с о в Н. И. La mer Noire. [Черное море.] Guide du VII congr. géol. intern. 1897.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. О соотношениях между аномалиями силы тяжести, аномалиями магнитными и геологическим строением в Восточной Европе. Тр. Ком. по исслед. Курской магнитной аномалии, 1924, вып. 5.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. О древности являющийся сероводородного заражения морских бассейнов Крымско-Кавказской области и о связи их с процессами нефтеобразования. Нефт. хоз., 1926.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М., изд. журн. «Нефт. хоз.», 1927.
- В р а н г е л ь Ф. Черноморская глубоководная экспедиция 1890 г. Изв. Русск. геогр. об-ва, 1890, 26.
- Г р и м м О. Каспийское море и его фауна. Тр. Арало-Касп. экспед., 1877, 2.
- З е л ь н и с к и й Н. Д. О сероводородном брожении в Черном море и Одесских лиманах. Журн. Русск. физ.-мат. об-ва, 1893, 25.
- З е л ь н и с к и й Н. и Б р у с ь л о в с к и й Е. О сероводородном брожении в Черном море и Одесских лиманах. Отчет о деятельности Одесского бальнеол. об-ва, 1898, 5.
- З е р н о в С. К вопросу об изучении жизни Черного моря. Зап. Акад. Наук, VIII сер., 1913, 32, № 1.
- И с а ч е н к о Б. Sur la nitrification dans les mers. [О нитрификации в морях.] С. R. Acad. Sci. Paris, 1926, 182.
- И с а ч е н к о Б. Sur la fermentation sulfhydrique dans la mer Moire. [О сероводородном брожении в Черном море.] С. R. Acad. Sci. Paris, 1924, 178.

- Книпович Н. Очерк работы Каспийской экспедиции 1904 г. Изв. Русск. геогр. об-ва, 1905, 11.
- Книпович Н. Гидрологические исследования в Каспийском море. Тр. Касп. экспед. 1914—1915 гг. Госиздат, 1921.
- Книпович Н. К вопросу о границах «живой» и «мертвой» области Черного моря. Изв. Центр. гидромет. бюро, 1925, 4.
- Книпович Н. Работы Азовской научно-промысловой экспедиции в 1922—1924 гг. Тр. Аз.-Черн. научно-пром. экспед., 1926, вып. 1.
- Лебединцев А. Предварительный отчет о химических исследованиях Черного и Азовского морей летом 1891 г. Зап. Новорос. об-ва естествоисп., 1892, 16, вып. 2.
- Лебединцев А. Отчет о научной поездке по Черному морю на военном транспорте «Ингул» в 1892 г. Зап. Новорос. об-ва естествоисп., 1893, 18, вып. 1.
- Лебединцев А. Газовый обмен в замкнутых водоемах и его значение для рыболовства. Изв. Никольск. рыбоводн. завода, 1904, № 9.
- Милашевич К. Моллюски Черного и Азовского моря. Фауна России. Пг., 1916.
- Никитин В. Гидробиологические исследования Черного моря (1923—1925 гг.). Зап. Крымского об-ва естествоисп., 1925/1926, 8.
- Павлов А. П. Представление о времени в истории, археологии и геологии. М., 1920.
- Православлев П. Протогенный немой известняк. Тр. Ленингр. об-ва естествоисп., 1924, 4, вып. 4.
- Православлев П. Каспийские осадки в низовьях р. Волги. Изв. Центр. гидромет. бюро, 1926.
- Самойлов Я. и Титов А. Железо-марганцовые желваки со дна Черного, Балтийского и Баренцова морей. Тр. Геол. и мин. музея Акад. Наук, 1922, 3.
- Чугунов Н. Предварительные результаты исследования продуктивности Азовского моря. Тр. Аз.-Черн. научно-пром. экспед., 1926, вып. 1.
- Шиндлер П. Предварительный отчет о Черноморской экспедиции 1890 г. Зап. по гидрографии, 1890, вып. 2.
- Шиндлер И. Предварительный отчет о работах и результатах Черноморской экспедиции 1891 г. Изв. Русск. геогр. об-ва, 1892, 28.
- Шиндлер П. Материалы по гидрологии Мраморного моря. Изв. Русск. геогр. об-ва, 1896, 33.
- Andréе K. Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung. Geol. Rdsch., 1915, 6.
- Andréе K. Geologie des Meeresbodens. Leipzig, 1920.
- Barrel J. Rhythmes and measurement of geological time. Aull. Geol. Soc. Amer., 1917, 28.
- Böggild O. The deposits of the sea bottom. Report on the Danish oceanographic expeditions 1908—1910 to Mediterranean and adjacent seas. Copenhagen, 1912.
- Dacqué E. Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena, 1915.
- Dacqué E. Paläogeographie. Encyclopädie der Erdkunde. Leipzig u. Wien, 1926.
- Drew G. On the precipitation of calcium carbonate in the sea by marine bacteria, and on the action of de nitrifying bacteria in tropical and temperate seas. Papers from the Marine Biological Laboratory of Tortugas. Carnegie Inst., 1914.
- Frebold G. Der Stand des Problems der Entstehung der Mansfelder Kupferschiefers. Geol. Rdsch., 1924, 14.
- Heim A. 1. Einige Gedanken über Schichtung. Vierteljahrsh. Naturforsch. Ges. Zürich, 1909.
- Heim A. 2. La stratification de certains sédiments chimiques. Arch. Sci. phys. et nat. de Geneve, 1909, 23.
- Joly J. The surface-history of the earth. Oxford, 1925.
- Lang R. Die Herkunft und Bildung der Erze des mitteldeutschen Kupferschiefers. Zs. deutsch. geol. Ges., 1921, 73.
- Murray J. On the deposits of the Black Sea. The Scottish georg. Mag., 1900, 16.
- Philippi E. Ueber das Problem der Schichtung und über Schichtbildung am Boden der heutigen Meere. Zs. deutsch. geol. Ges., 1908, 60.
- Pompeckj I. Kupferschiefer und Kupferschiefermeer. Zs. deutsch. geol. Ges., 1920, 72.
- Schneiderhöhn H. Chalkographische Untersuchung der Mansfelder Kupferschiefers. N. Jb. Min., 1922, BB. 47.
- Semper M. Schichtung und Bankung. Geol. Rdsch., 1916, 7.
- Twenhofel W. Treatise on sedimentation. Baltimore, 1926.
- Vaughan Th. Chemical and organic deposits of the sea. Bull. Geol. Soc. Amer., 1917, 28.
- Walter J. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Jena, 1893—1894.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Т а б л и ц а I

Схемы разрезов колонок глубоководных отложений западной и средней части Черного моря. 0,4 натуральной величины: 1 — песок; 2 — серая глина неслоистая; 3 — серая глина слоистая; 4 — известковый ил с правильной слоистостью; 5 — известковый ил с неправильной слоистостью; 6 — черный или сапропелевый ил; 7 — известково-диатомовый ил.

Т а б л и ц а II

Рис. 1. Известковый ил. $\times 20$. Ст. 57—1926 г. в центральной части; глубина 2231 м.

Рис. 2. Известковый ил. $\times 20$. Ст. 8—1926 г. в западной части Западной котловины; глубина 1312 м.

Рис. 3. Черный или сапропелевый ил. $\times 20$. Ст. 8—1926 г.

Рис. 4. Известково-диатомовый ил. $\times 65$. Ст. 6—1926 г. в северо-западной части Западной котловины; глубина 1536 м.

Рис. 5. Мергель глинистой фации чокракского горизонта (средний миоцен), р. Фортанга на Северном Кавказе. $\times 20$.

Рис. 6. Мергель из нижней части майкопской свиты (олигоцен). $\times 20$. Начальные стадии раскристаллизации дюрита.

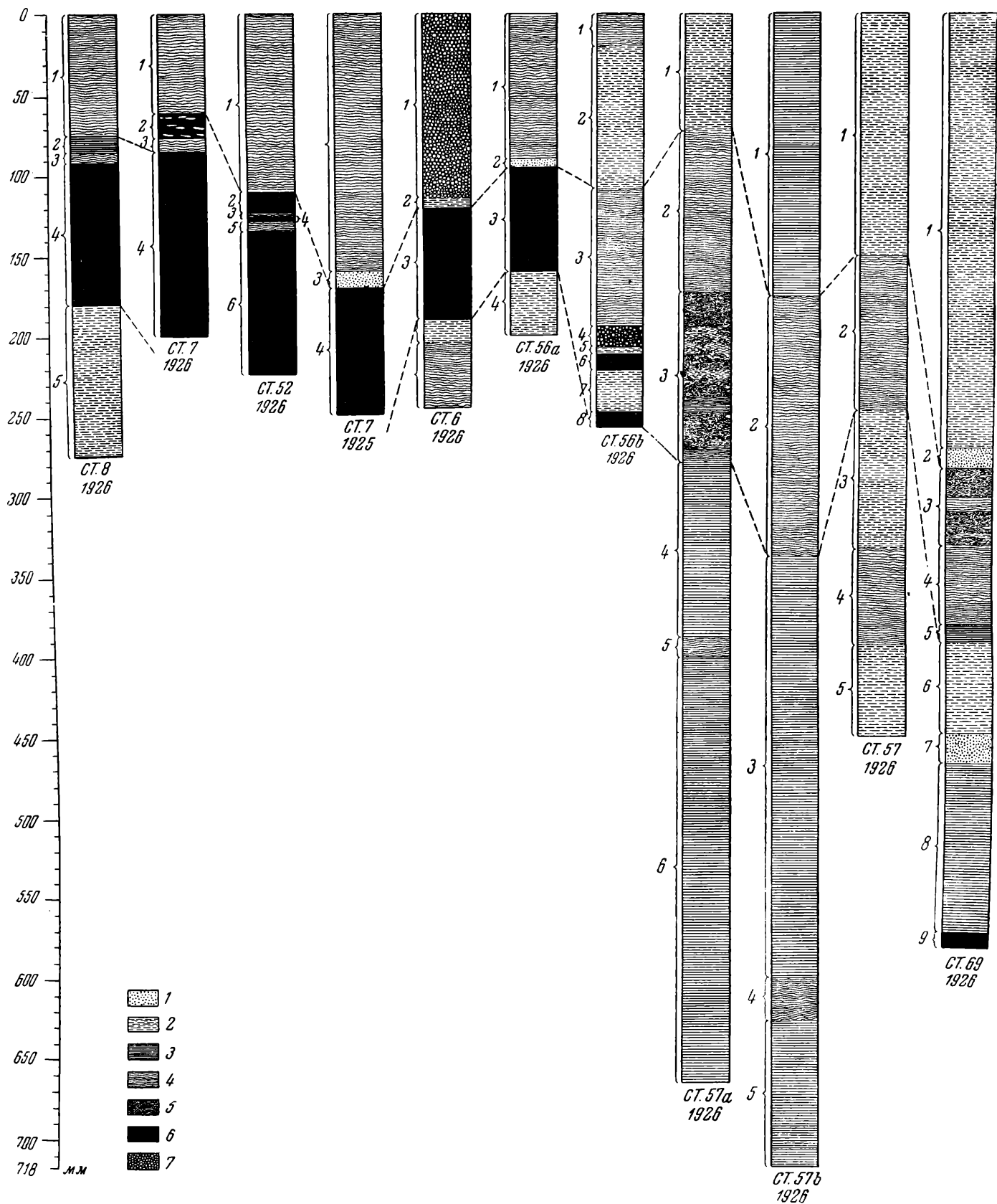
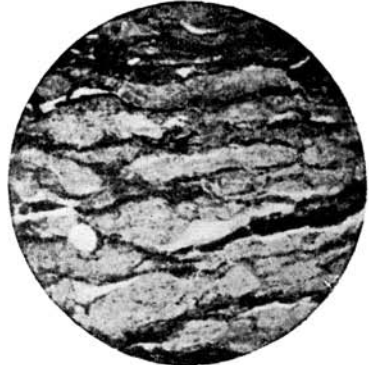


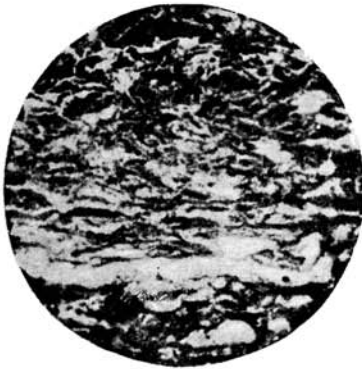
Таблица II



1



2



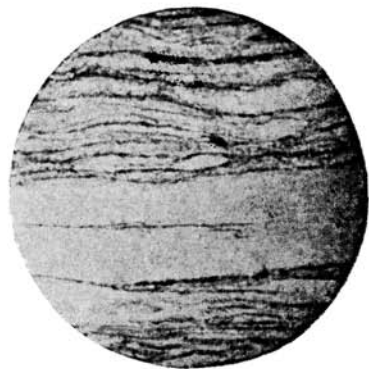
3



4



5



6

ГДЕ И КАК ИСКАТЬ НОВЫЕ НЕФТЕНОСНЫЕ ОБЛАСТИ В СССР¹

С осени 1928 г., благодаря инициативе Директората нефтяной промышленности, у нас впервые со всей резкостью и конкретностью был поставлен вопрос о поисках новых нефтеносных областей.

Дело, конечно, не обошлось без трений, без глухого сопротивления этой насущно необходимой, но слишком смелой для обычного геолога идее, но, к счастью, слепой случай неожиданно, но совершенно радикально ликвидировал все эти трения и колебания: буровая скважина, заложенная у Чусовских городков на р. Чусовой, недалеко от Перми, в целях отыскания залежей калийных солей, вместо последних обнаружила нефть. Возраст известняков, содержащих нефть, пока еще не вполне ясен, но, всего вероятнее, они относятся к верхнему отделу каменноугольной системы. Чусовская скважина доказала возможность нахождения новых нефтеносных областей, и после этого нам кажется своевременным осветить вопрос об их поисках с возможной и необходимой широтой. В значительной степени это было уже сделано мною минувшей осенью в письме на имя Директората нефтяной промышленности. Здесь я попытаюсь при свете новых фактов расширить и уточнить высказанные там положения.

Совершенно очевидно, что искать новые нефтеносные районы на колоссальной площади СССР можно лишь руководясь какими-то определенными общими представлениями об условиях нахождения нефти в земной коре, связанных с условиями ее образования, с одной стороны, учитывая известные нам способы образования промышленных скоплений нефти, с другой, и принимая во внимание объективные внешние признаки ее присутствия, с третьей.

Основной предпосылкой для правильного направления поисков мне представляется первое из упомянутых сейчас условий. Зная условия образования нефти в земной коре, мы можем наметить районы, где такие условия в геологическом прошлом осуществлялись и в них уже отыскивать и внешние признаки нефтеносности и благоприятные для промышленных скоплений нефти структурные формы. Это, без сомнения, есть единственный правильный научный метод решения поставленной задачи, но исторически, при отсутствии общепризнанной или хотя бы вполне серьезно обоснованной теоретической базы, на первый план всегда выдвигалось третье условие — наличие внешних признаков нефтеносности, в виде выходов нефти и газа, закированности пород и пр. Легко видеть, что в случае идеальных месторождений, вполне изолированных от сообщения с дневной

¹ Печатается по тексту, опубликованному в журнале «Нефтяное хозяйство», 1929, № 6. — *Ред.*

поверхностью и потому полностью сохранивших нефть, этих внешних признаков вовсе не должно быть, и, опираясь только на них, мы пройдем мимо самых ценных районов. Мы могли бы в дальнейшем поставить непосредственные признаки нефтеносности на принадлежащее им третье место, но, учитывая исторически выработавшуюся психологию геолога, начнем с них.

В европейской части СССР, которую мы должны при поисках, конечно, ставить на первое место, выходы нефти и закированных пород вне эксплуатируемых районов известны вдоль западного склона Урала, в некоторых пунктах между Уралом и Волгой и, наконец, кое-где по правобережью последней.

Крайний северный выход закированных пород найден недавно А. А. Черновым в Большеземельской тундре; далее к югу мы последовательно имеем нефть на р. Ухте, в скважине на р. Чусовой и на р. Белой к югу от Стерлитамака. Западнее располагается обширное поле выходов гудронных песчаников и известняков в бассейне Сока и Шешмы, на Самарской луке, у Тетюшей, на Улеме. К югу от линии, соединяющей Самарскую луку с выходами нефти на р. Белой, на обширной площади никаких непосредственных признаков нефти между Уралом и Волгой не имеется, а затем следует Эмбенский нефтеносный район. В Большеземельской тундре, на Белой, в бассейне Сока и Шешмы, у Тетюшей, на Улеме и на Самарской луке признаки нефти заключены в различных горизонтах пермских отложений; в последнем пункте гудронные песчаники встречаются даже в юрских слоях. Кроме того, на Самарской луке и на Чусовой нефть обнаружена в каменноугольных известняках; наконец, на Тимале (Ухта) она получалась из девона.

Попробуем теперь осмыслить этот фактический материал с точки зрения того, что нам известно об условиях образования нефти, и, если это возможно, определить границы намечающейся нефтеносной области, а также те геологические горизонты, на которые в ней можно при поисках нефти рассчитывать.

Об условиях образования нефти писалось очень много, но с наибольшим и наиболее точным фактическим материалом вопрос этот был разработан мною на примере единственных в мире по ясности обстановки месторождений северного склона Кавказа¹. Как известно, изучение этих месторождений приводит к выводу, что образование нефти связывается здесь с накоплением органического вещества на дне бассейнов, глубокие части которых имели недостаточный приток кислорода и часто являлись зараженными сероводородом, как глубины современного Черного и Каспийского морей. Условия, благоприятствующие сохранению органического вещества и его превращению в углеводороды, осуществлялись или в пределах самих зараженных глубин, или же в прилежащих к ним участках морского дна, где приток кислорода очень мал, как в районе распространения черноморского фазеолинового ила.

Сходство глинистых пород северо-кавказских нефтяных месторождений с битуминозными глинами и сланцами других нефтеносных областей Европы и Америки делает вероятным, что и в этих последних нефтеобразование совершалось в аналогичных условиях. К сожалению, на Кавказе отсутствуют те мощные толщи темных битуминозных известняков, с которыми связана нефть в некоторых других нефтеносных районах, и выяснить условия образования этих пород мы не могли; проблема эта, как мы увидим ниже, имеет исключительное большое значение для поисков новых

¹ А. Д. Архангельский. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М., изд. «Нефт. хоз.», 1927.

нефтеносных районов. Несмотря, однако, на недостаток фактического материала в этом отношении, мы едва ли ошибемся, признав, что накопление органического вещества и в известковых породах обуславливается также недостаточным притоком кислорода при их образовании.

Если, таким образом, представляется в высшей степени вероятным, что нефтеобразующие породы связаны в своем происхождении с бассейнами, весьма бедными кислородом и в большей или меньшей степени зараженными сероводородом, то вопрос о нахождении новых нефтеносных областей в значительной мере сводится к отысканию таких участков земной коры, в которых в ту или иную геологическую эпоху имелись условия, благоприятствовавшие возникновению таких бассейнов. На эти выводы, как ни солидно они обоснованы были фактическим материалом, можно, конечно, смотреть лишь как на еще одну из множества мало что дающих гипотез об образовании нефти. Для того чтобы претендовать на значение, если не теории, то хотя бы серьезной рабочей гипотезы, которую можно положить в основу более или менее крупных практических мероприятий, наши выводы должны были выдержать серьезное испытание на каких-либо частных достаточно показательных примерах. Чтобы произвести такую проверку, мною было предпринято детальное изучение геологии Керченского полуострова, с одной стороны, и дна Черного моря, с другой.

Керченский полуостров был выбран потому, что он расположен у западной окраины Крымско-Кавказской нефтеносной области, и здесь можно было надеяться лучше, чем в других местах, выяснить обстоятельства, сопровождающие исчезновение нефти в породах олигоценового и средиземноморского возраста. Действительность не только оправдала, но, пожалуй, даже значительно превзошла мои ожидания.

Не входя здесь в подробности, которые изложены в специальной работе моей и моих товарищей по работам, я приведу вкратце лишь факты, непосредственно относящиеся к интересующему нас вопросу.

Олигоценовые (майкопские отложения) на всем пространстве Керченского полуострова сохраняют в большей или меньшей степени свойственный им на Кавказе тип отложений зараженного сероводородом бассейна. В соответствии с этим, мы находим в них повсюду и признаки нефтеносности. Иное имеет место для средиземноморских пород. В восточной половине полуострова они в большей или меньшей части имеют характер глубоководных отложений черноморского типа: глины, слагающие их, крайне бедны ископаемыми и частью вовсе лишены остатков донных организмов, иногда обладают характерной микрослоистостью, обуславливаемой послойным распределением органического вещества, и содержат прослой мергелей, чрезвычайно близких по своей структуре к мергелям черноморского известкового ила. Одновременно с этим в средиземноморских породах на востоке встречаются и признаки нефтеносности; в особенности характерны для этого района капельки нефти в твердых мергелях. На западе мощность чокракских и караганских слоев уменьшается; глины частью сменяются песками и известняками, а частью получают многочисленные тонкие прослойки песков; остатки организмов встречаются здесь чаще — мы имеем переход к прибрежным мелководным отложениям, сформировавшимся при достаточно большом притоке кислорода. Одновременно с этим исчезают и те признаки нефти, которые имеются на востоке. Исходя из этих данных, я пришел в свое время к заключению, что в Акташской антиклинали, где предполагалось разведочное бурение, несмотря на исключительно благоприятную форму ее, нефти в средиземноморских отложениях не будет встречено. Бурение полностью подтвердило это предсказание. Таким образом, на Керченском полуострове гипотеза, построенная

на грозненском материале, получила полное подтверждение: и здесь и там при переходе к мелководным отложениям нефть исчезает.

Поиски признаков нефти на дне Черного моря мне самому казались совершенно безнадежными, так как мощность слоя черноморских отложений ничтожна и в области глубоководного ила редко достигает метра. Кроме того, заметные скопления нефти, если последняя здесь действительно образовывалась, могли получиться в вязкой массе осадка лишь при каких-либо особых условиях, и прежде всего при существовании давлений, которые могли бы выдавить нефть в какие-либо поры. Очевидно, что ожидать встретить такие условия на дне моря было трудно. Тем не менее во время последнего плавания корабля «Первое Мая» против Керченского полуострова на дне моря были встречены обширные оползни, движение которых сдавливало ил в сложные мелкие складки, раздробляло его и создавало многочисленные трещины, заполненные частью сульфидгидратами железа, частью же обломками отложений. В этих трещинах на глубине 920 м и были встречены, с одной стороны, капли прозрачного, жидкого, желтого, масляобразного вещества, а с другой — вазелиноподобное белое вещество; и то и другое легко растворялось в эфире. К сожалению, очень малое количество вещества не позволило определить точно его химическую природу, но по виду жидкое вещество, показанное мною многим геологам и химикам ГИНИ, чрезвычайно напоминало нефть. Таким образом, и на дне современного Черного моря нефтеобразование, по видимому, происходит.

Все это делает изложенные выводы об условиях образования нефти в Крымско-Кавказской области в высшей степени вероятными, и мы можем принять их за основу для дальнейших построений.

В упоминавшейся уже выше работе я пытался разрешить и вопрос о том, где и при каких условиях в геологическом прошлом могли возникать морские бассейны с недостаточным притоком кислорода, способствующим сероводородному заражению водной массы. Исходя из анализа кавказских условий, можно прийти к заключению, что подобного рода бассейны могут и, вероятно, даже должны возникать в геосинклинальных областях в эпохи, или непосредственно предшествующие горообразовательным фазам или непосредственно следующие за этими фазами. Если это так, то мы вправе предполагать наличие условий, благоприятствовавших образованию нефти, в каждой геосинклинальной области. Это, как известно, вполне совпадает с приуроченностью нефтяных месторождений к окраинам горных цепей; в средних частях последних нефть, конечно, не могла сохраниться уже в силу интенсивности дислокаций и метаморфизма.

Попробуем теперь с изложенной точки зрения подойти к намечающейся Волго-Уральской нефтеносной области.

Все перечисленные выше признаки нефтеносности, исключая самые северные, лежат в области так называемой Восточно-Русской впадины. Впадина эта в своей геологической жизни была теснейшим образом связана с Уралом и вместе с ним переживала горообразовательные движения, выразившиеся здесь в образовании ряда пологих куполов и широких пологих антиклинальных поднятий. Эти тектонические движения продолжались здесь и после формирования Урала, до палеогена включительно, а на юге, в районе Прикаспийской впадины, и значительно дольше. На Восточно-Русскую впадину приходится смотреть, как на нечто переходное между геосинклиналью и континентальной глыбой или как на зачаточную, развивающуюся геосинклиналь, которая заместила собою после герцинских горообразовательных движений геосинклиналь Урала. Различные части этой области находятся сейчас в различной степени зрелости.

На юге, в Прикаспийской и Каспийской впадинах, повидимому, геосинклиналь уже выработалась, на севере же находится в зачаточной форме. Если это так, то с точки зрения наших представлений об условиях образования нефти, рассматриваемая часть Восточно-Русской впадины должна быть поставлена в число возможно-нефтеносных областей.

Нам остается только подчеркнуть, что в этом возможно-нефтеносном районе имеются и те структурные формы, которые считаются необходимыми для образования промышленных скоплений нефти, — пологие складки и купола.

Восточной границей Волго-Уральской нефтеносной области мы должны считать линию сплошных выходов девонских пород на западном склоне Урала. Западная граница на юге может почти совпадать с границей Восточно-Русской впадины, проходя на юге к западу от поднятий Дону-Медведицкой антиклинальной зоны и Саратовского уезда. К северу от последнего она становится мало определенной. Крайним западным тектоническим поднятием Восточно-Русской впадины является здесь Окско-Цинский вал, по поскольку нам известно строение Подмосковной котловины, где до девона в центре и до докембрийских пород на юге нет никаких признаков нефти, правильнее будет, хотя бы временно, проводить границу возможно-нефтеносной области восточнее вала, в районе Симбирско-Саратовского прогиба или синеклизы. К северу от Волги она должна проходить западнее района «Вятских увалов», через южную часть Тимана и далее где-то между Тиманом и хребтом Чернышева в Большеземельской тундре.

Попробуем теперь, идя тем же дедуктивным путем, пометить в пределах возможно-нефтеносной Волго-Уральской области возможно-нефтеносные горизонты.

Исходя из нашей рабочей гипотезы, мы должны считать возможно-нефтеносными те геологические горизонты, породы которых образовались в моменты, или непосредственно предшествующие, или непосредственно следующие за эпохами горообразовательных движений на Урале¹.

К сожалению, древнейшая, додевонская история Урала нам еще почти вовсе неизвестна, и потому отложения силурийской и кембрийской систем приходится исключать из рассмотрения. Если начать с девонского периода, то тут прежде всего наше внимание должно остановиться на границе между средним и верхним девоном. Мы знаем, что на восточном склоне Урала в среднедевонское время имела место чрезвычайно интенсивная вулканическая деятельность, что местами и на Урале и в Мугоджарах верхний девон залегает несогласно на более древних породах и что, наконец, приблизительно к границе среднего и верхнего девона относится начало обширной трансгрессии, покрывшей почти всю Русскую платформу. Все эти факты, на наш взгляд, с несомненностью говорят о том, что в рассматриваемой эпохе в пределах Уральской геосинклинали приурочены были горообразовательные движения. Второй, уже совершенно несомненной эпохой таких движений была граница каменноугольного и пермского периодов, когда возникла современная складчатость Урала. Итак, с точки зрения нашей рабочей гипотезы, мы можем искать возможно-нефтеносные горизонты, с одной стороны, где-то у границы среднего и верхнего девона, а с другой — у границы карбона и перми. Посмотрим, имеются ли факты, оправдывающие до известной степени эти теоретические построения.

¹ Полузамкнутые, плохо вентилируемые бассейны могли возникать и в связи со слабыми движениями, например, в нижнем карбоне, но мы для простоты этого касаться здесь не будем.

По отношению к девону в нашем распоряжении имеются три факта. Во-первых, на Тимане, в песчаниках, подстилающих верхнедевонские отложения, существует нефть. Во-вторых, в южной части Тимана и на протяжении всего западного склона Урала в верхнем и, повидимому, отчасти в среднем девоне развиты сильнобитуминозные известняки, в порах которых на крайнем юге А. П. Карпинский наблюдал выделения асфальта. В третьих, на Самарской луке в верхнекаменноугольных известняках имеются участки, пропитанные гудроном, который возник, очевидно, за счет окисления нефти, поднявшейся откуда-то из глубины, возможно из девонских отложений.

К сожалению, при современном состоянии наших знаний мы еще не можем решить, чем обуславливается битуминозность девонских известняков Урала: имеются ли здесь первичные полибитумы или продукты окисления и метаморфизации нефти, как это можно заключить из указаний Карпинского, или, наконец, и то и другое. Решение этого вопроса должно составить задачу будущих исследований, но уже и приведенных данных достаточно для того, чтобы мы не могли относиться отрицательно к возможной нефтеносности верхнего и среднего девона; этот геологический горизонт должен неизбежно учитываться при всяких проектах поисков нефти в Волго-Уральской области.

Гораздо хуже обстоит дело с породами, образовавшимися у границы каменноугольного и пермского периодов; однако и здесь некоторые небезинтересные факты имеются. Во-первых, на Косье и по Лупьевской ж. д. Краснопольским и Меллером и на р. Юрезани Чернышевым в верхнекаменноугольных отложениях уже давно указывались тонкослоистые известняки или известковистые сланцы, весьма богатые органическим веществом. Порода эта была показана мне А. Н. Розановым. Во-вторых, скважина у Чусовских городков встретила нефть в темных и даже черных известняках. Н. С. Шатский, видевший эти образцы, передавал мне, что среди них имеются породы, весьма похожие на юрезанские битуминозные сланцы.

Таким образом, мы имеем вполне определенные указания на присутствие в верхнекаменноугольных отложениях Приуралья битуминозных пород, с которыми, быть может, и связана нефтеносность. Приходится, однако, подчеркнуть, что каменноугольные отложения на огромных пространствах между Волгой и Уралом скрыты более молодыми породами, и состав их остается для нас совершенно неизвестным.

То же приходится повторить и по отношению к нижнепермским отложениям, для которых нам известна, с одной стороны, известняковая фация, характеризующая район Самарской луки и Окско-Цнинского вала, а с другой — полоса прибрежных отложений вдоль западного склона Урала; в этой последней местности известны сланцы в артинском ярусе, но характер их остается совершенно неизвестным. Нефть и ее дериваты, встречающиеся в пермских отложениях Самарской луки и в Заволжье, естественнее всего считать вторичными, пришедшими откуда-то с глубины, быть может, из каменноугольных или девонских отложений.

Таким образом, и для второго намеченного нами по теоретическим соображениям горизонта некоторые указания на возможную нефтеносность имеются.

Какие же работы должны быть предприняты для отыскания промышленных месторождений во всей рассмотренной возможно-нефтеносной области?

С геологоразведочной точки зрения область эта должна быть, мне кажется, подразделена на несколько обширных районов с различными

задачами как геологического обследования, так и разведочного бурения, и различной очередности.

На первое место сейчас, после бурения у Чусовских городков, приходится поставить полосу, непосредственно прилежащую к западному склону Урала, и часть самого склона. Начиная по крайней мере от южной оконечности Тимана на севере и кончая бассейнами Белой и Сакмары на юге, вся эта полоса должна подвергнуться сплошной геологической съемке, степень детальности которой должна определяться характером и условиями залегания пород и прежде всего степенью их дислоцированности.

Разведочные буровые работы здесь должны учитывать оба возможноснефтеносных горизонта. В пределах самого западного склона, на антиклиналях, сложенных каменноугольными породами, должно быть поставлено небольшое число буровых скважин с целью выяснения возможной нефтеносности девона.

В районе развития нижних горизонтов пермских пород должны быть самым тщательным образом отмечены все антиклипальные вздутия, как бы слабы и широки они не были. Буровые, согласно нашим обычным представлениям об условиях концентрации нефти, должны закладываться на этих антиклиналях. Приходится, однако, сознаться, что, имея дело с известняками, можно предполагать и совершенно иные условия концентрации, чем это имеет место в песках и песчаниках, именно различия пористости, явления перекристаллизации, которые могут вытеснять нефть из одних участков в другие и пр. Между прочим, то, что мы знаем пока об расположении слоев в Чусовском районе, совсем как будто не говорит о существовании здесь антиклинальных поднятий. При проектировании буровых в области развития пермских отложений необходимо, пока не будет выяснено расположение нефтеносных горизонтов, учитывать разведку не только всей толщи каменноугольных пород, но и девона.

При работах в приуральской полосе, как особая и очень важная задача, должно быть поставлено сравнительно-литологическое изучение девонских и каменноугольных отложений западного склона Урала. Работа эта может дать чрезвычайно ценный материал для выяснения возможной нефтеносности рассматриваемой разведочной полосы и, кроме того, она должна послужить базой для оценки возможностей, представляемых некоторыми районами Сибири и Туркестана, о чем мы скажем несколько слов в дальнейшем.

Почти такое же значение, как приуральской полосе, следует придавать району Самарской луки, Сока и Шешмы. Пермские породы, содержащие в этом районе признаки нефти, залегают слишком поверхностно, чтобы на них при малой дислоцированности области можно было рассчитывать как на промышленный горизонт; нефть эта, как мы уже говорили выше, вероятно, вторичная. Верхние горизонты каменноугольных отложений, судя по обнажениям на Самарской луке, здесь также не содержат нефтеносных горизонтов. Таким образом, в рассматриваемом районе приходится неизбежно проектировать глубокое бурение с заданием разведки девонских отложений.

Геологические работы здесь должны быть сосредоточены прежде всего в верхней половине течения Сока и Шешмы и должны иметь задачей уточнение наших представлений о характере тех поднятий, которыми вызвано появление в этом районе каменноугольных пород. На Самарской луке геологические исследования должны иметь целью главным образом выяснение связи гудронов со сбросовыми явлениями и деталей тектоники: это поможет, с одной стороны, выяснить, действительно ли нефть

происходит здесь с глубины, а с другой — даст возможность выбрать в точку для бурения, если таковое окажется желательным поставить.

Третьим разведочным районом является область Вятских увалов. Здесь приходится учитывать в первую очередь верхний из наших двух возможных нефтеносных горизонтов; вопрос о возможности достижения нижнего приходится ставить в зависимость от мощности пермских пород, и его придется решать лишь по проведению первых разведочных буровых. Геологическая часть работы должна быть направлена на инструментальное фиксирование указываемых здесь антиклиналей, к которым должно быть приурочено бурение.

Четвертым районом следует считать область Общего Сырта. По задачам, которые здесь придется решать, а также по методам работы область эта резко отличается от остальных. В пределах Общего Сырта те верхнепермские породы, которые в бассейне Сока и Шешмы содержат дериваты нефти в виде гудронов, опускаются на значительную глубину и могут поэтому явиться промышленными горизонтами, если только, конечно, нефть здесь в них сохраняется. Последнего мы знать не можем, но возможности существования верхнепермской нефти на Общем Сырте отрицать нельзя, и этот горизонт должен быть опробован бурением. В зависимости от мощности пермских пород, которой мы также не знаем, стоит вопрос о достижимости каменноугольных отложений; разрешить его можно будет только бурением.

Тектоника Общего Сырта, повидимому, будет резко отличаться от тектоники остальных районов, так как здесь, судя по последним работам, появляются уже брахиантиклинальные складки, которые распространены южнее в Эмбиском районе. Изучение этой тектоники потребует уже применения обычных детальных геологоразведочных работ кавказского типа, которые в большинстве случаев, на мой взгляд, не требуются при работах на остальных площадях. Кроме того, здесь предстоит большую важность выяснение вопроса, связаны ли брахиантиклинали с солевыми поднятиями, и потому при работах на Общем Сырте неизбежно придется привлечь гравиметрическую съемку.

Я не говорил пока ничего о работах к западу от Волги, вне района Самарской луки. Здесь прежде всего, конечно, привлекает внимание Дово-Медведицкая антиклинальная зона и область саратовских поднятий. Для геологического изучения этого района уже довольно много сделано. Выставлять дальнейшее его изучение в связи с нефтяной проблемой пока еще преждевременно, но условно и этот район приходится иметь в виду. Рассчитывать здесь можно лишь на глубокие горизонты палеозоя, но никаких внешних намеков на присутствие в них нефти пока не имеется. Если бурениями в бассейне Сока и Шешмы или на Самарской луке будет обнаружена нефть в девоне или нижнекаменноугольных отложениях, то и рассматриваемый район придется поставить в число подлежащих разведке.

К северу от Самарской луки целый ряд небольших поднятий находится в бассейне р. Свияги. Тут в первую очередь привлекает к себе имеющее признаки нефтеносности в пермских породах поднятие на р. Улеме. Если его изучение, которое предположено уже в текущем году, даст благоприятные результаты, придется обратить внимание и на этот район. О более западных областях я пока говорить не стану.

К югу от Общего Сырта расстилается низменная равнина, покрытая осадками недавней каспийской трансгрессии; лишь изредка, на берегах Эльтонского и Баскунчакского озер, на горе Чапчачи, Биш-Чохо и др., здесь появляются более древние породы, всегда более или менее сильно

дислоцированные; к востоку отсюда лежит Эмбенский нефтеносный район. Отрицать присутствие нефти в недрах этой Прикаспийской низменности мы не имеем никакого права; наоборот, для меня лично это представляется в высшей степени вероятным. Однако пытаться и здесь в первые же годы ставить какие-либо работы, при крайней трудности всей обстановки, было бы явно нерациональным. Если более северные районы дадут промышленные результаты, то при очень большом размахе разведочных работ придется спуститься и на равнину, начав, быть может, с бурений в окрестностях Эльтона и Малого Богда.

На этом можно кончить с планом работ в пределах Восточно-Русской впадины. Однако проблема поисков новых нефтяных месторождений в СССР отнюдь не совпадает с проблемой волго-уральской нефти; она неизмеримо шире. Я не стану здесь совсем говорить ни о Кавказе, где разведочные работы теперь ведутся уже совершенно планомерно, ни о Тимане, который неизбежно будет втянут в район исследований при широком развитии их в приуральской полосе, ни, наконец, о далекой, труднодоступной Большеземельской тундре; имеются и еще районы.

Во-первых, мне кажется, что еще не все сделано в Крыму. Геологическое изучение Керченского полуострова уже закончено, и там ведется разведочное бурение: остается западный выступ Крымского полуострова — Тархан-кут. Здесь нет наружных признаков нефтеносности, но имеются, по видимому, складки и олигоценовые отложения, аналоги майкопской свиты восточного Крыма. Пройти мимо этого района мне кажется невозможным, тем более, что мы приближаемся здесь к Карпатам.

Совсем особую проблему представляет изучение дна Каспийского моря. С одной стороны, при этом должны быть получены весьма ценные данные относительно условий образования нефтеносных отложений. Если даже то, что сделано в этом направлении попутно на дне Черного моря, дает, как мы видели выше, руководящие указания относительно оценки практического значения отдельных районов и направления поисков новых нефтеносных областей, то специальные исследования на Каспии могут обогатить геологию ценнейшим материалом научно-практического характера. Эта научная проблема является одной из актуальнейших задач текущего дня, и откладывать попытки ее решения было бы совершенно нецелесообразно.

С другой стороны, вдоль западного побережья Каспия, на весьма малой глубине к югу от Апшеронского полуострова тянется полоса подводных грязевых вулканов, выходов нефти и газа. Судя по тому, что наши богатейшие месторождения Апшеронского полуострова расположены на наиболее выдвинутой в море части суши, мы имеем право предполагать, что именно под морем скрыты колоссальные богатства. Современная техника несомненно справится с задачей разработки этих подводных месторождений, а методика исследования дна, выработанная на Черном море, дает основание надеяться, что так или иначе возможно будет многое сделать для выяснения геологического строения рассматриваемой области. Учитывая трудности выдвигаемой здесь проблемы, я настойчиво советую начинать разработку последней в ближайшее время.

В заключение несколько слов об азиатской части Союза.

Здесь мы не определили еще восточной границы Эмбенского района. К последнему, между прочим, могут относиться и поднятия, расположенные к югу от Мугоджар, как Чушкакульский кряж и др. Далее мы уделяем слишком мало внимания признакам нефти на Мангышлаке и в особенности в Бухаре. К решению вопроса о бухарской нефти, который мне несколько знаком по личным работам, необходимо подходить не по

старинке, производи обычную съемку и высказывая в заключение несколько общих, ни на чем не основанных предположений о том, откуда могла взяться нефть, а действительно научно. И здесь необходимо обратить самое серьезное внимание на изучение литологии, с одной стороны, огромных толщ юрских черных известняков, которые могут, говоря теоретически, оказаться нефтепроизводящими породами, а с другой — темных палеогеновых глин. Если признать, что нефтепроизводящими слоями могут быть юрские известняки, то из этого можно будет сделать очень много выводов.

Наконец, перед нами встает вопрос о Сибирской платформе, как мы называем огромную область между Енисеем и Леной. По ее периферии и в области Ленско-Вилуйской впадины существуют складки, а в стратиграфии видную роль играют темные, богатые органическим веществом известняки. Как будто и здесь возможность нахождения нефти в нижнепалеозойских образованиях не исключена. И еще раз мы оказываемся перед вопросом о значении битуминозных известняков в вопросах нефтяной геологии; сравнительная литология этих пород красной нитью проходит через всю проблему поисков новых нефтяных месторождений, и она должна быть решена, если мы хотим овладеть вопросом. Говорить о постановке систематических изысканий в области Сибирской платформы, конечно, еще преждевременно, но несколько рекогносцировочных экспедиций, имеющих целью главным образом ознакомление с битуминозными известняками, как с возможными нефтепроизводящими породами, следует сделать сейчас же.

Говорить о северо-восточной Сибири с ее сложным и молодым складчатым строением, с мощными свитами темных сланцев и известняков палеозойского и мезозойского возраста, мы пока, за отсутствием фактического материала, не станем, но в будущем на нее, с точки зрения отыскания новых районов, придется обратить очень большое внимание.

НЕСКОЛЬКО СЛОВ О ДИАГЕНЕЗЕ МОРСКИХ ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ¹

(Доложено в ОФМ 25.V 1930)

Изучая в Государственном исследовательском нефтяном институте вопрос о происхождении вод грозненских нефтяных месторождений, мы встретились с рядом фактов, которые могут иметь большое значение для познания процесса превращения морских илистых отложений в глинистые породы.

В морском илу нужно различать следующие главнейшие составные части:

1. Терригенный материал, обычно называемый глиной или физической глиной. Последняя состоит из тонких продуктов дробления разнообразных горных пород, в большинстве случаев сильно выветрившихся, но частью представляющих весьма мелкие зерна мало измененных минералов, как кварц, полевые шпаты, слюды, роговые обманки, магнетит, апатит и многие другие.

2. Органогенный материал, который представлен скелетными образованиями различных организмов, органическим веществом и минеральными продуктами жизнедеятельности бактерий, населяющих дно моря. Кремневые скелетные образования, встречаясь почти везде, в большинстве случаев не образуют в илу больших скоплений, но известковые играют в образовании многих илов весьма существенную роль. Из продуктов жизнедеятельности бактерий здесь нужно отметить сульфиды железа и в особенности порошкообразный CaCO_3 (дрьюит), который в большинстве случаев распределен в илу более или менее равномерно, но иногда сосредоточивается в прослойки, линзочки и комочки. Бактериогенный и скелетный CaCO_3 встречается почти во всех илистых отложениях, исключая лишь осадки очень больших глубин и некоторых особых участков морского дна, где он отсутствует вследствие процессов растворения. Органическое вещество в илу происходит за счет разложения тела как донных, так и планктонных животных и растений; в большинстве случаев содержание его невелико и колеблется от долей процента до 1—2%, но иногда доходит до нескольких десятков процентов.

3. Последней главной составной частью ила является вода того бассейна, в котором он образуется. Свежий, только что отложившийся ил чрезвычайно богат водою, которая образует главную массу осадка; позднее под влиянием постепенного уплотнения последнего количество воды становится все меньше и меньше, так что в породе остается лишь так называемая горная влага или вода, составляющая для глинистых пород не более 10% их веса.

¹ Печатается по тексту, опубликованному в Докладах Акад. Наук СССР, 1930, № 18. Соавтор Э. С. Залманзон. — *Ред.*

Столь сложная и разнородная система, какую представляет собою образовавшийся указанным путем свежий ил, очевидно, не может быть устойчивой и должна под влиянием только своих внутренних сил, не говоря уже об изменениях внешних термодинамических условий, претерпевать при переходе в породу глубокие и сложные изменения. Суммарность последних мы и должны понимать под именем диагенеза. Мы должны здесь оговориться, что провести границу между осадком и породой нельзя, и диагенетические процессы продолжают идти в породе до тех пор, пока она не попадет в условия выветривания или метаморфизма, или когда в нее не начнет поступать почему-либо материал извне. Рассмотрим главные из процессов, которые должны совершаться в глубоких слоях ила, переходящих в породу, и в этой последней, начав с терригенной, кластической части осадка.

На первое место, нам кажется, здесь следует поставить постепенную дегидратацию продуктов выветривания разнообразных силикатов и алюмосиликатов, составляющих главную массу кластического материала. Судя по тому, как происходит дегидратация гидротроилита в черноморских глинистых отложениях, процесс этот начинается весьма рано. Необходимо отметить, что дегидратация не только изменяет природу физической глины, но должна производить также и изменения в характере растворов, которые заключены в иловой и горной воде; на этом мы остановимся подробнее в дальнейшем.

Параллельно с процессами дегидратации в «физической глине» должны происходить сложные изменения химического состава слагающих ее минеральных тел, для понимания которых нам необходимо остановиться на некоторых, очень мало еще известных свойствах последних.

Ряд поставленных нами опытов показал, что как черноморский ил, так и глинистые породы обладают ярко выраженной способностью вступать в реакции обменного разложения с растворенными в воде веществами и в этом отношении сходны с почвами или цеолитами. Эти свойства илов и морских глинистых пород непосредственно вытекают из их природы; на поглотительную способность этих образований указывали многие почвоведы, как К. Д. Глинка, К. К. Гедройц, Б. Б. Полюнов, но в сознание геологов и минералогов факты эти, к сожалению, еще не проникли. Далее, опыты, пока правда еще предварительные, с обработкой хлористым аммонием порошка алюмосиликатов и силикатов позволяют предполагать, что способностью к таким реакциям обладают не только продукты выветривания этих типов соединений, но и сами минералы, при условии достаточно тонкого их раздробления. Таким образом, кластический материал ила и глинистой породы, быть может, в его целом, исключая конечно кварц, представляет поглощающий комплекс, подобный поглощающему комплексу почв¹.

Исследование поглощенных оснований в мелководных илистых отложениях Черного моря показывает, что под влиянием морской воды в состав поглощающего комплекса входят Са, Mg, К, Na. При пятикратной обработке одного из образцов ила² нормальным раствором NH_4Cl было выделено Са 0,27%, Mg 0,12%, К 0,09% и Na 0,21%, считая от

¹ После написания этой статьи мы ознакомились с резюме интересного доклада М. И. Равича «Влияние грунта на состав рапы» (Изв. Инст. физ.-хим. анализа АН СССР, т. IV, вып. 2, 1930), в котором автор устанавливает наличие поглощающего комплекса в илу Майнакского озера и учитывает влияние его на состав находящихся в растворе солей.

² Образцы взяты из верхней части колонок ила, полученных большим трубчатым лотом Черноморского флота.

веса исходной навески. Пятикратная же обработка другого образца 4%-ным нормальным раствором дала Са 0,68%, Mg 0,41%, К 0,07% и Na 0,41%. Здесь важно отметить, что натрий входит в поглощающий комплекс в большем количестве, чем калий, — приблизительно вдвое. Состав поглощенных оснований ила, очевидно, должен оставаться неизменным, если не будет изменяться состав находящихся в илу растворов; при изменении последних должны наступать и более или менее глубокие изменения в составе поглощающего комплекса.

Первоначально захваченная илом морская вода при переходе в глубокие слои осадка и породе не может сохранить своего состава неизменным в силу ряда причин. Во-первых, под влиянием уплотнения осадка главная масса воды с заключенными в ней солями должна выдавливаться из глины; во-вторых, дегидратация «физической глины», гидротроилита и других коллоидальных новообразований, а также выделение H_2O при распаде органического вещества вводят в осадок и породу массы чистой воды, все более и более разжижающие оставшиеся после удаления главной части морской воды растворы. В основном эти два параллельно идущих процесса должны иметь следствием сильное понижение концентрации погребенной в илу морской воды. Рука об руку с этим, под влиянием процессов, связанных с разложением органического вещества, должно происходить и изменение состава солей, растворенных в этой воде.

Органическое вещество в своем вековом распаде, как известно, медленно обогащается углеродом, причем это совершается главным образом за счет выделения углекислоты, углеводов, воды и азотистых соединений. Распад этот начинается еще в осадке, и в Черном море, как это мы пытались выяснить в другом месте¹, протекает тем энергичнее, чем меньше находится в илу глины, обволакивающей частицы органического вещества и тем предохраняющей их от разложения. Это легко видеть по величине отношения углерода к азоту, какое наблюдается в различных типах черноморских отложений. В мелководных, богатых глинистым веществом илах отношение $\frac{C}{N}$ равно 4—4,6, тогда как в глубоководных оно

возрастает до 6—8—11 и даже 14. Еще больше $\frac{C}{N}$ в породах, где при отсутствии следов метаморфизма величина его колеблется обычно от 16 до 40.

Выделяющаяся при распаде органического вещества углекислота резко повышает растворяющее действие оставшейся в илу и породе воды на заключающийся в них $CaCO_3$. Переход в раствор значительных количеств последнего при малой концентрации оставшихся солей морской воды неизбежно должен вызвать реакции обменного разложения между поглощающим комплексом глины и раствором. Поглощающий комплекс должен обогатиться кальцием, в раствор же будет переходить в первую очередь натрий, энергия поглощения которого наименьшая.

В результате векового действия всех указанных процессов должны иметь место крупные качественные изменения как жидкого, так и твердого компонентов ила, переходящего в породу. Погребенная в порах последней разжиженная морская соленая вода со свойственным ей отношением $\frac{r(Na + K)}{rCl} = 0,84—0,88$ (для Черного моря) должна постепенно замениться щелочной, содовой водой, в которой величина указанного отношения может сделаться почти произвольно высокой. Химический состав «физической глины» должен измениться в сторону уменьшения количества натрия и

¹ А. Д. А р х а н г е л ь с к и й. Условия образования нефти на Северном Кавказе. Изд. «Нефт. хоз.». М., 1927.

относительного увеличения количества кальция, магния и калия; два последних элемента будут удерживаться глиной в силу того, что энергия поглощения их значительно выше, нежели натрия.

Приведенные рассуждения были проверены частью экспериментально, частью же путем изучения природных объектов.

Для экспериментальной работы с целью выяснения возможной роли углекислоты в процессе изменения состава иловых растворов мы воспользовались черноморским илом, из которого делались параллельно вытяжки 1) водой и 2) водой при продолжительном пропускании тока CO_2 . В последнем случае вместе с переходом в раствор большого количества CaCO_3 наблюдалось увеличение отношения $\frac{r(\text{Na} + \text{K})}{r \text{Cl}}$ с 0,93 до 1 в одном случае, и с 0,95 до 1,06 — в другом.

Из природных объектов мы изучили прежде всего поглощенные основания в глубоководном черноморском илу и в миоценовых глинах Северного Кавказа. Из глубоководного ила, в котором органическое вещество, как мы видели выше, подверглось более глубокому разложению, нежели в мелководном, при пятикратной обработке нормальным раствором NH_4Cl было выделено Ca 0,27%, Mg 0,11%, K 0,11% и Na 0,06%. Одна из исследованных миоценовых глин при той же обработке дала: Ca 0,31%, Mg 0,12%, K 0,09% и Na 0,06%. Сравнивая эти цифры с данными ранее для поглощения оснований мелководного ила, легко видеть, что наши предположения вполне ими оправдываются.

Далее был изучен химический состав многочисленных водных вытяжек как из черноморских илистых отложений, так и из миоценовых глин. В иловой воде отношение $\frac{r(\text{Na} + \text{K})}{r \text{Cl}}$ всегда несколько выше, нежели в морской (0,91—1,06 вместо 0,84—0,88), что показывает на начальные стадии описанного выше процесса ее изменения. В водных вытяжках из миоценовых глин величина отношения $\frac{r(\text{Na} + \text{K})}{r \text{Cl}}$ колеблется уже между 2 и 9, что вполне соответствует далеко продвинувшемуся процессу замещения натрия кальцием; натрия в этих вытяжках связан главным образом с CO_3 , и мы имеем в них перед собою содовые растворы.

Описанные процессы влекут за собой длинный ряд других изменений первичных компонентов осадка, объясняющих и особенности химического состава некоторых подземных вод, и многие свойства глинистых пород, и, наконец, распределение некоторых химических элементов в поверхностной оболочке земной коры.

Совершенно понятно, что образующиеся в глубоких частях ила и в глинистых породах щелочные растворы при дальнейшем уплотнении глины выдавливаются в пласты пористых пород, залегающих в глинах и что это приводит к образованию щелочных, содовых подземных вод. Последние должны образовываться также и путем выщелачивания глин различными водами, проникающими в пористые пласты извне, а также сохранившейся в последних первичной морской водой. Наши исследования показывают, между прочим, что воды грозненских нефтяных месторождений по характеру растворенных в них солей вполне отвечают водным вытяжкам из вмещающих водные слои глин.

Вековые процессы выщелачивания углекислыми водами первоначально находившегося в илах CaCO_3 , по всей вероятности, объясняют возникновение мощных толщ бескарбонатных глин и глинистых сланцев, столь характерных для многих горных сооружений. Перешедший в раствор CaCO_3 частью удален из них при выдавливании воды, частью заместился

Na_2CO_3 , отдав кальций поглощающему комплексу породы. Огромную роль должно играть образование щелочных растворов в процессах растворения кремневых скелетных образований материнского ила, перемещениях кремнезема, окремнения пород и образования кремневых конкреций.

Совершенно ясными становятся в свете изложенных фактов и рассуждений процессы, определяющие различную судьбу калия и натрия в поверхностных частях земной коры. При выветривании магматических пород, в которых К и Na содержатся приблизительно в одинаковых количествах, первый из названных элементов в силу большой энергии поглощения в большем количестве удерживается глинистыми продуктами выветривания, нежели натрий, значительная часть которого переходит в раствор. В условиях морского дна К в относительно большем количестве переходит из воды в поглощающий комплекс ила; большие количества его здесь, кроме того, потребляются на образование глауконита и «палагонитовых веществ», причем процесс этот совершается, быть может, по типу реакций, свойственных поглощающему комплексу. В процессах диагенеза главная масса поглощенного из морской воды натрия свободно возвращается в раствор, тогда как калий вновь удерживается. Суммарное действие всех этих явлений приводит к непрерывному обогащению глинистых пород калием и вод, т. е. в конечном счете океана, — натрием. Учитывая все это, можно предполагать, что по содержанию К и Na не только воды океанов, но и глинистые породы каждого геологического периода должны, хотя и в очень малой степени, отличаться от соответствующих образований предшествующего и последующего отрезков геологического времени. Это в свою очередь позволяет думать, что и общий процесс минералообразования в океане и глинистых породах, поскольку он определяется калием и натрием воды и поглощающего комплекса, должен, хотя, быть может, и еще совершенно неуловимо для наших методов исследования, меняться во времени.

Заканчивая эту краткую предварительную заметку, мы позволяем себе высказать предположение, что дальнейшее тщательное изучение намеченных здесь явлений может сыграть весьма крупную роль в минералогии и петрографии осадочных пород, в особенности в вопросах происхождения разнообразных типов подземных вод, а также минералов и в первую очередь, быть может, глауконита.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ ПО ИЗУЧЕНИЮ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО КАСПИЯ, ПРОИЗВЕДЕННЫХ ЭКСПЕДИЦИЕЙ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ¹

Летом 1933 г. Институт геологии и минералогии, в котором я работаю в Москве, организовал работы по изучению дна Каспийского моря, точнее его отложений. Эти работы преследуют три задачи: во-первых, производя их, мы надеемся собрать ценный материал для того, чтобы в дальнейшем расшифровать условия образования осадочных пород и, в первую очередь, пород нефтяных месторождений; во-вторых, мы надеемся таким путем получить указания относительно новейших, последних страниц истории Каспийского моря; в-третьих, эти работы имеют своей задачей определить те области в мелководной части Каспийского моря, в которых можно было бы поставить детальные подводные геологические исследования для разведок на нефть на дне моря.

Эти работы удалось организовать лишь благодаря действенной помощи Убекокаспия и, в особенности, А. И. Михалевского, под начальством которого и проделал рейс корабль «Секстан», на котором работала экспедиция.

Работы в море были произведены двумя сотрудниками Института геологии и минералогии — А. Ф. Носовым и М. А. Ерошенко. Материал, который собран, обрабатывался А. Ф. Носовым и мною совместно, и от лица нас обоих я делаю это сообщение.

Работа только недавно закончена, только что разобран материал, сделано первое беглое описание полученных образцов отложений, только что сделаны многочисленные анализы, потому об общих результатах экспедиции сказать здесь я могу еще очень мало. Да было бы и неправильно, если бы я касался всех результатов работ, не считаясь с характером настоящей сессии.

Учитывая особые задачи настоящего заседания, я сосредоточусь лишь на определенной группе вопросов, именно на вопросах о движении береговой линии Каспия и о колебаниях его уровня. Мой доклад является, таким образом, непосредственным продолжением доклада А. В. Вознесенского (см. Труды ноябрьской сессии, посвященной проблеме Волго-Каспия), но я буду подходить несколько с иной точки зрения, нежели подходил он, базируясь на ином материале.

Едва ли нужно особенно доказывать в настоящий момент важность исследований, касающихся вопроса о передвижении береговой линии. Совершенно понятно, что каждое движение ее, в особенности на севере, каждое повышение и понижение ее, или соответственно повышение и по-

¹ Печатается по тексту, опубликованному в кн.: «Проблемы Волго-Каспия», сб. 2, 1934.— *Ред.*

нижение уровня Каспия, немедленно отражается на всем режиме Волги и на скорости ее течения, на движении наносов, на уровне грунтовых вод и т. д. Это — с одной стороны.

С другой стороны, проф. Ризенкампф в своем докладе (см. доклад проф. Ризенкампфа в Трудах ноябрьской сессии, посвященной проблеме Волго-Каспия, т. I. и отд. изд.) придавал огромное значение отрицательному движению береговой линии в северной части Каспия; с отступанием моря здесь будет связано увеличение площади песков, резкие, быть может, изменения климата, увеличение суховеев и т. д.

Все это в настоящий момент, конечно, заставляет охчень насторожиться в отношении движения береговой линии и приложить все усилия к тому, чтобы в ближайшее время определить хотя бы общее направление этого движения с тем, чтобы на основе этого принять те или иные меры к точному количественному изучению перемещений берега.

Что касается методов определения движений, то их несколько. Первым, и при известных обстоятельствах наиболее точным, наиболее исчерпывающим был бы, конечно, метод исторический. Но исторический метод имел бы полное значение лишь в том случае, если бы издавна берега Каспия были обжиты человеком, если бы относительно всего побережья Каспия имелись точные исторические сведения.

К сожалению, этого, как известно, нет. Даже и в настоящее время побережья Каспия отнюдь не являются обжитыми, а если мы возьмем более отдаленные времена, то сколько-нибудь точные данные можно будет найти лишь по отношению к отдельным, иногда к чрезвычайно далеко одна от другой отстоящим точкам. И вот это лишает исторические данные в значительной мере, а в некоторых случаях и полностью, их значения.

В самом деле, А. В. Вознесенский указал нам, как трудно даже в современных условиях базироваться на точных геодезических наблюдениях для решения вопроса о том, как движется береговая линия Каспия. Он подчеркнул, что различные точки побережья Каспия могут двигаться весьма различным способом. Это совершенно верно. И если подойти с геологической точки зрения, то на протяжении Каспия можно выделить по меньшей мере пять отрезков, движение которых может принципиально отличаться от движения соседних участков.

В самом деле, Южный Каспий — наиболее глубокая часть его, являющаяся продолжением того понижения, которое идет вглубь долины р. Куры, — это первый участок, в общем характеризующийся длительными опусканиями.

Второй участок — продолжение главного Кавказского хребта — идет приблизительно с Апшеронского полуострова на Красноводский, — это участок, имеющий тенденцию к длительному поднятию.

Еще севернее располагается участок, являющийся продолжением Терской впадины, т. е. участок земной коры, испытывающий длительное опускание.

Затем, на линии, соединяющей Мангышлак с Донецким бассейном, проходит полоса избытка силы тяжести, которая указывает на то, что этот участок, как и главный Кавказский хребет, принципиально разнится от прилегающих к нему с севера и с юга участков: по этой линии, очевидно, под покровом молодых пород проходят те складки, которые соединяют Мангышлак с Донецким бассейном.

И, наконец, последняя область, северная часть Каспия, входит в пределы Урало-Эмбинского тектонического района, который отличается своеобразной тектонической структурой,¹ описанной подробно в докладе

акад. И. М. Губкина, и в общем, повидимому, имеет тенденцию к опусканию.

Движения береговой линии в этих пяти участках заведомо могут быть различны, но и в пределах каждого из этих участков отдельные точки могут двигаться тоже в различных направлениях. Все это создает чрезвычайно большую путаницу и делает исторические данные, относящиеся к отдельным точкам, едва ли пригодными для общих выводов относительно колебаний уровня воды или движений береговой линии всего Каспийского моря.

Тем не менее, как вы знаете, был сделан целый ряд попыток, основываясь на исторических данных, понять движение береговой линии. Последняя из этих попыток принадлежит проф. Ковалевскому и опубликована им в его книге «Лик Каспия». Я иначе отношусь к этой книге, нежели Н. С. Курнаков и И. М. Губкин. Я думаю, что в ней отсутствует элементарная историческая критика источников. Поэтому едва ли можно доверять тем результатам, к которым пришел ее автор. Тем не менее, я на всякий случай покажу ту схему движений уровня Каспия, которую дает проф. Ковалевский. Из его рассуждений следует, что наиболее низкий уровень Каспия имел за 13 веков до настоящего времени. Затем было повышение, которое в настоящее время вновь сменяется понижением.

Аналогичные попытки были сделаны также рядом других авторов, но я не буду на них останавливаться, ибо, повторю, не придаю им большого значения.

Второй метод, которым мы могли бы очень точно решить задачу, это — метод точных нивелировок, о котором упоминалось в прениях по докладу П. А. Православлева (см. Труды ноябрьской сессии). Но этот путь мне кажется долгим и сложным. Учítывая, что движения различных отдельных участков Каспия могут быть различными, мы должны были бы точнейшим образом занивелировать очень большие площади по берегам самого Каспия, потом перекинуться с нивелировками отсюда к каким-то несомненно устойчивым точкам. К каким именно точкам — это для меня неясно: к Батуму нельзя — он движется, к северному участку черноморского побережья — тоже нельзя — движется. Это — очень сложная задача. Тем не менее, правильно поставленная нивелировка даст очень интересные результаты, и я ее всячески поддерживаю; следует только не закрывать глаза на то, что это дело сложное, требующее очень больших работ и большого количества времени.

Я не стану говорить о методе гравиметрическом, который был предложен проф. П. А. Православлевым и проф. Горшковым, потому что, по-моему, он не имеет никакого отношения к тем задачам, которые в настоящее время должны решать, т. е. к задачам движения береговой линии в течение вынешнего дня и ближайших пятидесятилетий и столетий.

Для быстрой ориентировки в интересующем нас вопросе могут служить два метода: первый — геоморфологический и второй — изучение осадков Каспийского моря. Эти два метода, если их комбинировать, дадут возможность достаточно точно определить знак общего движения береговой линии, особенно для Северного Каспия, который для нас представляет большой интерес. После того как мы определим этот знак, можно поставить ряд работ, уточняющих количественную сторону дела и частные отклонения процесса.

В отношении метода геоморфологического было сделано уже немало Мейснером, Л. С. Бергом, П. А. Православлевым. Ряд очень ценных указаний был дан в прениях по докладу последнего на настоящей сессии.

Во-первых, северная часть Каспийского моря имеет чрезвычайно характерную береговую линию. Бесчисленные заливы, ильмени указывают на недавнее освоение морем когда-то занятой дюнами, балками и пр. страны; эта береговая линия указывает на положительное движение, на наступление моря на сушу; другими словами, она указывает на опускание суши в этих областях.

Во-вторых, П. А. Православлев дал в одной из своих работ очень любопытную кривую русла Волги. Все, кто интересуется Каспием, конечно, знают эту кривую. Она доказывает, что русло Волги является резко переуглубленным и находится значительно ниже (на много метров) уровня моря. Это, очевидно, могло быть только при тех условиях, если произошли какие-то изменения в уровне Каспия.

Для объяснения наблюдаемых фактов П. А. Православлев делает ряд предположений. Он допускает, во-первых, возможность, что Волга выработала свое русло тогда, когда берег Каспия стоял гораздо южнее. Позднее произошло поднятие уровня Каспия, и получилась та дисгармония между руслом реки и уровнем моря, о которой я сейчас говорил. По другому предположению опускание испытывает самое русло Волги. Это мне кажется гораздо менее вероятным, ибо опускание не может приурочиваться только к руслу реки; оно чувствовалось бы и в соседних областях, чего на самом деле нет.

Итак, на суше можно найти два очень существенных указания, говорящих об одном и том же — о положительном движении береговой линии, о продвижении Северного Каспия на север.

Еще одно, чрезвычайно важное указание дает рельеф дна Северного Каспия. По дну моря от устья Урала к югу и к юго-западу идет «Уральская бороздина» — замечательное понижение, как бы подводящая затопленная долина, заметная на огромном протяжении и прослеживающаяся как раз до начала значительных глубин, до того места, к которому П. А. Православлев отодвигал берег Каспия в эпоху выработки русла Волги.

Итак, есть целый ряд указаний геоморфологического характера, свидетельствующих о том, что движение береговой линии на севере положительное, о том, что море наступает на сушу. Это в своем выступлении резко подчеркнул в прошлый раз Л. С. Берг. Есть некоторые указания и другого характера, к которым я вернусь позже.

Однако остается нерешенным вот какой вопрос: исходя из этих геоморфологических данных, недавнее затопление Каспием суши — несомненно. О недавнем можно говорить лишь с геологической точки зрения, а что делается сейчас, что делалось 20 лет назад и что будет делаться через 50 лет на основании приведенного материала — сказать мы не можем.

Сущность геоморфологического метода всем, конечно, ясна и не может возбуждать никаких сомнений. Более сложно для решения этих задач использовать метод изучения осадков. Этот метод является для нас непривычным, потому что этим вопросом до сих пор как следует не занимались, и впервые, может быть, осадки были изучены с достаточной полнотой в последние годы на Черном море.

Придется два слова сказать об этом методе. Представим себе, что в море имеется какая-то точка, и в этой точке отлагаются осадки; чем определяется состав отложений, которые здесь накапливаются?

Этот состав определяется тремя основными факторами. Во-первых, приносом с суши частиц того песка или глины, которые здесь накапливаются. В одну эпоху этих частиц может приноситься много, в другой момент мало, в зависимости от изменений рельефа суши. Второй фактор —

условия падения частиц, принесенных с берега и их сортировка, — что определяется, в первую очередь, расстоянием от берега: близк к берегу будут отлагаться пески, дальше — глинистый материал. Там, где имеется небольшая глубина, где волны доходят до дна, они вымывают легко глинистые частицы; течения, проходят над данной точкой, могут проносить илистый материал и позволять падать только более крупным частицам и т. д.

Последним фактором, определяющим состав осадков в данной точке, является образование в самом море некоторых минеральных тел, которые входят в состав отложений. В первую очередь это — углекислый кальций, в виде порошковатого кальцита и раковин разных моллюсков, затем органические вещества, пирит и т. д.

Если факторы, определяющие строение осадков, будут меняться, то будет меняться, очевидно, состав отложений. Представим себе, что будет меняться высота прилегающих к данному бассейну участков суши. При этих условиях, очевидно, уменьшится размывание, и на морское дно меньше будет попадать обломочных частиц, а размеры последних будут уменьшаться. Уже по одному этому в рассматриваемой нами точке вместо песков может начать накапливаться глина. Если уменьшение высоты местности будет обуславливаться опусканиями, то станет опускаться и берег; море будет увеличивать свои размеры. Стало быть, наша точка станет отодвигаться от берега дальше; а дальше от берега, как мы знаем, отлагается более тонкий материал; может случиться, наконец, что в рассматриваемую точку совсем перестанут достигать обломочные частицы. Таким образом, опускание влечет за собою уменьшение количества поступающего в море обломочного материала и соответствующее изменение осадков. Параллельно с уменьшением обломочных частиц на первый план должны выступить те компоненты осадка, которые вырабатываются в самом море. Тот порошковатый углекислый кальций, который раньше при значительном поступлении глинистых частиц составлял небольшую долю осадка, в изменившихся условиях может сделаться главенствующим. Тогда станут отлагаться мелоподобные осадки. Те раковины моллюсков, которые раньше в глинистых или песчаных отложениях были разбросаны и встречались поодиночке, будут накапливаться в виде целого пласта ракушек.

Наша экспедиция сделала два пересечения Каспийского моря. Первое — от Апшеронского полуострова к Краснодарскому. Этот ход располагался как раз над той выпуклостью, которая отделяет южную часть моря от северной глубокой части. Дальше был сделан ход вдоль восточного побережья с заходом в Краснодарск мимо о-ва Челекена.

Была пересечена глубокая южная часть с заходом в Ленкорань и были сделаны два хода, которые освещают строение мелководных осадков у западного берега.

Для получения образцов осадков применялись так называемые большие трубки Убекочерназа, которые давали возможность получить колонки свыше 2,5 м длины.

Теперь перейду к общей характеристике каспийских отложений.

В Каспийском море так же, как и в Черном и в других внутренних закрытых морях, иловые отложения начинаются с ничтожных глубин; песок держится у самого берега или там, где глубина не превышает 10 м. Иногда ил встречается и еще на меньшей глубине. Это представляет большой интерес для геологов, которые должны помнить, что в условиях бассейнов минувшего, которые они изучают, во многих случаях иловые отложения начинались с совершенно ничтожных глубин.

На первый взгляд, отложения дна Каспийского моря представляются чрезвычайно однообразными, но ближайшее изучение показывает иную картину. При преобладании иловых отложений цвет осадков на востоке и на западе различный; на западе всюду почти мы имеем серый ил, на востоке же — характерный белый, сильно известковистый; содержание CaCO_3 в этом белом илу доходит до 60—70%. Затем в характере песков также наблюдаются весьма интересные различия. Около западного побережья развиты нормальные пески, состоящие из песчинок различных обломочных минералов; такие же пески имеются и на крайнем востоке, у самого восточного берега, но несколько дальше от берега здесь развиты оолитовые пески, которые, как мне говорил А. И. Михалевский, протягиваются вдоль восточного берега Каспия на очень большое расстояние. Таким образом, здесь в настоящий момент образуются оолитовые известняки.

Эти различия в составе осадков восточного и западного Каспия зависят от различия прилегающих к берегам участков суши, с чем связываются различия в приносе обломочных частиц. С запада к Южному Каспию примыкает высокая горная страна с бурными реками, несущими колоссальное количество ила. Поэтому на западе отлагаются нормальные иловые глинистые отложения серого цвета. К востоку от Каспийского моря располагаются низменные пустыни с совершенно ничтожным количеством осадков; отсюда обломочные частицы почти не поступают. Вследствие этого здесь на первый план выступает CaCO_3 , который на западе образует лишь небольшую примесь к глинистым частицам.

Перехожу теперь к тем фактам, которые непосредственно могут нас заинтересовать в связи с решением вопроса о движении береговой линии. Здесь обнаружили следующие интересные факты.

К югу от Баку, на мелководье, трубка врезалась в коренные породы, пройдя очень небольшую толщину каспийских отложений.

Около о-ва Челекена мощность современных отложений оказалась также совершенно ничтожной, и трубка, пробив их, врезалась в сильно дислоцированные темные глины.

К северу от о-ва Челекена — то же самое: трубка, пройдя небольшой слой иловых отложений, врезалась в розоватую пеструю породу, явно не современную.

Вы видите, таким образом, что и на одной и на другой стороне моря мощность современных отложений ничтожна, и трубка врезается в коренные породы.

Оказывается, такие факты имеются не только на юге: аналогичный факт известен и на севере. В одной из своих статей П. А. Православлев описывает работу землечерпательной машины к югу от Астрахани, которая поднимала со дна моря торф. Таким образом, мы и здесь, на севере, чуть ли не с поверхности, имеем отложения не морские каспийские, а более древние наземные.

Итак, из четырех пунктов мы имеем данные относительно минимальной мощности современных отложений. Это как будто бы свидетельствует, совершенно согласно с геоморфологическими данными, о том, что прибрежные мелководные участки моря заняты им лишь недавно, что здесь идет затопление суши.

Обратимся теперь к строению отложений. Просмотр образцов показывает, что в целом ряде случаев в нижних горизонтах ила появляются пески. Таким образом, намечается некоторая закономерность в том смысле, что состав отложений снизу вверх меняется в таком направлении, что они становятся менее песчанистыми, песок исчезает, заменяясь

тончайшим илом. Это стоит в полной гармонии с двумя предыдущими указаниями, намечая, очевидно, передвижение береговой линии, удаление берега, опускание прилежащих участков суши.

Наконец, последний интересный факт, также стоящий в полном согласии с предыдущим, заключается в особенностях распределения в каспийских отложениях органических остатков, именно раковин моллюсков. В большом числе случаев нами наблюдалось изменение в содержании раковин в илу при переходе от нижних частей его к верхним. В нижних частях ила раковины рассеяны отдельными экземплярами на значительном расстоянии одна от другой, кверху же число их сильно увеличивается и ил переходит в глинистый ракушечник. Это стоит в полной гармонии со всем тем, что я раньше говорил, показывая, что постепенно количество обломочных частиц, поступающих в море, уменьшается; а это, в свою очередь, указывает на расширение границ моря, на положительное движение береговой линии.

Подводя итог всему, что я сказал, можно, мне кажется, с очень большой уверенностью утверждать, что настоящий момент относится или близко примыкает к той фазе жизни Каспийского моря, которая характеризуется в общем положительным движением береговой линии, затоплением прилежащих к нему, в особенности на севере, низких участков суши.

Формулируя таким образом вывод, я хочу подчеркнуть, что мы сейчас не можем определенно сказать, не прекратилась ли уже эта фаза и не сменилось ли опускание в настоящие дни обратным движением, не имеется ли на фоне общего повышения уровня сейчас каких-либо колебательных движений, которые на настоящий момент дают подъем дна на севере. Эти вопросы без специальных дальнейших исследований решить невозможно.

Каковы же специальные исследования, которые должны быть организованы для решения этих важнейших вопросов Волго-Каспийской проблемы?

К ним относятся, во-первых, нивелировки высокой точности, о которых я уже говорил раньше; нужно иметь в виду, что результаты здесь получаются лишь через очень большое время.

Во-вторых, необходима съемка северной части Каспия. А. В. Вознесенский уже указал, насколько плохи наши карты. Это положение совершенно недопустимо. Мы могли бы на сессии вынести решение: просить Гидрографическое управление и Убекокаспия организовать возможно срочно съемку северного побережья Каспийского моря. Сравнивая прежние съемки с современными, мы могли бы уже сделать ряд интересных выводов, и, кроме того, этой съемкой мы положили бы прочную базу для тех дальнейших наблюдений, которые должны еще более уточнить вопрос.

В-третьих, необходимо, чтобы Убекокаспия организовал подробные промеры северной мелководной части моря с тем, чтобы совершенно точно выяснить происхождение «Уральской бороздины»; эти промеры должны сопровождаться зондировкой для получения грунта.

В-четвертых, должны быть продолжены работы Института геологии и минералогии и Убекокаспия, направленные к дальнейшему изучению отложений Каспийского моря, с включением в их план мелководной северной части моря, где должны быть хорошо определены распространение и состав торфов, обнаруженных здесь землечерпательными работами.

ТИПЫ БОКСИТОВ СССР И ИХ ГЕНЕЗИС¹

І. ПРЕДИСЛОВИЕ

Два года назад после ознакомления с образцами уральских бокситов, привезенных А. А. Денисовичем, и с собранными этим геологом материалами по условиям их залегания, я опубликовал небольшую статью (Архангельский, 1933), посвященную вопросу о происхождении известных в СССР бокситов. Мне пришлось в ней коренным образом разойтись во взглядах на этот вопрос с огромным большинством советских и иностранных геологов, которые, как известно, рассматривают окислы алюминия, железа и титана, слагающие бокситы, в одних случаях, как остаток от растворения известняков, а в других — как продукты выветривания алюмосиликатных пород, оставшиеся на месте их образования или же переместившиеся к поверхности коры выветривания путем капиллярного поднятия; встречаясь с бокситами, для которых является очевидным иное, осадочное происхождение, геологи эти принимают, что имеют дело с горной породой, образовавшейся за счет механического разрушения и переотложения первичных элювиальных бокситов. Залегание изученных мною уральских бокситов среди осадочных пород, их структура и, наконец, их химический и минералогический состав вполне определенно говорили о том, что мы имеем в них химические осадки, выпавшие из истинных или коллоидальных растворов на дне озерных или морских бассейнов. Мысль об отложении бокситов химическим путем в озерах не является новой и высказывалась неоднократно целым рядом исследователей в отношении бокситов Индостана, США, Ирландии и др. (Burton, 1917; Fermor, 1911; Hubbard, 1922; Mallet, 1881; Spencer, 1893), но она не привлекала к себе должного внимания, повидимому, потому, что не была разработана с достаточной полнотой и на достаточно большом материале, как это имело место по отношению к теории выветривания (Fox, 1932; Harrassowitz, 1926; Kispatic̆, 1912; Lacroix, 1933; Tučan, 1912, и др.).

Благодаря отпуску промышленными организациями крупных средств на изучение бокситов, я одновременно с опубликованием упомянутой статьи получил возможность, с одной стороны, организовать крупные работы для проверки своей рабочей гипотезы путем изучения известных уже месторождений и экспериментальных исследований, а с другой — смог в самом широком масштабе применить эту гипотезу на практике для отыскания новых месторождений. Все эти работы были организованы под моим руководством и при непосредственном участии в Институте геологии и

¹ Печатается по тексту, опубликованному в книге «Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». Изд. Ак. Наук СССР, 1937.— *Ред.*

минералогии, в настоящий момент вошедшем вместе с Институтом прикладной минералогии в состав Института минерального сырья.

Специально для изучения условий залегания состава и генезиса бокситов в 1933 г. на Северный Урал в район развития палеозойских месторождений были командированы Н. Г. Маркова и Н. А. Штрейс, в район распространения мезозойских бокситов и древней коры выветривания на Средний Урал — Б. М. Федоров и на Южный Урал — А. К. Белоусов. В 1935 г. с исследовательскими целями, именно для изучения бокситоносных известняков как базы для дальнейших поисков бокситов на Урале, работала Н. А. Архангельская. Все эти лица производили свои исследования согласно выработанной предварительно программе, которая предусматривала сбор материала по вопросам, затрагиваемым в настоящей статье.

Одновременно с исследованием известных месторождений в 1933 г. были развернуты достаточно широко и поисковые работы. На Южном Урале и в Мугоджарах работали П. Л. Безруков и А. Л. Яншин, открывшие в обеих этих областях ряд новых месторождений; в северо-западных частях Донецкого бассейна поиски производила Н. А. Архангельская; в северо-восточном Казахстане, где залежи бокситов удалось обнаружить в Тургайском и Акмолинском районах, исследования велись Б. Н. Черновым и А. Л. Ползиковым и в Енисейском крае — Е. М. Великовской и Е. Н. Щукиной, которым удалось найти неизвестные ранее коренные месторождения. В 1934 г. поисковые работы продолжались среди палеозойских отложений Урала Н. А. Архангельской, Б. М. Федоровым, Г. П. Романовым, А. К. Белоусовым, Н. Г. Марковой и Н. А. Штрейсом, в результате чего здесь были обнаружены новые месторождения бокситов в районе Нижне-Туринского завода и установлено присутствие оригинальных диаспорово-шамозитовых руд в Пашийском и Кусь-Александровском рудных районах и на р. Катаве на Южном Урале. В Казахстане в этом году ряд новых месторождений был обнаружен Е. М. Великовской и Б. Н. Черновым, а в Енисейском крае — Е. Н. Щукиной; в 1934 г. были начаты работы в Средней Азии, где В. Н. Павлинов изучил недавно открытое месторождение палеозойских бокситов в предгорьях Туркестанского хребта. Наконец, в 1935 г. поиски продолжались на Южном Урале и в Средней Азии, где работы под моим руководством были организованы Таджикско-Памирской экспедицией. Для настоящей статьи результаты работы 1935 г. могли быть использованы лишь в самой малой степени. При всех упомянутых сейчас поисковых работах, хотя непосредственной их задачей и являлось отыскание новых месторождений, вопросы генезиса последних также всегда изучались самым внимательным образом.

Третий раздел работ, организованных в Институте геологии и минералогии в связи с изучением бокситов, составляли исследования, посвященные выяснению их минерального состава, а также экспериментальные работы, направленные на выяснение в лабораторных условиях явлений выветривания алюмосиликатных пород и выделения окислов алюминия и железа из водных растворов. Кроме минералогического изучения материала, которое велось всеми геологами и, в особенности, А. К. Белоусовым и Б. М. Федоровым, специальные работы в этой области производились Е. В. Рожковой и М. В. Соболевой. Экспериментальные исследования велись мною, Е. В. Рожковой и Н. В. Соловьевым. Огромная аналитическая работа выполнялась химико-аналитической лабораторией института.

В общем все названные лица образовали большой исследовательский коллектив, объединенный общими задачами работы, общей методикой исследования, общим руководством и постоянным ближайшим общением.

В результате произведенных работ в руках этого коллектива скопился огромный материал, подобного которому не имел, конечно, никто из лиц, занимавшихся до сих пор изучением месторождений бокситов и, в частности, вопросами генезиса последних.

Результаты всех указанных выше частных исследований излагаются в ряде статей, печатающихся в настоящее время в специальном издании Института минерального сырья и частью в этом сборнике. Задачей настоящей работы является свodka всего, что дали наши исследования по вопросу о типах имеющихся в СССР бокситов и их генезисе. Целиком подтверждая высказанные мною в статье 1933 г. соображения, она подводит под них прочный фундамент, составленный из огромного количества фактов, собранных на практической работе. Я надеюсь, что в настоящий момент защищаемая мною рабочая гипотеза превращается в достаточно обоснованную научную теорию, которая может дать очень многое для нашей алюминиевой промышленности.

Теми теоретическими представлениями, которые излагаются в дальнейшем, я очень широко и смело пользовался при построении планов текущей работы и в огромном большинстве случаев получал желательные результаты. Из этого можно сделать вывод, что на той же базе могут быть построены и планы дальнейших широких поисков алюминиевого сырья. Попытку дать общую наметку такого плана я и делаю в последней главе работы.

II. НЕСКОЛЬКО ЗАМЕЧАНИЙ О МИГРАЦИИ АЛЮМИНИЯ В ЗОНЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Под именем бокситов мы понимаем в дальнейшем горные породы, состоящие в основном из гидратов окисей алюминия, железа и титана, к которым в виде примесей могут присоединяться в различном количестве другие минеральные тела. Содержание воды в гидратах может колебаться, и окислы железа нередко, повидимому, встречаются также в безводной форме.

Несмотря на то, что бокситы известны уже более 100 лет, а в последние десятилетия привлекают к себе исключительно большое внимание как наиболее ценная алюминиевая руда, происхождение их далеко еще нельзя считать выясненным. Те исследования, которые удалось провести нам в отношении генезиса советских бокситов, заставляют, как я постараюсь показать в дальнейшем, усомниться в правильности наиболее распространенных и, казалось бы, весьма прочно обоснованных теорий образования бокситовых месторождений.

Основным вопросом в проблеме происхождения бокситов является, по моему мнению, вопрос о степени подвижности окислов алюминия, железа и титана при процессах выветривания. Как будет видно из дальнейшего изложения, все геологи и минералоги, занимавшиеся этой проблемой, принимают, что в процессе так называемого латеритного выветривания алюмосиликатных пород, под влиянием физико-химических или же биохимических факторов, образуются свободные гидраты полуторных окислов и окиси титана. По мнению огромного большинства исследователей, эти гидраты окисей являются очень мало подвижными и, образуя при своем возникновении растворы, преимущественно коллоидальные, могут перемещаться в растворенном состоянии лишь на очень небольшое расстояние, после чего они вновь выпадают в виде гелей. Обычно принимают, что эти растворы поднимаются капиллярным путем в верхние горизонты коры

выветривания, где находящиеся в них гидраты окислов и выделяются в твердом виде, образуя боксит или, как его называют по способу образования, первичный латеритный боксит. Прекрасно выражена эта мысль о малой подвижности глинозема в растворенном состоянии в докладе С. Ф. Мавлякина (1937) на конференции по генезису железных и алюминиевых руд при Академии Наук.

«Признав первоисточником накопления свободных гидратов глинозема латеритное выветривание, — говорит он, — мы вторичные их накопления должны рассматривать как образовавшиеся путем переноса. И основным вопросом здесь является, каким же путем совершается этот перенос? Чтобы ответить на него, обратимся к рассмотрению свойств глинозема. Известно, что природные растворы — речные, озерные воды и воды источников содержат глинозем, в противоположность кремнезему, в ничтожных количествах, редко достигающих одного процента от всего растворенного вещества. Al_2O_3 является наиболее инертным из окислов — он совершенно не дает соединений с широко распространенной в поверхностных условиях углекислотой; молекулярные его растворы чрезвычайно быстро переходят в коллоидальные золи, которые необычайно легко коагулируются и выпадают в виде геля. Гидрозоли, содержащие всего 0,5% Al_2O_3 , по истечении нескольких дней после своего образования выделяют гели. Вообще способность минеральных коллоидов изменять с течением времени свое состояние и свои свойства особенно резко проявляется в Al_2O_3 . Глинозем, имея положительный заряд, легко коагулируется отрицательными заряженными частицами SiO_2 . Из природных растворов глинозем выпадает или в виде чистого геля Al_2O_3 и H_2O , или же, что гораздо чаще имеет место, в виде разнообразных коагелей с кремнеземом, гидроксидом железа и т. д. Вследствие указанных свойств глинозем обладает весьма ничтожной подвижностью, которая увеличивается лишь при наличии в той же среде защитных коллоидов, например гумуса, — в таких случаях радиус перемещения глинозема значительно возрастает. Но как только под влиянием тех или иных причин происходит удаление защитного коллоида, глинозем немедленно выпадает в виде геля. Следовательно, необходимы исключительно благоприятные обстоятельства, чтобы глинозем мог быть перемещен в виде коллоидальных и тем более молекулярных растворов на сколько-нибудь значительное расстояние. Совершенно другое имеем мы в случае механического раздробления и переноса в виде суспензий, которые могут быть и чисто коллоидными суспензиями. В этом случае, конечно, перемещение может происходить на весьма значительные расстояния. Несомненно, что при таком перемещении часть глинозема будет находиться в растворенном состоянии, однако суспензия будет несомненно превалировать».

Совершенно иначе смотрят на подвижность возникающих при выветривании растворимых соединений алюминия те немногие геологи, в том числе и я, которые стоят на точке зрения осадочного, химического происхождения бокситов. При выветривании алюмосиликатных пород могут получаться не только гидраты окислов Al, Fe и Ti, способные образовывать, в особенности в присутствии защитных органических коллоидов, довольно постоянные коллоидальные растворы, но и различные растворимые соли серной и органических кислот. Эти истинные и коллоидальные растворы могут не только подниматься капиллярным путем в верхние горизонты коры выветривания, но и выноситься из ее пределов, перемещаться на более или менее значительное расстояние с водой источников и потоков, попадать в те или иные водоемы (озера, болота, моря) и здесь тем или иным путем выделяться на дне в виде химических или биохимических осадков (табл. 1).

Неоспоримые доказательства значительной подвижности соединений алюминия, образующихся в процессе выветривания, можно найти в тех исследованиях, которые были предприняты с целью определения химического состава поверхностных вод суши. Чрезвычайно ценные данные по этому поводу собраны в только что опубликованном II выпуске «Истории природных вод» В. И. Вернадского (1934).

Для пресной воды рек количество твердых растворенных веществ (твердый остаток) колеблется в пределах $1,0 \times 10^{-1}$ — $6,2 \times 10^{-4}$ %; элемен-

Таблица 1

Химический состав твердого остатка воды рек

Элементы	Количество (весовое в %)	Элементы	Количество (весовое в %)
O	$7,3 \times 10^{-2} - 3,8 \times 10^{-3}$	H	$9,8 \times 10^{-4} - 1,0 \times 10^{-7}$
Cl	$5,0 \times 10^{-2} - 1,2 \times 10^{-6}$ (ср. $6,0 \times 10^{-4}$ М*)	Mn	$7,7 \times 10^{-4} - 2,8 \times 10^{-6}$
Na	$2,3 \times 10^{-2} - 7,0 \times 10^{-5}$	Ar	$9,6 \times 10^{-5} - 5,6 \times 10^{-6}$
S	$1,7 \times 10^{-2} - 3,7 \times 10^{-6}$ (ср. $7,3 \times 10^{-4}$ М*)	As	$9,3 \times 10^{-5} - 2,0 \times 10^{-7}$
Ca	$1,7 \times 10^{-2} - 2,2 \times 10^{-5}$	P	$6,5 \times 10^{-5} - 8,8 \times 10^{-7}$
Si	$1,2 \times 10^{-2} - 4,8 \times 10^{-6}$	F	$6,0 \times 10^{-5} - 2,0 \times 10^{-6}$
C	$1,0 \times 10^{-2} - 1,2 \times 10^{-3}$	Cd	$5,4 \times 10^{-5} - 0$
Mg	$6,6 \times 10^{-3} - 6,0 \times 10^{-6}$	Sr	$2,3 \times 10^{-5} - 0$
Fe	$4,6 \times 10^{-3} - 1,0 \times 10^{-6}$ (ср. $1,8 \times 10^{-6}$ М*)	Li	$1,0 \times 10^{-5} - 3,2 \times 10^{-6}$ (ср. $8,9 \times 10^{-6}$ М*)
K	$3,4 \times 10^{-3} - 3,8 \times 10^{-6}$	Cu	$2,1 \times 10^{-6} - 0$
N	$2,5 \times 10^{-3} - 1,8 \times 10^{-3}$	J	$1,3 \times 10^{-7} - 3,8 \times 10^{-8}$ (ср. $7,0 \times 10^{-8}$ Ф**)
Al	$1,7 \times 10^{-3} - 4,2 \times 10^{-6}$ (ср. $1,7 \times 10^{-3}$ М*)	Ag	$6,5 \times 10^{-9} - 6,0 \times 10^{-12}$
Zn	$1,2 \times 10^{-3} - 0^?$	Au	$1,0 \times 10^{-9} - 3,0 \times 10^{-13}$

* М — по Мёррею.

** Ф — по Фелленбергу.

тарный состав этих веществ дается в табл. 1, где указаны пределы наблюдавшихся при анализах колебаний.

Для приполярных рек с богатой органическими веществами светлоруброй водой пределы колебаний в содержании в воде различных элементов дает табл. 2.

Таблица 2

Химический состав твердого остатка воды приполярных рек с светлоруброй водой
Сухой остаток $1,7 \times 10^{-2} - 1,3 \times 10^{-3}$

Элементы	Количество (весовое в %)	Элементы	Количество (весовое в %)
O	$7,4 \times 10^{-3} - 9,3 \times 10^{-4}$	H	$3,0 \times 10^{-4} - 1,8 \times 10^{-4}$
Ca	$6,0 \times 10^{-3} - 3,8 \times 10^{-5}$	Si	$3,0 \times 10^{-4} - 6,6 \times 10^{-5}$
C	$3,1 \times 10^{-3} - 2,0 \times 10^{-4}$	Mg	$2,1 \times 10^{-4} - 8,4 \times 10^{-6}$
N	$2,5 \times 10^{-3} - 1,8 \times 10^{-3}$	K	$1,8 \times 10^{-4} - 1,4 \times 10^{-5}$
Cl	$1,5 \times 10^{-3} - 8,2 \times 10^{-5}$	Al	$1,4 \times 10^{-4} - 1,3 \times 10^{-5}$
Fe	$1,4 \times 10^{-3} - 7,7 \times 10^{-5}$	P	$1,3 \times 10^{-6} - 1,1 \times 10^{-6}$
Na	$3,9 \times 10^{-4} - 4,3 \times 10^{-5}$	Органиче- ские веще- ства	$7,9 \times 10^{-3} - 4,0 \times 10^{-3}$
S	$3,2 \times 10^{-4} - 4,8 \times 10^{-6}$		

Переходя к пресным озерам, мы получаем следующие цифры для среднего состава растворенных в их воде веществ (табл. 3).

Весьма интересный результат дают анализы вод Байкала, расположенного в области развития алюмосиликатных пород (табл. 4).

Сопоставляя приведенные цифры, легко видеть, что алюминий содержится в поверхностных водах в очень заметных количествах, именно от 0,0017 до 0,000027%, в то время как содержание железа и кремния, в переносе которых водами зоны выветривания никто не сомневается, колеблется в тех же водах: Fe от 0,0049 до 0,0000004% и Si от 0,012 до 0,0000036%.

В работе Б. Б. Полюнова «Кора выветривания» (1934, стр. 189), автор, основываясь на цифрах А. Е. Ферсмана и Кларка, приводит интересную таблицу (табл. 5), в которой, как пишет Б. Б. Полюнов, «в первом столбце помещены данные среднего количественного состава массивных пород, во втором же столбце — среднего состава минеральной части, растворенной в воде рек, бассейны которых располагаются преимущественно в области массивных пород и продуктов их грубого разрушения».

Таблица 3

Химический состав пресной озерной воды
(за исключением молекул воды)

Остаток от выпаривания: $1,0 \times 10^{-1}$ — $6,0 \times 10^{-5}\%$
Электропроводность $2,90 \times 10^{-6}$ — 6×10^{-6} (Норвегия, по Ström, 1931)

Элементы	Количество (весовое в %)	Элементы	Количество (весовое в %)
O	$6,3 \times 10^{-2}$ — $1,0 \times 10^{-3}$	N	$3,2 \times 10^{-3}$ — $1,8 \times 10^{-3}$
Na	$3,5 \times 10^{-2}$ — $5,2 \times 10^{-5}$	H	$2,5 \times 10^{-4}$ — $9,0 \times 10^{-6}$
Cl	$3,0 \times 10^{-2}$ — $1,1 \times 10^{-6}$	Al	$2,3 \times 10^{-4}$ — $2,7 \times 10^{-6}$
C	$1,1 \times 10^{-2}$ — $4,8 \times 10^{-4}$	Si	$1,5 \times 10^{-4}$ — следы
Ca	$9,7 \times 10^{-3}$ — $5,5 \times 10^{-6}$	P	$9,9 \times 10^{-5}$ — $1,8 \times 10^{-7}$
Mg	$6,6 \times 10^{-3}$ — $1,9 \times 10^{-6}$	Mn	$1,0 \times 10^{-5}$ — $4,1 \times 10^{-6}$
S	$6,4 \times 10^{-3}$ — $3,3 \times 10^{-7}$	Ti	$6,3 \times 10^{-6}$ — следы
K	$6,1 \times 10^{-3}$ — $3,8 \times 10^{-7}$	Rb	$5,4 \times 10^{-6}$ — следы
Si	$5,2 \times 10^{-3}$ — $3,6 \times 10^{-6}$	Li	$4,6 \times 10^{-6}$ — 0
Fe	$4,9 \times 10^{-3}$ — $4,0 \times 10^{-7}$	J	$4,0 \times 10^{-7}$ — $1,0 \times 10^{-7}$ (и меньше)

Таблица 4

Химический состав твердого остатка воды озера Байкал

Элементы	Количество (весовое в %)	Элементы	Количество (весовое в %)
Твердый остаток	$4,3 \times 10^{-3}$ — $8,3 \times 10^{-3}$	Cl	$3,6 \times 10^{-4}$ — $1,2 \times 10^{-4}$
O	$9,5 \times 10^{-3}$ — $4,6 \times 10^{-3}$	H	$1,1 \times 10^{-4}$ — $6,8 \times 10^{-5}$
Ca	$2,1 \times 10^{-3}$ — $9,3 \times 10^{-4}$	S	$2,1 \times 10^{-4}$ — $1,4 \times 10^{-4}$
C	$1,9 \times 10^{-3}$ — $7,1 \times 10^{-4}$	K	$2,0 \times 10^{-4}$ — $1,4 \times 10^{-4}$
Si	$4,3 \times 10^{-4}$ — $4,7 \times 10^{-5}$	Al	$1,9 \times 10^{-4}$ — следы
Na	$4,5 \times 10^{-4}$ — $3,6 \times 10^{-4}$	Fe	$4,2 \times 10^{-6}$ — 0
Mg	$5,0 \times 10^{-4}$ — $1,3 \times 10^{-4}$		

Все приведенные данные характеризуют подвижность соединений алюминия в обычных условиях выветривания обычных алюмосиликатных пород. Для наших дальнейших целей полезно будет еще ознакомиться с составом растворов, возникающих при выветривании богатых пиритом пород, а также сульфидных рудных месторождений, при котором полу-

чается H_2SO_4 , способная энергично растворять окружающие породы. Для этого мы приведем заимствованные из работы Н. И. Хитарова и

Таблица 5

Компоненты	Средний состав массивных пород	Средний состав минерального остатка р. различных вод	Относительная подвижность элементов и их соединений
SiO_2	59,09	12,80	0,20
Al_2O_3	15,35	0,90	0,02
Fe_2O_3	7,29	0,40	0,04
Ca	3,60	14,70	3,00
Mg	2,11	4,90	1,30
Na	2,97	9,50	2,40
K	2,57	4,40	1,25
Cl'	0,05	6,75	100,00
SO_4''	0,15	11,60	57,00
CO_3''	—	36,50	—

Таблица 6

Анализы рудных вод из Карабашских и Блявинских месторождений Урала (в граммах на литр)

Компоненты	Карабашские			Блявинские		
	проба 1	проба 2	проба 3	проба 4	проба 5	проба 6
Al'''	0,8216	1,526	2,452	0,022	0,169	Не обнаружено
Fe'''	6,658	14,24	0,3013	0,0990	0,0050	
Fe''	1,165	1,556	16,36	0,1184	1,927	2,122
Mn''	0,0511	0,246	0,157	0,001	0,009	0,0059
Zn''	0,1780	3,463	1,377	0,0030	0,0085	0,0062
Cu''	0,4603	5,123	0,7344	0,0070	0,0070	0,0096
Ca''	0,5052	0,5100	0,3767	0,0967	0,1804	0,1910
Mg''	0,3982	0,9212	0,8150	0,0515	0,1046	0,0498
Na'	0,1150	0,4991	0,1447	0,0998	0,0966	0,0395
K'	0,0117			0,0051	0,0082	
N'	0,132	0,199	0,0091	0,0050	0,00195	0,00022
SO_4'' связ.	19,45	49,68	49,10	1,096	5,268	4,074
SO'' своб.	6,32	9,48	1,432	0,236	0,093	0,010
Cl'	0,003	0,001	0,238	0,0458	0,0386	0,2620
$NaSO_4''$	0,014	0,224	0,0052	Не обнаружено	0,00047	0,00001
HPO_4''	Не обнаружено	0,2661	0,0625	То же	Не обнаружено	Не обнаружено
SiO_2	0,1920	0,1935	0,1261	0,0565	0,0172	0,0281
Окисляемость в гр. кислорода	0,1052	0,1967	0,0768	0,0046	0,0052	0,0120
pH	0,9	0,7	2,0	2,2	2,8	3,6
Уд. вес	1,033	1,085	1,073	1,002	1,008	1,007
Сульфатный сухой остаток	38,33	95,88	88,19	1,831	9,610	8,832

Е. П. Муликовской (1935) анализы рудных вод сульфидных месторождений Урала (табл. 6) и заимствованные у Кларка (Clarke, 1924) анализы

веществ, которые растворены в воде источников, вытекающих из богатых пиритом сланцев (табл. 7).

Таблица 7

Химический анализ воды источников, богатых сульфатами алюминия

Компоненты	%	
H ₂ SO ₄	9,37	—
SO ₄	68,21	76,57
Cl	0,32	—
Na	0,22	1,19
K	0,11	—
Ca	0,38	5,82
Mg	1,11	3,39
Fe	1,19	4,28
Al	11,08	7,36
SiO ₂	7,11	1,39
Сумма	99,10	100,00

Изложенные факты с достаточной ясностью показывают, что перенос соединений алюминия в растворах в природе совершается в достаточно обширных размерах и что таким путем соединения эти могут мигрировать на достаточно далекое расстояние от места их образования в процессах выветривания. В особенности велик может быть перенос растворимых солей алюминия в тех областях, где развиты породы, обогащенные сульфидами, и сульфидные рудные месторождения. Таким образом, мы совершенно не можем класть в основу наших дальнейших рассуждений приведенные выше тезисы Малявкина или взгляды Гаррасовича (Harrassowitz, 1926), который принимает для соединений алюминия возможность переноса лишь на очень короткое расстояние. Наоборот, исходной предпосылкой в изучении вопроса о генезисе бокситов могут быть поставлены следующие слова А. Е. Ферсмана (1934 стр. 322): «Очень низкий радиус ионов, сближающий алюминий с кремнеземом, легкость образования коллоидальной системы, амфотерный характер гидратов глинозема, способность образовывать разного типа основные и кислые соли, растворимость глиноземистых соединений как в виде электролитов, так и различного типа зольей — все это обуславливает исключительную миграционную подвижность этого элемента и определяет его характерные черты в гипергенезе».

III. СИЛУРИЙСКИЕ И ДЕВОНСКИЕ БОКСИТЫ УРАЛА

Всего 6—7 лет назад в СССР были известны только бокситы, приуроченные к озерно-болотным отложениям продуктивной свиты нижнего отдела каменноугольной системы; промышленные месторождения их имеются в Тихвинском районе Ленинградской области, небольшие же скопления свободных гидратов окиси глинозема наблюдались в различных пунктах южного крыла Подмосковного каменноугольного бассейна и в каменноугольном районе западного склона Урала. За последние годы положение резко изменилось, и более или менее крупные месторождения бокситов были открыты как в более древних отложениях, нежели нижний карбон,

так и в более молодых. На восточном склоне Урала бокситы и близкие к ним по минеральному составу породы обнаружены среди морских отложений верхнего силура и нижнего девона, а на западном склоне того же хребта — на границе морских средне- и верхнедевонских образований; аналогичные нижнедевонским бокситы были открыты также в Средней Азии в морских каменноугольных отложениях. Наконец, оказалось, что чрезвычайно широким распространением пользуются бокситы в толще континентальных мезозойских отложений восточного склона Урала, северо-восточного Казахстана, Западной Сибири и Енисейского докембрийского кряжа.

С наибольшей легкостью выясняются некоторые основные вопросы интересующей нас проблемы образования месторождений бокситов при изучении девонских и силурийских бокситов Урала. Мы начнем их обзор не с типичных бокситов, а со своеобразных диаспоро-лептохлоритовых руд западного склона Урала.

1. ВЕРХНЕДЕВОНСКИЕ ДИАСПОРО-ЛЕПТОХЛОРИТОВЫЕ РУДЫ

Изучая в 1934 г. анализы железных руд, разрабатывавшихся в течение очень долгого времени в Пашийском районе, на западном склоне хребта, я обратил внимание на то, что некоторые из этих руд содержат Al_2O_3 больше, нежели SiO_2 , и это послужило основанием к посылке в этот район геолога Г. П. Романова, которому было дано задание отыскать в рудоносной толще среднего девона наиболее богатые алюминием разности. Несколько позднее А. Н. Заварицкий и Д. В. Наливкин сообщили мне, что в девонских отложениях Южного Урала, по р. Катав, они наблюдали своеобразные оолитовые железные руды, в которых «алюминия содержится почти столько же, сколько и железа»; для изучения этих руд мною был направлен А. К. Белоусов. Так как наиболее ясно условия залегания руд видны в Катавском районе, я начну с изложения данных, полученных при работах А. К. Белоусова (1936).

По р. Катав девонские отложения начинаются серыми известняками до 50 м мощности, содержащими ископаемые среднего отдела системы. В самых верхних горизонтах известняков были найдены *Spirifer* группы *S. archiaci*, указывающие, по мнению Д. В. Наливкина, на слои, переходные от среднего девона к верхнему.

Вышележащие породы рудоносной толщи особенно хорошо обнажаются близ устья Сучкова лога выше д. Орловки.

- | | |
|---|-----------|
| 1. Здесь или непосредственно на известняках, или отделяясь от них тонким (5—7 см) прослоем серой глины залегает пласт диаспоро-шамозитовой руды бобового строения | 0,9 м |
| 2. Руда покрывается глиной и песчаниками с шамозитовым цементом, которые местами содержат остатки растений | около 1 » |
| 3. Выше следуют известняки, окрашенные местами в зеленоватый цвет, завясывший от тонко распыленного шамозита; в нижней части порода переполнена кораллами | 3,05 » |
| 4. Глинистые сланцы | 1,35 » |
| 5. Кварцевый песчаник с шамозитовым и отчасти известковым цементом, заключающий в себе лептохлоритовые бобовины, то редко расселенные, то скопляющиеся в тонкие прослойки | 0,30 » |
| 6. Глинистый сланец | 0,65 » |
| 7. Окварцованный и обогащенный шамозитом известняк зеленоватого цвета; повидимому, из этого слоя происходит кусок известняка с кораллами, найденный в осыпи | 0,70 » |
| 8. Глины и песчаники, сцементированные шамозитом и углекислым кальцием | 4,20 » |
| 9. Известняки с верхнедевонскими ископаемыми | до 4,00 » |

Руды, приуроченные к описанной песчано-глинистой толще, всегда располагаются в нижних ее горизонтах, часто налегая непосредственно на известняки. Структура их весьма своеобразная и сложная.

Рудный пласт состоит из основной массы, в которую вкраплены оолиты и в меньшем количестве бобовины, не имеющие концентрического строения, причем соотношение между основной массой и оолитами сильно колеблется (табл. I, рис. 1—3). Диаметр оолитов изменяется обычно от 0,5 до 5 мм. Нередко встречаются большие бобовины, включающие от двух до пяти мелких оолитов. Окраска породы бывает разнообразна. Встречаются серые, почти черные, буровато-зеленые и другие разности. Микроскопические и химические исследования показывают, что преобладающим элементом породы являются лептохлориты типа шамозита и афросидерита; в большом количестве встречаются, кроме того, диаспор и окислы железа. Оолиты в некоторых случаях имеют концентрически-скорлуповатое строение, начиная от самого центра; в других средняя часть оолитов состоит из бурого железняка, который представляет, повидимому, иногда псевдоморфозы по пириту; в третьем случае центральная часть оолита занята бесцветным или зеленым прозрачным веществом, не обнаруживающим концентрической структуры.

Скорлупы оолитов состоят, в одних случаях, целиком из шамозита и афросидерита. В других — наблюдается тесное сплетение кристалликов лептохлорита и диаспора. В третьих, наконец, имеет место чередование скорлуп, состоящих попеременно из лептохлорита, диаспора и окислов железа. Вещество, располагающееся в средней части оолитов и не имеющее концентрически-скорлуповатой структуры, в большинстве случаев очень слабо раскристаллизовано. Нередко, однако, в нем выделяются участки, состоящие из хорошо окристаллизованного диаспора.

Основная масса рудного слоя, в которую вкраплены оолиты и бобовины, то является однородной, нераскристаллизованной, то заключает участки, состоящие из мелких кристалликов лептохлорита и диаспора.

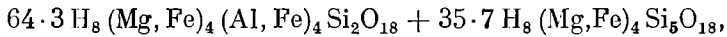
К химической характеристике описанных бокситов могут служить анализы табл. 8.

Таблица 8

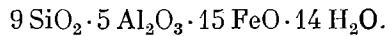
Анализы диаспоро-лептохлоритовых руд с р. Катав (в %)

Компоненты	О б р а з ц ы						
	I	II	III	IV	V	VI порода	VIa оолиты
SiO ₂	23,33	31,42	29,19	22,07	15,48	20,62	16,37
TiO ₂	1,32	1,26	1,27	1,30	1,91	1,55	1,24
Al ₂ O ₃	32,22	30,38	27,73	32,92	35,34	46,72	38,23
Fe ₂ O ₃	5,86	9,88	9,60	4,36	7,97	7,29	9,05
FeO	21,84	13,02	15,73	20,58	23,95	9,80	20,82
MnO	—	—	Нет	—	Нет	0,03	—
MgO	—	—	0,99	—	1,60	0,83	—
CaO	—	—	0,45	—	Нет	0,21	—
K ₂ O	—	—	1,09	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	0,28	—	0,18	0,11	—
P ₂ O ₅	—	—	0,01	—	Следы	Следы	—
CO ₂	—	—	—	—	0,58	0,06	—
H ₂ O ⁻	1,59	2,18	2,16	1,65	1,24	1,51	1,05
H ₂ O ⁺	11,45	11,45	1,81	12,96	12,29	11,89	11,57
Сумма	97,61	99,69	90,31	95,84	100,54	100,02	98,33

На основе этих химических анализов и принимая, кроме того, во внимание результаты термического анализа и петрографического исследования, А. К. Белоусов следующим образом определяет минеральный состав образцов I, V и VI табл. 9. Для шамозита им при пересчетах анализов принимается формула Юнга (Young, 1932):



а для афросидерита — формула Орселя (Orsel, 1927):



К югу от р. Катав руды в основании верхнедевонских отложений не встречаются, но севернее они известны уже очень давно в районе Пашийской и Кусье-Александровской дач на Северном Урале и были описаны в работах А. А. Краснопольского (1889), К. В. Маркова (1907, 1926), К. И. Богдановича (1911, 1913) и др.; от Института геологии и минералогии исследования здесь производились Г. П. Романовым (1934). Руды рассматриваемой области всегда считались красными железняками, но А. Н. Зававицкий уже почти 25 лет назад обнаружил в оолитах хлориты; это дало повод К. И. Богдановичу высказать предположение, «что и здесь, как в Нучиче, первичной формой отложения железа могло быть также и силикатовое вещество». Условия наблюдений в районе распространения руд крайне неблагоприятны, и потому при изучении положения и состава рудоносной толщи приходится опираться почти исключительно на горные выработки и скважины.

Таблица 9

Минеральный состав диаспоро-лептохлоритовых руд р. Катав, по Белоусову (в %)

Минералы	Образцы		
	I	V	VI
Шамозит	53,20	—	—
Афросидерит	—	50,99	45,79
Кварц	0,20	—	5,94
Каолин	20,54	8,54	—
Диаспор	20,64	24,72	33,34
Рутил	1,32	1,91	1,32
Сидерит	—	1,53	—
Лимонит	—	9,76	10,77
Сумма	95,90	97,45	97,16

Как показывают наблюдения К. В. Маркова и Г. П. Романова, рудоносная толща Пашийского района, подобно рудоносным породам р. Катав, подстилается известняками среднего девона и покрывается верхнедевонскими известковыми породами. В пластах руды изредка попадаются ископаемые, из которых известны *Atrypa reticularis* L., *Giroceras* sp., *Gomphoceras* sp., *Favosites* sp. Строение рудоносной толщи довольно сложное и пласты руды в ней неоднократно чередуются с глинистыми и песчаными

породами. Наиболее полное представление о ее составе дают собранные Романовым разрезы, описание которых мы приводим на стр. 521—523.

По своему химическому и минералогическому составу значительное большинство пашийских руд сильно отличается от катавских, так как состоит из гематита и гидрогематита. Для характеристики этого типа руд я приведу несколько неполных их анализов (табл. 10).

Таблица 10

Химические анализы гематитовых руд Пашийского района (в %)

Компоненты	Отобранные оолиты Вороповского месторождения	Мелкооолитовая руда Журавлинского месторождения	Мелкооолитовая руда Семеновского рудника
SiO ₂	3,24	10,85	7,64
Al ₂ O ₃	3,39	9,12	5,21
Fe ₂ O ₃	81,85	67,42	82,33
Сумма	88,48	87,39	95,18

Наряду с этими нормального типа рудами в рудоносной толще Пашийского и Кусье-Александровского районов встречаются, по наблюдениям Романова, и руды, в химическом и минералогическом отношении весьма близкие к катавским. Основным отличием их от нормальных является большое содержание FeO и Al₂O₃, причем количество последнего превышает количество SiO₂. Несколько приводимых в табл. 11 анализов достаточно хорошо рисуют характерные признаки этих руд.

Таблица 11

Химические анализы верхнедевонских диаспоро-шамозитовых руд (в %)

Компоненты	Яшмовидная руда	Диаспоро-гематитовая руда	Оолитовая руда	Диаспоро-гематито-шамозитовая глина
SiO ₂	26,33	14,46	27,42	30,69
TiO ₂	1,01	1,47	1,23	1,48
Al ₂ O ₃	45,50	38,50	27,36	35,60
Fe ₂ O ₃	4,08	29,67	11,18	12,35
FeO	8,65	2,90	16,03	4,57
MnO	—	0,05	0,05	0,03
MgO	0,30	0,50	0,98	0,46
CaO	0,29	0,42	—	—
H ₂ O ⁻	1,12	1,37	1,92	1,12
H ₂ O ⁺	13,28	10,97	12,27	13,28
Сумма	100,56	100,31	99,14	99,58

В структурном отношении часть рассматриваемых руд вполне аналогична катавским и состоит из бобовин и оолитов, скрепленных цементом (табл. I, рис. 1—3). Как и на р. Катав, оолиты состоят то из лептохлоритов,

то из тонкого сплетения диаспора и шамозита, то из чередования концентрических слоев диаспора, шамозита и гематита, то, наконец, из чередования диаспоровых и гематитовых скорлуп. Вместе с этими знакомыми нам рудами встречаются также яшмовидные разности, которые по химическому составу весьма близки к оолитовым, но состоят или только из основной массы или же из основной массы с небольшим содержанием оолитов и бобовин. Эти яшмовидные руды, с одной стороны, незаметно переходят в типичные оолитовые руды, а с другой — в диаспоро-шамозитовые глины с большим содержанием каолинита.

Основываясь на химическом, минералогическом и термическом изучении руд, Г. П. Романов делает следующие пересчеты приведенных выше химических анализов на возможный минералогический состав (табл. 12).

Особенный интерес рудоносная толща Пашийского и Кусье-Александровского районов представляет для нас в том отношении, что здесь видно, как оригинальные лептохлоритово-диаспоровые руды связываются, с одной стороны, с чисто шамозитовыми скоплениями, а с другой — с типичными гематитовыми оолитовыми рудами, которые в рассматриваемом районе преобладают.

Таблица 12

Минеральный состав верхнедевонских диаспоро-шамозитовых руд, по Романову (в %)

Минералы	О б р а з ц ы			
	I	II	III	IV
Диаспор	27,97	31,34	38,58	11,45
Шамозит	20,62	6,81	5,64	10,77
Лимонит	3,85	12,38	9,24	13,65
Гематит	0,78	19,07	3,94	0,67
Каолин	44,61	26,37	37,93	59,86
Титанит	1,02	1,47	—	—
Рутил	0,59	0,87	—	1,48
Гидроокись титана	—	—	1,74	—
Вода	1,12	1,37	1,92	1,12
Сумма	100,56	99,68	98,99	99,00

Описание разрезов рудоносной толщи Пашийского района

Разрез скважины дает такую последовательность слоев, начиная сверху.

1. Верхнедевонские известняки свыше 400 м
2. Серые известковистые сланцы с прослойками желтовато-серого песчано-глинистого сланца, содержащего ископаемые 19,90 »
3. Темновато-серый, плотный, глинисто-песчаный сланец, местами более глинистый с остатками обуглившихся растений 27,04 »
4. Песчаник темносерый, местами слегка глинистый с редкими включениями бобовин желтовато-серого цвета, повидимому, состоящих из глинисто-железистого вещества
5. Светлосерый сланец, местами окрашенный в фиолетовый цвет 45,4 »
6. Светлосерый песчаник, местами окрашенный в фиолетовый цвет 5,00 »
7. Сланец темновато-серый, местами окрашенный в фиолетовый цвет 4,63 »
8. Красный мелкозернистый песчаник 6,44 »
9. Серый мелкозернистый песчаник 2,33 »
10. Красный конгломератовый железняк 1,80 »
11. Серый песчаник 10,80 »
12. Сланец темносерый 13,00 »

13. Песчанисто-глинистый, темносерый сланец	1,30 м
14. Глинистый темносерый сланец	0,40 »
15. Песчаник серый, мелкозернистый	0,20 »
16. Глинистый сланец, местами слабый, темносерого цвета	3,60 »
17. Порода, состоящая из зеленовато-серых оолитов и бобовин, сцементированных плотным железисто-глинистым веществом, в котором наблюдаются мелкие включения пирита	0,35 »
18. Темносерый глинистый сланец	0,40 »
19. Темносерый и серый среднедевонский известняк	

Линия шурфов вскрыла следующую серию слоев:

И. Верхний девон

1. Известняки	
2. Известковистые сланцы	23,40 м

II. Рудоносная толща

3. Голубовато-серая сланцеватая глина	3,00 м
4. Фиолетовая сланцеватая глина с включением оруденелого песчаника	0,30 »
5. Песчаник желтовато-бурый	1,20 »
6. Красный оолитовый железняк	0,40 »
7. Голубовато-серая сланцеватая глина	0,40 »
8. Красный оолитовый железняк	0,25 »
9. Голубовато-серая сланцеватая глина	0,20 »
10. Красный конгломератовый железняк	0,25 »
11. Желтобурая глина с включениями оолитовой руды	0,10 »
12. Красный оолитовый железняк	0,10 »
13. Голубая и вишневая глина	0,50 »
14. Оолиты, связанные вишнево-бурой глиной	0,10 »
15. Голубовато-серые сланцы с включением охристой глины	0,20 »
16. Красный оолитовый железняк с включением охристой глины	0,20 »
17. Яшмовидная фиолетовая глина с включением мелких оолитов красного цвета	0,70 »
18. Голубовато-серая, сланцеватая глина, с глубиной переходящая в песчаник	1,00 »
19. Красный оолитовый железняк, сцементированный песчано-глинистым цементом	0,10 »
20. Желтобурая песчанистая глина с включением оолитов и галек оруденелого песчаника	0,20 »
21. Фиолетовая глина с включением оолитов	0,30 »
22. Голубовато-желтая сильно песчанистая глина	0,50 »
23. Слабый серо-желтый песчаник	0,20 »
24. Голубовато-серая сланцеватая песчанистая глина	0,60 »
25. Песчаник серовато-желтого цвета, переходящий на глубине в руду	0,10 »
26. Голубовато-серая сланцеватая глина	1,00 »
27. Красный оолитовый железняк	0,20 »
28. Фиолетовая глина	0,40 »
29. Красный оолитовый железняк	0,20 »
30. Голубовато-серая сланцеватая глина	0,60 »
31. Красный оолитовый железняк	0,20 »
32. Серый песчаник, переходящий на глубине в зеленовато-серый песчаник	2,00 »
33. Глинисто-песчанистый сланец голубовато-серого цвета	1,60 »
34. Красный оолитовый железняк, слабо сцементированный	0,40 »
35. Фиолетовая сланцеватая глина с включением мелких оолитов красного цвета	0,30 »
36. Красный оолитовый железняк, слабо сцементированный	0,20 »
37. Фиолетовая сланцеватая глина с включением красных оолитов	0,80 »
38. Красный оолитовый железняк	0,20 »
39. Голубовато-серая сланцеватая глина	0,10 »
40. Красный оолитовый железняк	0,10 »
41. Фиолетовая сланцеватая глина с включением красных оолитов	0,10 »
42. Красный оолитовый железняк, слабо сцементированный	0,40 »
43. Красный оолитовый железняк	0,60 »
44. Пестрые сланцеватые глины	0,70 »
45. Красный оолитовый железняк	0,10 »

46. Фиолетовая сланцеватая глина	0,20 м
47. Песчанистая сланцеватая глина	0,30 »
48. Слабый сланцеватый песчаник	0,30 »
49. Песчанистая глина голубовато-серая	0,60 »
50. Песчаник слабый темновато-серый	1,45 »
51. Песчанистая глина с прослоями руды	1,00 »
52. Красный оолитовый железняк, слабо сцементированный	1,00 »
53. Сланцеватый охристый песчаник с редкими включениями оолитов	0,40 »
54. Песчанистая глина голубовато-серая	1,00 »
55. Кварцевый песчаник	1,00 »
56. Голубовато-серая сланцеватая глина с включением песчаника	8,60 »
57. Бурый глинистый песчаник	
58. Пестрые песчанистые глины	4,80 »
59. Фиолетовая глина с включением оолитов	0,20 »
60. Бурый железняк в глине	2,60 »

III. Средний девон

61. Известняки с кораллами	22,0 м
--------------------------------------	--------

2. СИЛУРИЙСКИЕ И НИЖНЕДЕВОНСКИЕ БОКСИТЫ И ДИАСПОРО-ШАМОЗИТОВЫЕ РУДЫ

Чтобы понять полностью значение изложенных фактов для выяснения вопроса о происхождении бокситов, нам необходимо еще ознакомиться с месторождениями, в которых можно наблюдать переход диаспоро-шамозитовых руд в типичные бокситы. Связь двух этих типов руд превосходно выявляется в силурийских и нижнедевонских месторождениях восточного склона Урала.

Шамозито-диаспоровые руды и связанные с ними бокситы известны на восточном склоне хребта в Ивдельском, Надеждинском, Богословском и Нижнетурунском районах. Месторождения эти были вкратце описаны в моей первой статье (Архангельский, 1933) по материалу, привезенному А. А. Денисевичем, и более подробно в недавно вышедшей работе Е. П. МолдавANCEВА (1934). В настоящее время вся полоса развития рассматриваемых руд была подробно изучена Н. Г. Марковой и Н. А. Штрейсом (1936), и мы можем с большими сравнительно подробностями говорить об условиях залегания, структуре, составе и способе образования этих интересных и практически чрезвычайно важных образований. Наше дальнейшее описание основано главным образом на материале, собранном Марковой и Штрейсом, который был микроскопически изучен мною.

Выходы диаспоро-лептохлоритовых и диаспоро-гематитовых руд на восточном склоне Урала известны, начиная с р. Галицы на севере и кончая Нижнетурунским районом на юге. Наилучше изучены их месторождения на р. Вагран в урочище «Красная Шапочка» близ сел. Петропавловского.

Согласно исследованиям Марковой и Штрейса, в рассматриваемой области имеются два пласта боксита, переходящего в диаспоро-шамозитовую руду. Стратиграфическое положение нижнего из этих слоев особенно хорошо выясняется разрезами по рр. Исе, Вые и Туре к северу от Нижнетурунского завода.

Здесь в основании разрезов залегают желтовато-серые кварциты с прослоями плагиоклазовых порфиритов и их туфов, содержащие, кроме того, сверху прослойки темнокрасных яшм.

Выше следуют мощные (до 500 м) светлосерые слоистые кристаллические известняки, содержащие большое количество ископаемых, из которых

мы упомянем *Meristina tumida* Dalm., *Atrypa prunum* Dalm., *Platyceras cornutum* His., *Pentamerus talliensis* Tschern., *Favosites gothlandica* Lam., *Halisites catenularia* L., *Hypophyllum lindströmi* Wedek. Н. А. Штрейс относит эту толщу к уинпловскому ярусу.

Выше залегают розовые брекчиевидные и светлосерые массивные известняки до 800 м мощностью, заключающие *Atrypa marginalis* Dalm., *A. granulifera* Barr., *Meristina didyma* Dalm., *Pentamerus integer* Barr., *P. pelagicus* Barr., *Chonetes striattella* Dalm., *Leptaena romboidalis* Wilck., *Cyrtia exporrecta* Wahl., *Spirifer pentameriformis* Tschern., *Murchisonia demidoffi* Vern., *Bumastus* и др.

Вверх описанные известняки переходят в чередование серых, часто брекчиевидных известняков и темнозеленых порфиристых туфов и туфосланцев (до 400 м); толща эта очень бедна ископаемыми и из нее известны только *Atrypa linguata* Barr., *Merista passer* Barr., *Pentamerus ex gr. galeatus* Dalm. Обе эти толщи известняков относят к нижнему отделу лудловского яруса.

На известняках с прослоями туфов залегает пласт боксита, а выше него следуют отчетливо слоистые серые и почти черные известняки до 400 м мощностью, содержащие *Conchidium vogulicus* Vern., *Pentamerus pseudonighti* Tschern., *Stromatopora typica* Ros., *Clathrodictyon tschernovi* Riab., *Actinodictyon canadense* Jaks. и др. и относимые Штрейсом к верхней части лудловского яруса (Aymestry limestone).

Породы, вмещающие верхний бокситовый горизонт, очень хорошо обнажены по р. Вагран в окрестностях сел. Петропавловское.

Разрез начинается здесь светлосерыми массивными известняками (до 600 м), очень похожими на описанные выше нижнелудловские породы, но содержащими существенно иную фауну, которая заставляет относить их к самым верхним частям лудловского и даунтонскому ярусам: *Rhynchonella tarda* Barr., *Atrypa marginalis* Dalm., *A. megaera* Barr., *Sieberella orbitata* Barr., *S. acuto-lobata* Sandb., *S. sieberi* Barr., *Entomis pelagica* Barr., *Aristozoe regina* Barr.

Далее следуют хорошо слоистые серые известняки (ок. 200 м) со *Strophomena stephani* Barr. и *Sieberella sieberi* var. *retifrons* Barr. и вновь светлосерые, реже розовые брекчиевидные известняки (до 500 м) с *Pentamerus optatus* Barr., *Strophomena stephani* Barr., *Chonetes verneuili* Barr., *Rhynchonella prinsieps* Barr., *Rh. matercula* Barr., *Rh. nympa* var. *pseudolivonica* Barr., *Atrypa arymaspus* Eichw. и др.; фауна эта указывает более всего на самые нижние горизонты девонской системы — жединский ярус.

Известняки эти покрываются бокситами (ок. 5 м).

Над бокситами, как и в Нижнетуриинском районе, располагаются темные хорошо слоистые известняки (до 600 м) с брахиоподами, кораллами, строматопорами, общий комплекс которых говорит о принадлежности вмещающих их пород к кобленцкому ярусу нижнего девона: *Sieberella acuto-lobata* Sandb., *Rhynchonella nympa* Barr., *Atrypa arimaspus* Eichw., *A. aspera* Schloth., *Cyrtina heteroclita* Defr., *Pentamerus* очень близкие к *P. pseudobaschkiricus* Tschern. и др.

Переходя к деталям строения и залегания бокситов, приходится прежде всего отметить, что граница между бокситовым пластом и подстилающими его известняками является неровной, волнистой и что известняки в верхних частях разбиты большим количеством трещин, выполненных бокситом. Особенно хорошо развиты эти явления в Богословских месторождениях, где в старой каменоломне на берегу р. Антипкиной можно наблюдать в известняках, подстилающих рудный пласт, густую сеть выполненных бокси-

том трещин. Порода здесь получает вид брекчии, состоящей из кусков известняка, сцементированных бокситом.

Самая нижняя часть бокситового пласта, общая мощность которого доходит до 9—10 м, известна под именем «горизонта разложения» или «корковых бокситов». Она отличается светлой окраской и ячеистой или губчатой структурой. Структура эта является результатом частичного растворения породы, при котором участки последней, прилегавшие, повидимому, к проводящим воду трещинам, разрыхлились и превратились в порошкообразную массу. Разделяющие эти выветренные участки части породы имеют вид то неправильных кусков, то тонких, прихотливо изогнутых корок. Иногда среди этого «горизонта разложения» попадаются куски известняка. Разведочные работы выяснили, что «горизонт разложения», мощность которого достигает 0,5 м, приурочен к поверхностным частям месторождения и на не доступной для процесса выветривания глубине замещается описанными уже брекчиями.

Н. Г. Марковой нижние части бокситового пласта описываются следующим образом (Маркова и Штрейс, 1936).

«Среди сильно разрушенной, пропитанной окислами железа, бурой и черной порошкообразной массы залегает боксит в виде неправильной формы корок и скоплений. Преобладают серые и грязносерые мелкооолитовые разрыхленные разности. Нормальные красные бокситы, распространенные в вышележащей рудной зоне, встречаются редко небольшими пятнами и линзами. В виде включений, со всех сторон облекаемых полуразрушенным бокситовым веществом, встречаются куски и обломки известняка, которые иногда выпадают, оставляя после себя след с резко очерченными контурами.

«Сама масса боксита пронизана многочисленными прожилками солей железа, придающими ей своеобразную пестроту. Часто железистые скопления бывают настолько обильны, что образуют густую сеть, как бы основной каркас породы, в переплетях которого проглядывают сохранившиеся участки рыхлого и сыпучего боксита.

«Такой пестрый и неоднородный характер подрудный горизонт имеет в верхних частях месторождения, наиболее доступных изучению благодаря множеству разведочных шурфов.

«В более глубоких частях, вскрытых рядом буровых скважин, нижние части рудного тела представлены так называемой «боксит-брекчией» — плотной, крепкой породой, состоящей из различной величины и формы обломков известняка, погруженных в массу темнокрасного мелкооолитового боксита (табл. I, рис. 4; табл. II, рис. 7). Последняя местами также бывает богата равномерно рассеянными в ней более мелкими известковыми частицами. Сейчас можно считать доказанным аналогию этих двух образований, тем более, что основные компоненты, слагающие породу, в обоих случаях оказываются одинаковыми. И в корковых бокситах и в «боксит-брекчиях» мы встречаемся с двумя элементами: глыбами и обломками известняка, с одной стороны, и включающей их массой боксита — с другой.

«Только в первом случае основная масса представлена серыми, обесцвеченными, сильно разрушенными бокситами, во втором — нетронутыми процессами разрушения красными разностями. Соответственно с этим в корковых бокситах проявляются новообразования, отсутствующие среди «боксит-брекчий», — желваки и корки лимонита, имеющие обычно тонкополосчатую структуру.

«Таким образом, корковые бокситы, несомненно, представляют собой видоизмененную «боксит-брекчию», образовавшуюся в результате интенсивно шедших процессов выветривания. Под влиянием последних свежие красные и краснобурые разности, богатые коллоидальными соединениями железа, превращались в серые обесцвеченные; железо локализовалось в корках и жеодах».

Главная масса рудного горизонта состоит в Петропавловских, Богословских и Нижнетуринских месторождениях из бокситов красного цвета, частью плотных и тогда близко напоминающих по внешнему виду характерные уральские сургучные яшмы, частью же более рыхлых, землистых. Наряду с красными всюду, однако, присутствуют и зеленоватые или зеленовато-серые разности бокситов. На «Красной Шапочке» они образуют только небольшие линзы и пятна или же в некоторых пунктах

тонко переслаиваются с красными. Значительно больше развиты зеленоватые бокситы в Богословском месторождении, где они встречаются в изобилии, часто совершенно вытесняя собой красные разности, причем нередко образуются промежуточные полосчатые, пятнистые фиолетовые бокситы.

Верхняя часть пласта, в 0,5—0,7 м толщиной, отличается от главной массы породы серой или зеленовато-серой окраской и присутствием ясно видимого невооруженным глазом пирита, который то распределен равномерно, то образует прожилки; в отдельных случаях этот горизонт, известный под именем «боксит-колчедана», утолщается, вдается в лежащие ниже нормальные красные бокситы карманами и изредка даже почти замещает их. В тех участках «боксит-колчедана», где пирит подвергся выветриванию или вовсе исчез, или же замещен окислами железа, наблюдаются рыхлые, нередко сыпучие, слоистые разности породы, имеющие желтоватую или бурую, пятнистую окраску.

В некоторых случаях пласт боксита покрывается непосредственно известняками, но обычно отделяется от них переходным горизонтом. Последний состоит из серых тонкослоистых глин, которые в нижних частях тонко переслаиваются с бокситами, а в верхних — с известняками. В нижних частях глин, следующих выше темных известняков, иногда также встречаются еще тонкие прослойки боксита.

Красный цвет главной массы бокситов зависит от окислов железа, преимущественно гематита, наличие которых крайне затрудняет изучение микроскопического строения породы. Обработав шлиф HCl, можно удалить непрозрачный железистый пигмент, и тогда характерная структура боксита выступает под микроскопом вполне отчетливо. Очень хорошо видно микроскопическое строение бокситов на тех их участках, которые окрашены в желтоватые или шоколадные тона. Эти светлоокрашенные разности встречаются прежде всего в верхних горизонтах бокситового пласта, приурочиваясь к тем участкам «боксит-колчедана» в которых пирит подвергся окислению; это обстоятельство позволяет предполагать, что исчезновение окислов железа и сопровождающее его обесцвечивание боксита обязаны действию растворов H_2SO_4 , образовавшихся при окислении серного колчедана. Далее, желтоватые и сероватые участки встречаются пятнами и полосами вдоль трещин и около пустот; появление их также связывается с растворением окислов железа под действием растворов, циркулирующих по трещинам. Наконец, светлая окраска свойственна «горизонту разложения», где явления растворения и выщелачивания цемента выступают с особенной отчетливостью.

В желтоватых и серых разностях бокситов «Красной Шапочки», которые Маркова называет «обесцвеченными», можно почти во всех случаях под микроскопом различить два основных элемента, количественные отношения между которыми сильно меняются: зерна и скрепляющий их цемент (табл. II, рис. 5, 6).

Диаметр зерен, которые видны хорошо под лупой, часто бывает значительно меньше миллиметра; реже встречаются более крупные. Форма их в большинстве случаев округлая или эллиптическая. Тогда же, когда цемента в породе очень мало или же он вовсе отсутствует и зерна вплотную прилегают одно к другому, очертания их становятся менее правильными; при этом нередко можно видеть, что форма зерен определяется формой лежащих рядом с ними, так что каждой выпуклости на одном зерне соответствует вогнутость на соседнем.

В простейшем случае зерна представляются однородными, имеют желтовато-белую окраску и образуют мелоподобный агрегат мельчайших

зернышек, или вовсе не действующих на поляризованный свет, или же обнаруживающих очень слабую агрегатную поляризацию. Внутри таких иловых, если можно так выразиться, зерен или комочков нередко можно видеть небольшие прозрачные кристаллические участки, представляющие агрегат зерен диаспора.

Наряду с такими просто построенными зернышками встречаются зерна, в которых можно различить центральное ядро, иногда угловатое, и внешнюю оболочку, а также зернышки, имеющие ясно выраженную концентрически-скорлуповатую структуру.

Нередко внутри зерен встречаются мелкие включения бурого или красного железняка, имеющие разнообразную форму; часть их представляет мельчайшие пылинки, часть напоминает неправильные хлопья; встречаются шарообразные формы, а также миниатюрные кубики, представляющие, несомненно, псевдоморфозы по пириту. В некоторых из зерен, богатых железистыми включениями, особенно ясно выступает концентрическая слоистость вследствие того, что здесь скорлупки бесцветные или белые чередуются с концентриками, содержащими большое количество железистых зернышек. Железистых включений в зернах бывает иногда так много, что они делаются непрозрачными.

Цемент, связывающий зернышки в твердую породу, в основном состоит также из очень тонкозернистой, почти не действующей на поляризованный свет массы, но в нем чаще встречаются мелкие кристаллические вкрапления диаспора. От зерен он отличается нередко более темной окраской, зависящей от присутствия большего количества окислов железа то в виде диффузно распределенного пигмента, то в виде мелких зернышек правильной кубической формы, представляющих псевдоморфозы гематита по пириту. В тех образцах, где цемента мало, нередко можно видеть, как эти зернышки гематита во множестве скопляются на поверхности зерен диаспора, обтекая последние.

Существенно иную картину представляет собой под микроскопом «боксит-колчедан» с его характерной зеленовато-серой окраской, где гематит замещается лептохлоритами.

«Под микроскопом, — говорит Маркова, — вскрывается обычная для бокситов мелкооолитовая структура. Оолиты или плотно прилегают друг к другу, или оставляют места для цемента. Последний представляет собою однородную светлосероватую массу, при скрещенных николях почти изотропную, с едва заметным проявлением агрегата чешуйчатого строения, подобного слабо интерферирующему хлориту. Местами намечаются отдельные, неясные еще центры кристаллизации с просупающими в них яркими пластинками диаспора. Оолиты сложены также смесью чешуек диаспора и бледнозеленого, почти бесцветного, низко поляризующего хлорита. Много вкрапленный пирита, вокруг кристаллов которого выделяются яркие вкрапления диаспора.

Иногда пирит дает сплошную сеть тонких прожилков, окруженных голубовато-серой, низко поляризующей оторочкой хлорита. Участками и пятнами шлиф окрашен окислами железа».

Такое же строение имеют и зеленовато-серые разности боксита, образующие линзы и прослой в красных; только пирита здесь встречается меньше.

Значительно отличаются от описанного типа северные ивдельско-талицкие выходы рудного пласта. Первым отличием ивдельских месторождений от ранее описанных является значительная метаморфизация бокситовой породы. Последняя является расланцованной и сильно раздроблена трещинами кливажа; кроме того, часто бокситовый пласт бывает, по словам Марковой, «пронизан густой сетью прожилков кальцита, железной слюдки, хлоротоидов, иногда кварца, затушевывающих его строение и придающих ему вид типичной метаморфической породы».

Другим бросающимся в глаза отличием ивдельских бокситов является их преобладающая серая, зеленовато-серая и темнозеленая окраска, которая в ранее рассмотренных месторождениях играет, как мы видели, подчиненную роль.

Темнозеленые разности, по наблюдениям Марковой, «представляют из себя под микроскопом очень однообразную тонкозернистую массу, сложенную мелкими чешуйками хлорита — при одном николе слабо зеленоватого почти белого, при скрещенных — низко поляризирующего. Участками встречается небольшое количество диаспора, покрытого сверху тонкой железистой коркой, придающей ему желтую и зеленоватую окраску. Встречаются... прожилки лептохлорита, секущие породу».

Серые бокситы состоят из зерен, изредка имеющих концентрически-скорлуповатую структуру, и цемента. Как зерна, так и цемент состоят частично из диаспора, частично же из лептохлорита, представляющего, согласно исследованию Сыромятникова (1933), шамозит; последний всегда преобладает над диаспором.

Кроме серых, в Ивдельских месторождениях встречаются, однако, и красные бокситы, неправильно чередующиеся с серыми и замещающие их. По своему микроскопическому строению они не отличаются от красных бокситов ранее рассмотренных месторождений и состоят в основном из зерен диаспора и цемента, более или менее густо проникнутых непрозрачными красными окислами железа.

Наконец, следует упомянуть замечательный факт нахождения в ивдельских серых бокситах хорошо сохранившихся скелетов кораллов (*Favosites*).

Так же, как в Богословских и Петропавловских месторождениях, ивдельские бокситы подстилаются прекрасно развитой «боксит-брекчий». Порода эта в ее типичном виде состоит из совершенно угловатых кусков известняка самого различного размера, от мелких зерен до крупных в 5—10 см обломков, связанных краснобурым бокситовым цементом. Среди таких брекчий попадаются участки, в которых куски известняка имеют не неправильную угловатую, а эллипсоидальную форму и весьма напоминают гальки. Когда эти «гальки» отделяются одна от другой лишь тонкими прожилками бокситового вещества, порода приобретает характер типичного конгломерата. Маркова и Штрейс подчеркивают, что конгломераты эти отнюдь не образуют какого-либо определенного, обособленного стратиграфического горизонта, а залегают в виде отдельных участков среди «боксит-брекчии».

Для химической характеристики силурийских и нижнедевонских бокситов мы приведем ряд анализов, относящихся к различным намеченным выше типам (табл. 13). Образцы анализированных красных бокситов происходят из различных районов Урала.

Сравнение этих анализов показывает, что красные бокситы характеризуются, как правило, весьма малым содержанием SiO_2 и большим содержанием Al_2O_3 ; наиболее характерным признаком их является то, что главная масса железа находится в окисной форме и на долю FeO приходится менее 1%, а в большинстве случаев даже менее 0,5%. В зеленых, серых и зеленовато-серых разностях количество кремнезема обычно бывает больше, чем в красных, и в большинстве анализированных образцов превышает 10%; соответственно с этим в богатых SiO_2 образцах содержание Al_2O_3 опускается несколько ниже 50%, чего в красных, повидимому, вовсе не наблюдается. Железо в зеленовато-серых бокситах содержится главным образом в виде закисных соединений, и содержание FeO здесь всегда значительно больше, чем содержание Fe_2O_3 . В бокситах переходного характера, имеющих коричневатую окраску или же на сером фоне красные пятна и полосы, мы видим

Химические анализы слюрийских и нижнедевонских бокситов (в %)

Компоненты	Красные бокситы			Зеленовато-серые бокситы							Переходный тип			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	3,37	7,74	3,06	1,27	3,72	4,63	5,17	11,68	12,11	13,10	13,62	12,74	7,54	25,02
TiO ₂	2,64	2,16	2,72	2,20	1,98	1,98	2,87	2,52	2,55	2,80	2,31	1,74	2,48	1,75
ZrO ₂	Не обн.	Не обн.	—	—	—	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	70,41	58,90	58,76	55,57	71,06	66,67	63,89	46,45	43,57	43,61	43,07	47,33	54,71	42,08
Fe ₂ O ₃	6,85	13,18	20,18	24,58	2,26	3,01	4,37	6,90	7,69	2,93	8,10	16,77	13,28	8,35
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.	Не обн.	—	—	Не обн.	—	—	—	—
FeO	0,28	0,20	0,74	0,48	6,69	9,08	9,05	17,34	20,78	24,31	16,42	6,77	6,98	7,74
NiO	Следы	0,02	Не обн.	Не обн.	—	Следы	Следы	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0,20	0,20	0,27	0,57	Следы	0,93	0,87	0,81	0,50	0,48	1,83	1,15	—	1,72
MgO	Следы	0,35	0,13	0,47	0,51	Следы	Следы	0,85	0,61	1,04	2,68	1,48	—	0,96
MnO	Не обн.	1,05	0,16	0,28	—	0,06	0,05	0,09	0,13	0,01	0,17	0,03	—	0,12
CuO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Следы	—	—	—	—
V ₂ O ₅	Следы	Следы	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,84	0,68	0,68	0,32	—	0,49	0,57	0,62	0,30	—	0,09	0,08	—	0,10
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,07	0,15	0,15	—	0,18
П. п. п.	14,61	13,69	12,98	11,23	}13,47	13,59	13,50	12,28	11,86	11,76	}11,00	10,63	13,52	10,28
H ₂ O при 100°	1,17	1,71	1,07	0,44		0,23	0,41	0,68	0,63	0,25		1,04	0,94	2,15
Сумма	100,37	99,88	100,75	97,41	99,69	100,67	100,75	100,22	100,73	100,36	99,44	99,91	99,45	100,45

и значительное количество кремнекислоты и значительное содержание FeO при преобладании Fe_2O_3 .

Учитывая данные химических, термических и петрографических анализов, мы приходим к заключению, что весь почти глинозем в красных бокситах находится в виде моногидрата $Al_2O_3 \cdot nH_2O$, частично в кристаллической форме (диаспор), частично же в виде геля. Железо присутствует или в форме безводного гематита, или же маловодного гидрогематита. Кремнезем, повидимому, заключается главным образом в виде геля состава $SiO_2 \cdot 2H_2O$ и титан в виде геля TiO_2 .

В серых и зеленовато-серых бокситах основными компонентами породы являются диаспор и лептохлориты типа шамозита, причем диаспор скопляется, повидимому, главным образом в бобовинках или комочках, а шамозит — в цементирующей последние основной массе. Некоторые интенсивно зеленые разности ивдельской руды сложены почти исключительно из шамозита, и диаспор играет здесь совершенно подчиненную роль. Пересчеты анализов некоторых ивдельских бокситов на минеральный состав, произведенные Ф. В. Сыромятниковым (1933), дали результаты, приведенные в табл. 14.

Таблица 14

Минеральный состав ивдельских бокситов, по Сыромятникову (в %)

Минералы	I	II	III
Шамозит ($3H_2O \cdot 3FeO \cdot 3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$) . . .	67,5	61,7	29,3
Диаспор ($Al_2O_3 \cdot nH_2O$)	19,9	29,4	63,3
Гибсит ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$)	—	0,8	—
Лимонит ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$)	9,0	8,2	5,0
Кварц (SiO_2)	—	2,4	—
Перовскит ($CaO \cdot TiO_2$)	—	—	2,4
Сумма	96,4	102,5	100,0

В коричневых, красноватых и пятнистых бокситах можно видеть все переходы от одного из двух указанных минералогических типов к другому.

Сравнивая химический и минералогический состав силурийских и нижнедевонских месторождений с верхнедевонскими, нетрудно видеть, что через них диаспорово-шамозитовые руды так же тесно связываются с настоящими бокситами, состоящими почти нацело из гидратов Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 , как через Катавские и Пашийские они связываются с вполне типичными железными рудами, с одной стороны, лептохлоритовыми, а с другой, гематитовыми; переходы от диаспорово-шамозитовых руд к чисто шамозитовым наблюдаются также и в Ивдельском месторождении.

3. ГЕНЕЗИС СИЛУРИЙСКИХ И ДЕВОНСКИХ ДИАСПОРО-ШАМОЗИТОВЫХ РУД И БОКСИТОВ

Переходя к вопросу о происхождении комплекса описанных руд, нетрудно видеть, что они ни в какой мере не могут быть рассматриваемы как непосредственные продукты субаэрального латеритного выветривания. В описанных месторождениях совершенно не имеется изверженных или

метаморфических пород, остаточными продуктами выветривания которых могли бы явиться руды, а глинистые осадочные породы, с которыми частично переслаиваются руды в Катавском и Пашийских месторождениях, явно являются по своему образованию синхроничными рудам, а не материнским породам коры латеритного выветривания, в которой эти руды возникли. Для рудного пласта Катава и для всех силурийских и нижнедевонских бокситовых месторождений вообще нельзя указать алюмосиликатных пород, непосредственными продуктами выветривания которых они могли бы быть. Ни в какой мере не вяжется с представлениями о латеритных продуктах выветривания также химический состав руд, именно присутствие закисных соединений железа (лептохлоритов) и т. д. Все это делает совершенно понятным, что ни один из изучавших месторождения рассматриваемых руд геологов не признал их за образования латеритного типа.

В самом начале работ по изучению бокситов Петропавловского и Богословского районов уральские геологи сопоставляли их с бокситами южной Франции и других прилежащих к Средиземному морю стран и рассматривали подобно последним, как ископаемую *terra rossa*. Поэтому мы должны прежде всего остановиться на сравнении описанных руд с бокситами Западной Европы и несколько подробнее изложить те взгляды, которые существуют в литературе по вопросу о происхождении последних.

Вполне очевидно, что бокситы типа Красной Шапочки действительно очень близки к бокситам стран, прилегающих к Средиземному морю, т. е. Франции, Италии, Югославии и Венгрии. Эти бокситы также залегают среди известняков, также имеют нередко красную окраску и сходный химический состав; по минералогическому составу часть их значительно отличается от наших в том отношении, что Al_2O_3 присутствует в виде трехводного гидрата или гиббсита, но другая часть принадлежит к одноводному, диаспоровому типу. Краткую сводку данных о бокситах Средиземноморья можно найти в работе Фокса, где приводится также и главная литература по этому вопросу (Fox, 1932).

Ввиду того, что красные бокситы тесно связаны с серыми и зелеными и через них с комплексом верхнедевонских руд, мы при сравнении их с бокситами Средиземноморья, конечно, должны принимать во внимание и указанные сейчас родственные им руды. При сравнении же последних с бокситами Франции и пр., приходится подчеркнуть, что мы имеем дело здесь с образованиями, значительно от них отличающимися, ибо французские бокситы не содержат лептохлоритов, как наши серые бокситы или катавские руды, и не переслаиваются с глинами и песчаниками, как это имеет место с рудами Катавского и Пашийского районов.

До последнего времени бокситы Средиземноморья почти всеми авторами, разбиравшими этот вопрос, рассматривались как ископаемая *terra rossa*, которая огромным большинством исследователей считается за остаточный продукт растворения известняков атмосферными водами, за их элювий. Согласно рассматриваемой точке зрения образование бокситов, залегающих среди известняков, связывается с резким изменением физико-географических условий, с регрессией моря и поднятием страны выше уровня последнего. Выветривание и растворение слагающих вновь образовавшуюся сушу известняков в условиях теплого климата, по этим представлениям, должно было приводить к накоплению на поверхности известняков содержащихся в них нерастворимых частиц, которые и образуют *terra rossa*. Если страна вторично опускалась ниже уровня моря и отложение известковых осадков возобновлялось, то *terra rossa* в конце

концов оказывалась включенной в виде линз и пластов в толщу известняков и образовывала месторождение бокситов.

По вопросу о причине большого содержания Al_2O_3 в элювии известняков Кишпатичем (Kispatič, 1932) и Тучаном (Tučan, 1932) предпринята была специальная работа. Растворяя известняки в слабых кислотах, Тучан обнаружил, что нерастворимый остаток их по химическому и минералогическому составу чрезвычайно близок к terra rossa и бокситам и в основном состоит из оптически изотропного вещества, названного спорогелитом и имеющего состав, близкий к составу диаспора $Al_2O_3 \cdot H_2O$; кроме того, в нерастворимом остатке известняков встречается ряд минералов, среди которых имеется гиббсит и диаспор. Таким образом, частицы, слагающие terra rossa, в основном не являются продуктом химического выветривания каких-либо силикатов, заключающихся в известняках, а находились в последнем в готовом уже виде и образовались одновременно с известняками.

«Спорогелит, как и сопровождающие его минералы,— говорит Тучан,— является первичным, и образование его стоит, вероятно, в связи с разложением белковых тел, аналогично образованию $CaCO_3$ ».

«Известно, что при разложении белка образуются карбонаты натрия и аммония: эти соединения, по моему мнению, осаждают из солей алюминия, которые постоянно имеются в морской воде, гель — гидрат глинозема. Таким образом, спорогелит образуется одновременно с известняком, и это является причиной, почему он равномерно рассеян во всех известняках кроатского Карста — как в каменноугольных, триасовых, юрских и меловых, так и в третичных».

Из этих высказываний Тучана для нас интерес представляют его утверждения, что минеральные частицы, слагающие боксит, образовались в море и представляют первичные морские минералы. Таким образом, согласно представлению Тучана, вещество бокситов, приуроченных к известнякам, представляет нормальный морской химический осадок. Процессы выветривания и растворения обуславливают лишь концентрацию этого распыленного первоначально в толще известняков вещества. Если это так, то, очевидно, вполне возможно представить условия, при которых «спорогелит» будет накапливаться и непосредственно на морском дне и в виде самостоятельных залежей.

В самое последнее время при изучении бокситов средиземноморских стран добыты были факты, которые заставляют Фокса (Fox, 1932) коренным образом пересмотреть теорию terra rossa и лишают всякого значения ссылки на нее, как на доказательство того, что бокситы эти образовались на суше.

В различных пунктах Истрии найдены были бокситы серого цвета, содержащие значительное количество пирита. Фокс приводит следующие анализы этих бокситов, заимствованные из работы Кормос (табл. 15).

Приходится отметить, что, суммируя данные отдельных определений, мы при заведомо неполных анализах получаем в некоторых случаях слишком большую сумму. Это обстоятельство, в связи с тем, что железо определялось только в виде Fe_2O_3 , заставляет с осторожностью относиться к приводимым цифрам. Тем не менее, некоторое общее представление о характере анализированной породы они, очевидно, дают. Можно предполагать, что в действительности значительная часть железа в рассматриваемых бокситах содержится в закисной форме.

О. Кюн (Othmar Kühn) указал Фоксу, что близ селения Црвена Кита в Черногории среди нижнеэоценовых известняков встречается пласты красных бокситов, которые переходят в горизонтальном направлении в серые бокситы. Эти находки приводят Фокса к заключению, что обычные красные бокситы происходят из серых в процессе окисления,

Таблица 15

Анализы серых бокситов Истрии (в %)

Компоненты	Месторождения					
	Pineta	Medizzi	Medizzi	Macovaz	Cremgna	Cerche
SiO ₂	11,14	23,52	28,66	28,12	32,94	34,38
TiO ₂	2,95	3,00	2,50	1,60	1,5	2,55
Al ₂ O ₃	48,44	45,23	42,69	41,21	34,66	20,63
Fe ₂ O ₃	5,66	1,83	11,29	1,24	—	3,82
FeS ₂	17,23	7,40	0,69	13,21	17,58	19,35
S	—	—	—	—	1,53	—
P ₂ O ₅	Следы	—	—	0,082	0,072	—
H ₂ O	20,34	21,50	14,40	18,88	19,12	25,74
Сумма	105,76	102,48	100,23	104,34	107,40	106,47

выветривания, причем закисные соединения железа и железо пирита переходят в окисные.

Далее, для выяснения условий образования бокситов чрезвычайно важным является факт нахождения в некоторых месторождениях Монте-негро и Истрии ядер гастропод, часть которых напоминает пресноводные и наземные формы, часть же — морские.

Перечисленные факты приводят Фокса к весьма своеобразным взглядам на генезис бокситов, залегающих среди известняков. Он подобно большинству других геологов продолжает думать, что бокситы эти представляют нерастворимый остаток известняков, но предполагает, что образование их происходило не на суше при избытке кислорода, а на дне моря, в бухтах и заливах, в условиях восстановительной среды. Приведя фотографический снимок изрезанного заливами и бухтами побережья Аравии у Khar Jagata, где берег слагается известняками и доломитами, он говорит следующее:

«Здесь мы имеем неправильную береговую линию, вдоль которой обнажаются известняки и доломиты, подвергающиеся эрозии через растворение. В углублениях морского дна должен накапливаться нерастворимый материал и со временем могут накопиться значительные количества осадков. Местами этот материал будет смешиваться с другими осадками и образовывать глины и ил; повсюду эти осадки будут покоиться более или менее несогласно на породах морского дна и содержать иногда растительные и животные остатки. В тех местах, где нерастворимый остаток содержит относительно мало примесей другого материала и включает также количество окиси алюминия, которое свойственно бокситу, может образоваться хорошего качества руда».

В этом первичном морском боксите, как и в других морских отложениях, может в большом количестве образоваться пирит. При поднятии страны, когда первичные бокситы, попавши на поверхность суши, подвергаются окислению, закисные соединения переходят в окисные и возникает тот обычный красный боксит, который считается продуктом субаэрального выветривания известняка. Таким образом Фокс приписывает процессам субаэрального выветривания еще меньшую роль, нежели Тучан, так как не только образование первичного материала бокситов, но и вторичная его концентрация происходит, согласно его взглядам, на дне моря.

Нетрудно видеть, что в гипотезе Фокса есть очень много необоснованного и спорного и что приведенные им факты естественней было бы

объяснить предположением, что первичные серые бокситы возникли как нормальный морской осадок. К величайшему сожалению, из данных, приводимых в работе Фокса, не видно, в виде какого соединения находится Al_2O_3 в серых бокситах Истрии, так как железо при анализах определялось в виде Fe_2O_3 , а минералогического изучения породы, по видимому, не производилось. Тем не менее, приведенные выше анализы дают повод думать, что Al_2O_3 может заключаться здесь частично в виде силиката. Указанием на это служит очень высокое содержание в бокситах Истрии SiO_2 , значительно превышающее даже содержание SiO_2 в бокситах Ивдельского района. Если бы это было действительно так, то серые бокситы Истрии оказались бы чрезвычайно близкими к бокситам Ивдельского района, и общее сходство между бокситами восточного склона Урала и бокситами прилегающих к Средиземному морю стран еще более возросло бы. Сходство это, однако, при современном состоянии знаний отнюдь, конечно, не могло бы служить доказательством того, что мы в наших бокситах имеем месторождения субэарального выветривания.

Обратимся теперь к обзору тех мнений, которые уже были высказаны в литературе по вопросу о происхождении рассматриваемого нами комплекса руд.

О генезисе оолитовых руд Пашийского и Кусье-Александровского районов все касавшиеся этого вопроса авторы высказывались достаточно согласно, принимая их за нормальные морские осадочные образования. Об этом достаточно убедительно говорят и условия залегания руд, и их структура, и встречающиеся в них органические остатки.

Что касается силурийских и нижнедевонских бокситов восточного склона Урала, то, как я уже указывал выше, уральские геологи, увлеченные сходством их с бокситами Франции, Истрии и др., первоначально стали в вопросе о их происхождении на точку зрения теории *terra rossa*.

«Для решения вопроса о генезисе имеется очень мало данных, говорит Н. А. Каржавин. — Я в дальнейшем постараюсь обосновать, насколько это возможно, ту гипотезу о генезисе месторождений, которой я пока придерживаюсь.

«Залегание боксита среди определенно осадочных пород подкупает в пользу представления о пластовом характере месторождения. Но факт нерезкой границы между розовыми подстилавшими известняками и рудным телом говорит не в пользу такого взгляда. Кроме того, отсутствие слоистости в боксите, которая так характерна для типичной осадочной породы, заставляет отказаться от представления о боксите как осадке из водного бассейна. Ключом к решению вопроса об образовании боксита является, по моему, поверхность соприкосновения рудного тела с розовыми известняками. Выше уже было упомянуто, что розовые известняки имеют изъеденную поверхность; в порах этой изъеденной поверхности находятся рыхлый боксит, и часто известняк находится среди корковых бокситов, а боксит нижней зоны иногда сохраняет структуру известняка. Эти явления можно объяснить двояко: или здесь имеет место метасоматическое замещение известняка бокситом, или боксит образовался за счет выветривания известняка. Я думаю, что здесь имеет место тот и другой процесс. Но метасоматоз играет здесь второстепенную роль, и главная роль принадлежит выветриванию известняка.

«Можно предполагать, что известняки уже содержат в своем составе одноосный гидрат окиси алюминия. Анализ образца, взятого из куска известняка, находившегося среди коркового боксита, показал следующий состав: нерастворимый остаток, главным образом SiO_2 1,06%, Al_2O_3 1,5%, Fe_2O_3 1,90%, CaO 52,1%, MgO 0,18%, потери при прокаливании 41,5%. Само собой разумеется, что одного анализа еще слишком мало для того, чтобы считать вопрос о присутствии или отсутствии свободного глинозема в известняках уже решенным. Но есть еще факт, который говорит в пользу положительного решения этого вопроса; в бокситах Красной Шапочки в заметных количествах содержится CaO , которая, по видимому, есть не что иное, как остаток от неполного растворения карбонатной части известняков.

«На основании совокупности всех фактов геологическая история месторождения нам представляется в следующем виде. Во время девона район месторождения, по видимому, представлял часть материка. В это время при соответствующих климатиче-

ских условиях происходило выветривание дислоцированных уже розовых известняков нижнего девона. В результате растворения карбонатной части происходило накопление нерастворимого остатка известняков terra rossa. Последняя могла накапливаться в довольно больших массах, так как нерастворимого остатка в розовых известняках довольно много: отдельные анализы показывают содержание его 5—7%. Образовавшаяся terra rossa, содержащая в своем составе бокситовые минералы, должна была подвергнуться действию естественного отмучивания, чтобы могли образоваться бокситы определенного состава. Затем континентальный режим сменялся морским, и бокситы оказались погребенными под морскими осадками.

Приходится признать, что в некоторых отношениях автор отчета выразил свою мысль недостаточно ясно. Последние строки приведенной цитаты указывают как будто на то, что образовавшаяся путем выветривания известняков terra rossa подверглась отмучиванию, т. е. была переотложена подным путем, в каком-то бассейне на суше, и лишь после этого была погребена под осадками надвинувшегося моря. Если это так, то не совсем понятно, как между переотложенным бокситом и подстилающими его известняками могла сохраниться та связь, которая может существовать лишь между материнской породой и лежащей на ней на месте корой выветривания.

Совершенно иная точка зрения на генезис ивдельских и надеждинских бокситов высказана была мною в 1933 г. на основе изучения материала, доставленного А. А. Денисевичем. Материал этот привел меня к убеждению, что древнепалеозойские бокситы восточного склона Урала представляют осадочную химическую породу, образовавшуюся путем выделения лептохлоритов и гидратов окиси алюминия из растворов на морском дне. Красные бокситы рассматривались мною в этой статье как продукт окисления серых шамозитово-диаспоровых руд.

Несколько иные взгляды на происхождение надеждинско-ивдельских бокситов высказываются в недавно опубликованной статье Молдаванцева, изучавшего восточный склон Урала в течение целого ряда лет (1934). Молдаванцев также стоит на точке зрения осадочного, морского происхождения бокситов, но самый процесс их отложения рисуется ему иначе, нежели мне. Бокситы считаются Молдаванцевым за прибрежные или лагунные осадки. На прилежащих участках суши в эпоху их образования, по мнению этого геолога, происходили «энергичные процессы латеритного выветривания базальтовых пород и их туфов, возможно с развитием при этом обычного латеритного профиля», а «в прибрежной зоне или ближайших водоемах могли накапливаться продукты латеритного распада от всего комплекса вышеупомянутых палеозойских пород». «Во всех случаях, повидимому, осаждался чрезвычайно тонко отмученный глинистый, сильно дисперсный материал, среди которого главное место принадлежало коллоидам водных окислов глинозема и железа и частью, быть может, — прибавляет автор, — растворам солей этих металлов, получившихся в результате тех же процессов латеритного выветривания пород континента». Это последнее замечание представляется мне не совсем понятным.

Одними процессами окисления серых бокситов происхождение красных разновидностей их, по мнению Молдаванцева, объяснить нельзя. Он думает, что в Петропавловском районе процесс отложения осадка протекал в течение долгого времени в условиях богатой кислородом среды, причем железо осаждалось в виде гидрата окиси, «ко времени же образования серых колчеданистых бокситов, вероятно, режим открытого моря сменился лагунным, сопровождавшимся появлением замкнутых водоемов с сероводородной восстановительной обстановкой, при которой могли возникать серые бокситы с закисью железа и пиритом». В районе Богословска, Ивделя и Талицы, где серые бокситы перемежаются с красными и где, по мнению Молдаванцева, образование бокситов происходило позднее, нежели в

Петропавловском районе, при их отложении «попеременно имели место и окислительные, и восстановительные процессы».

Стоя на изложенной точке зрения, Молдаванцев должен объяснять целый ряд структурных и минералогических особенностей бокситов не первичными условиями их отложения, а последующими изменениями.

«Образование конкреционной пизолитовой структуры, — говорит он, — следует связывать с позднейшими процессами диагенеза и перераспределения вещества внутри рудного слоя боксита». «Наблюдаемые последующие процессы коренного изменения структуры бокситов, индивидуализация в них минеральных компонентов (диаспора, хлорита, гематита и др.), переход коллоидных соединений в связи с их дегидратацией из одних модификаций в другие — все это явления, которые самым теснейшим образом следует связывать со всем циклом уральской орогении и тектоники и отчасти вулканизма, наложившим вместе с тем определенный отпечаток на современную структуру бокситовых месторождений Сев. Урала».

Таким образом наиболее характерную особенность серых бокситов, присутствие в них лептохлоритов Молдаванцев считает, повидимому, явлением вторичным.

Переходя к обсуждению вопроса о генезисе наших руд по существу, следует отметить, что нет нужды подробно останавливаться на доказательствах неправильности той точки зрения на генезис красных бокситов, по которой последние представляют образования типа *terra rossa*.

Пластовый характер залежей, положение их среди морских известняков и в особенности переслаивание бокситов с листоватыми глинами и известняками, которое имеет место в кровле бокситового пласта, минералогический состав серых бокситов, именно нахождение в них шамозита и пирита и, наконец, присутствие в тесно связанных с красными бокситами ивдельских шамозитово-диаспоровых рудах скелетов кораллов — все это совершенно определенно указывает, что мы имеем в рассматриваемых породах настоящие морские осадки.

Вполне очевидно это и по отношению к верхнедевонским рудам западного склона Урала. Что мы имеем здесь нормальные водные осадки, достаточно ясно из той тонкой перемежаемости пластов руды с глинами и глинистыми сланцами, иногда тонкослоистыми, и песчаниками, которые имеют место в Пашийском и Кусье-Александровском районах; что бассейны, в котором отлагались эти осадки, представлял море, а не озеро, можно заключить из переслаивания диаспоро-шамозитовых руд в Катавском районе с такими несомненными морскими образованиями, какими являются коралловые известняки, а также из присутствия в рудах Пашийского района морских ископаемых.

Если морское происхождение всей совокупности рассматриваемых руд можно считать достаточно хорошо установленным, то разногласия могут существовать лишь по вопросу о способах накопления на морском дне соединений железа, алюминия и титана. Здесь возможны различные точки зрения:

1) бокситы и диаспоро-лептохлоритовые руды представляют остаток от растворения подстилающих бокситовый пласт известняков морской водою (Фокс);

2) они являются механическим, терригенным осадком, возникшим в основе за счет перетолжения на морском дне продуктов разрушения существовавших на соседних участках суши первичных латеритных бокситов; при этом минералогический состав наших бокситов, и, в частности, присутствие в нем лептохлоритов, объясняется в основном последующими метаморфическими процессами (Молдаванцев, Малявкин);

3) бокситы представляют осадок химического или биохимического типа, основные минералогические компоненты которого являются образованиями первичными, возникшими на дне моря в момент отложения рудного пласта (Архангельский).

В этой последней гипотезе может быть в свою очередь два варианта: 1) можно предполагать, что источником руд являются растворы соединений Fe, Al и Ti, приносимые с суши; попадая в море, растворы эти выделяют находящиеся в них вещества, которые частично отлагаются в виде гидратов окисей, частично же, вступая во взаимодействие между собою и с иловыми растворами, образуют лептохлориты; 2) можно считать, что лептохлориты и гидраты окисей Fe, Al и Ti образуются на дне моря в том сложном процессе изменения принесенных туда механически алюмосиликатных частиц, который получил название подводного выветривания или гальмиролиза (Hummel, 1932).

Если вместе с Фоксом принять гипотезу накопления рудного вещества на дне моря после подводного растворения известняков, в которых вещество это было распылено, то приходится подчеркнуть, что такое объяснение по условиям залегания руд могло бы быть приложимо только к рудному пласту Катава и бокситам или диаспорово-шамозитовым рудам восточного склона Урала, так как только они подстилаются непосредственно известняками. На рудные пласты, располагающиеся в достаточно мощной толще песчано-глинистых пород, равно как и на шамозитовое вещество в песчаниках и глинах, она распространяться, очевидно, не может.

Для оценки степени вероятности гипотезы Фокса в приложении к нашим объектам я обратился к изучению микроскопического строения известняков, а также к выяснению химического состава частиц известняковой толщи, не растворимых в слабой соляной кислоте.

Не останавливаясь на общем описании структуры известняков, так как это не имеет отношения к разбираемому сейчас вопросу, я отмечу только, что микроскопическое исследование красноватых и розоватых пятнистых известняков, подстилающих бокситы, показало, что их окраска, по крайней мере частично, связана с присутствием лептохлоритов. В некоторых образцах под микроскопом на шлифах отчетливо видно, как местами красная окраска, обязанная своим происхождением окиси железа, заменяется зеленоватой и зеленой окраской хлоритов; таким образом выясняется, что в известняках присутствуют два компонента наших руд — лептохлориты и гематит. У нас не имеется оснований считать лептохлориты известняков вторичными минералами и потому мы можем думать, что образование по крайней мере одного из характернейших компонентов рудных слоев происходило не только в момент отложения последних, но имело место и ранее, в эпоху формирования подстилающих эти слои известняков.

Чтобы убедиться, имело ли место выделение глинозема в бассейне, на дне которого происходило образование красных известняков, подстилающих бокситовый горизонт, несколько образцов этих пород было обработано очень слабым раствором соляной кислоты и полученный красный нерастворимый остаток проанализирован. Анализ двух образцов из самой верхней части подстилающих известняков дал результаты, приведенные в табл. 16.

Нетрудно видеть, что нерастворимый остаток в обоих случаях имеет характер боксита; в образце из Петропавловского района он ничем существенным не отличается от породы, слагающей самый бокситовый горизонт; в образце из Ивдельского района относительно очень много SiO_2 и мало Al_2O_3 , но все же и здесь присутствие свободного глинозема несомненно.

Два других образца взяты были из глубоких горизонтов известняковой толщи, и анализы их нерастворимого остатка дали существенно иные результаты (табл. 17, образцы I и II).

Эти анализы уже не дают никаких указаний на присутствие свободного глинозема. Аналогичные результаты дало исследование нерастворимого остатка покрывающих бокситовый пласт темных богатых органическим веществом известняков. Анализ нерастворимого остатка известняка дал результаты, приведенные в табл. 17, образец III. Здесь химически также нельзя доказать присутствие свободного глинозема; большая потеря от прокаливания объясняется наличием большого количества органического вещества.

Таблица 16

Анализы нерастворимого остатка известняков, подстилающих бокситы (в %)

Компоненты	Петропавловский район	Ивдель
SiO ₂	8,93	11,44
Fe ₂ O ₃	27,95	63,17
Al ₂ O ₃	47,07	16,41
TiO ₂	0,44	0,41
CaO	1,43	0,39
MgO	0,68	0,77
H ₂ O при 110°	1,15	1,27
П. п. п.	13,25	6,51
Сумма	100,60	100,37

Таким образом, является доказанным наличие в верхних, подстилающих руды горизонтах известняков и второго компонента рудных образований — окиси глинозема. В данном случае, мы, однако, не можем утверждать, что Al₂O₃ является в известняках первичным образованием, так как он мог быть внесен сюда из рудных слоев. На возможность такого объяснения указывают те явления метасоматоза, о которых мы будем говорить дальше.

На основании всего сказанного может казаться, что взгляды Фокса приложимы к объяснению происхождения рассматриваемой части бокситов и диаспоро-лептохлоритовых руд. Ближайшее рассмотрение вопроса показывает, однако, что даже и в этом ограниченном применении они не выдерживают критики. Этому противоречит прежде всего структура рудного горизонта. Мы видели выше, что пласт состоит из зерен шамозита и диаспора, из которых многие имеют достаточно типичное оолитовое строение, а зависимость очертаний зерен от очертаний рядом с ними лежащих с полной определенностью говорит о том, что оолиты залегают на месте их образования. Ввиду того, что оолитовых зерен шамозита и диаспора в розовых известняках не встречается, становится ясно, что они не могли произойти за счет растворения последних. Еще меньше приложима гипотеза нерастворимого остатка к объяснению структуры Катавских руд с их крупными бобовинами и великолепно образованными и сложно построенными оолитами. Наконец, следует отметить, что с явлениями растворения карбонатов совершенно не вяжется присутствие в пласте ивдельских бокситов хорошо сохранившихся скелетов кораллов. Сопоставляя

все сказанное, гипотезу Фокса приходится признать совершенно неприложимой к нашему материалу.

Таким образом мы должны стать на ту точку зрения, что бокситы, диаспорово-шамозитовые и гематитовые руды уральского палеозоя представляют нормальные осадочные образования. Нам остается лишь решить, к какому типу морских осадков их следует относить: к механическим или химическим (или биохимическим). На точке зрения механического осаднения в прибрежных частях бассейна латеритовой мути стоит, как мы видели выше, Молдаванцев, допускающий, повидимому, что наряду с механически переотложенными продуктами выветривания имело место также и выделение глинозема и окиси железа из растворов.

Таблица 17

Анализы нерастворимого остатка известняков Пестропавловского района (в %)

Компоненты	I и II — известняки из подстилающих бокситовый пласт пород		III — покрывающий бокситовый слой известняк
SiO ₂	31,10	54,13	32,86
TiO ₂	1,47	16,45	2,33
Al ₂ O ₃	24,90	12,85	15,58
Fe ₂ O ₃	25,78	3,35	17,66
MgO	1,39	0,67	0,27
CaO	0,55	2,32	1,67
FeO	—	—	—
S	0,40	0,04	—
H ₂ O	2,05	2,24	3,34
П. п. п.	11,60	5,1	26,38
Сумма	99,24	97,15	100,09

Говоря о взглядах Молдаванцева, приходится упомянуть здесь и о докладе Малявкина на конференции по генезису алюминиевых руд (1937), который, внешне соглашаясь с Молдаванцевым, приходит к довольно неожиданным выводам о неморском происхождении палеозойских бокситов восточного склона Урала. В своих рассуждениях Малявкин исходит из предположений о невозможности переноса в зоне выветривания соединений алюминия на значительное расстояние в виде растворов; подробнее его аргументация была изложена уже выше (стр. 512).

Возражая против моих предположений о том, что бокситы Ивделя являются осадками химическими, Малявкин говорит:

«Морская среда мало благоприятна для скопления гидратов глинозема даже путем выпадения из коллоидальных растворов. Анализы вод, поскольку они производились (Clarke) даже в тропических странах, с широко распространенными явлениями латеритизации, показывают всегда лишь ничтожное содержание растворенного глинозема. Но зато во взвешенном состоянии, в виде суспензий, в море выносятся огромное количество ила (красный ил Амазонки). При соответствующих благоприятных условиях эта суспензия может оказаться почти нацело состоящей из латеритного вещества. Попадая в условия, которые существуют в водоемах с застойными водами, такая суспензия рано или поздно должна повести к скоплению свободных гидратов глинозема».

Далее автор считает несомненным, что наряду с суспензией могут существовать и растворы, «которые при соответствующих условиях

в соотношениях реагирующих веществ могут давать гидратные формы глинозема; он допускает также, что часть латеритного вещества может заноситься в море эоловым путем.

«Поэтому ничего удивительного на мой взгляд, — говорит Малявкин, — не представляет факт обнаружения в известниках свободных гидратов глинозема. Однако, присутствуют эти образования в столь обычно ничтожных количествах, что для возможности значительных как по вертикали, так и по горизонтали скоплений гидратов глинозема необходимы особые условия, среди которых особое значение имеют факторы, способствующие разделению суспендированного вещества по химико-минералогическому составу, которое только одно и может повести к образованию обогащенных зон».

Таким фактором является только механическое переотложение. Следы механического переотложения образовавшихся и частично уже сцементированных оолитов, согласно моим указаниям, в бокситах имеются, и на них Малявкин обращает особое внимание.

Признать бокситы Ивделя и Петропавловского района за механически переотложенный латеритный материал мешает присутствие лептохлоритов, если, конечно, последние являются первичными минералами; чтобы обойти это затруднение, Малявкин, как и Молдаванцев, предполагает, что они возникли из первичного латеритного вещества лишь в процессе метаморфизации. Вторым затруднением на пути признания возможности образования бокситов путем осаждения суспензий является свертывающее действие морской воды, в которой взвешенные частицы, как известно, оседают сравнительно очень быстро. Это затруднение обходится Малявкиным уже совершенно неожиданным способом: «Я полагаю, — говорит он, — что основной их (бокситов) материал был принесен в виде суспензий в соответствующие водоемы, которыми ни в коем случае не могли быть морские; скорее всего это были опресненные лагуны, с чем связано появление перекрывающих бокситы глин» (?!).

Нетрудно видеть, что точка зрения Молдаванцева и Малявкина не базируется на изучении реального материала, реальных соотношений пород, но целиком основывается на признании весьма малой устойчивости растворов, образуемых соединениями алюминия на земной поверхности. Малявкин высказывает это в своем докладе непосредственно. Нам незачем возвращаться к этому вопросу, так как в первой главе я привел достаточно серьезный фактический материал в виде анализов речных, озерных и родниковых вод, показывающий, что содержание алюминия в этих водах хотя и уступает содержанию железа, но все же достаточно велико: по Меррею, среднее содержание алюминия в речной воде даже равняется содержанию железа ($Fe = 1,8 \times 10^{-3}\%$ и $Al = 1,7 \times 10^{-3}\%$). Со всею резкостью необходимо подчеркнуть, что содержание марганца в природных пресных водах, как это можно видеть из приведенных в первой главе анализов, значительно меньше, нежели содержание алюминия, а между тем никто не сомневается в том, что марганец переносится в растворе текучими водами из коры выветривания в озера и моря и здесь отлагается в огромных количествах в виде марганцовых и железо-марганцовых руд. Эти факты заставляют меня решительно отбросить как предвзятые и необоснованные все рассуждения, исходящие из неподвижности соединений алюминия на земной поверхности. Доказательства справедливости или несправедливости точки зрения Молдаванцева и Малявкина следует искать в самих пластах бокситов и железоалюминиевых руд и в окружающих их породах, а отнюдь не в надуманных, не соответствующих природным фактам теоретических построениях.

Обращаясь к химико-минералогическому составу и структуре изучаемых нами руд, мы можем легко найти факты, совершенно несовместимые с гипотезой механического перераспределения продуктов латеритного выветривания и объясняемые только с точки зрения химического осаждения руд.

Во-первых, совершенно невозможно представить, чтобы в морском бассейне¹ на протяжении сотен километров мог отлагаться механически ил, состоящий исключительно из гидратов окиси алюминия и железа с той ничтожной примесью кремнезема, которая характеризует наши бокситы. Немыслимо представить себе, что суспензии, поступающие с континента, не содержали в себе большого количества кварца, каолина или вообще глины и слюды. Если бы действительно на поверхности континента была широко развита кора выветривания, то при ее размывании в море должны были бы в первую очередь сносятся массы каолинового материала, из которого в основном и состоит эта кора выветривания; как известно, скопления полуторных окислов в верхних горизонтах коры выветривания, там, где описываются типичные латеритные бокситы, имеют ничтожную мощность по сравнению с главной нижней каолиновой ее частью. Отделение полуторных окислов от кремнезема и каолина мыслимо только путем перехода их в раствор и переноса на некоторое расстояние от места их возникновения; что это действительно так, легко убедиться уже из одного того, что именно классическая теория латеритного образования бокситов объясняет накопление полуторных окислов через капиллярное поднятие растворов в верхние горизонты коры выветривания. Если признавать вместе с Малявкиным и Молдаванцевым, что на дне моря происходило накопление продуктов размывания коры латеритного выветривания, то понадобилось бы найти процессы, которые бы на дне моря смогли превратить каолин и слюды в рудные образования. Такие процессы можно видеть в явлениях гальмиролиза, но если говорить о последнем, то от воззрений Малявкина и Молдаванцева по существу уже ничего не останется. Итак, отсутствие глинистых частиц в бокситах говорит решительно против гипотезы механического перераспределения латеритного материала и за выделение рудного вещества из растворов.

Вторым весьма существенным аргументом против рассматриваемой гипотезы является присутствие в рудных образованиях лептохлоритов. Мы знаем, что в одних случаях руда целиком состоит из этих минералов; в других лептохлориты слагают значительную часть рудного тела; наконец, иногда они встречаются изредка в отдельных горизонтах рудного пласта, но в общем лептохлориты представляют чрезвычайно характерную составную часть рудных образований рассматриваемого типа. Мимо этих минералов не могли, конечно, пройти также и Молдаванцев и Малявкин, но они, по существу, постарались, так сказать, опорочить этот признак, выкинуть его из рассуждений, признавши, что лептохлориты являются образованиями вторичными и возникли лишь в процессе метаморфизма. Единственным основанием для этого послужил тот факт, что в Ивдельском районе месторождения диаспоро-лептохлоритовых руд действительно в большей или меньшей степени метаморфизованы, и в них лептохлориты, входя в состав микробовин и связывающего последние цемента, образуют также и прожилки, возникшие явно позднее, нежели основная масса руды. Это последнее обстоятельство отнюдь не должно смущать нас, так как оно весьма легко объясняется вторичными перемещениями рудных

¹ О пресноводных бассейнах, в которых, по Малявкину, происходило накопление бокситового вещества, говорить не приходится по причинам, приведенным уже ранее, в частности хотя бы потому, что в пресных водах кораллы не живут.

минералов внутри пласта, как это, например, обычно имеет место в других железных рудах и в бокситах (прожилки гиббсита). Что касается следов метаморфизма в Ивдельских месторождениях, то этот метаморфизм мог иметь место и после образования лептохлоритов. В верхнедевонских рудах западного склона Урала сколько-нибудь заметных следов метаморфизма не имеется, и тем не менее лептохлориты здесь развиты весьма широко. Здесь они входят в состав превосходно образованных оолитов, представляющих уже во всяком случае первичные образования, и, образуя концентрические скорлупы, чередующиеся со скорлупами диаспора и гематита, сами, несомненно, являются образованиями первичными. Здесь полезно припомнить, что лептохлоритовые и гематит-лептохлоритовые руды весьма широко распространены на Западе, и здесь они не считаются образованиями метаморфическими.

Признавая лептохлориты первичными минералами наших месторождений, мы уже ни в коем случае не можем рассматривать руды как продукт простого переотложения пород коры латеритного выветривания и должны будем признать, что диаспор-шамозитовые руды образовались за счет химических реакций, происходящих в морской среде. Обращаясь к литературе по вопросу о происхождении лептохлоритов, мы видим, что изучение месторождений шамозитовых руд в других странах приводит авторов, занимавшихся этим вопросом, к достаточно единодушному решению, что в шамозите и родственных ему лептохлоритах мы имеем минералы, образующиеся, подобно глаукониту, на морском дне; различия во взглядах здесь имеются лишь второстепенного порядка (Berg, 1924; Berg, 1926; Hummel, 1932; Yung, 1932).

Условия залегания наших диаспор-шамозитовых руд указывают и на некоторые детали обстановки, в которой происходило их отложение. Судя по характеру сопровождающих руды пород, они образовались в мелководной, прибрежной полосе, в которой неоднократно возникали коралловые рифы. Интересно отметить, что совершенно так же рисует себе условия образования шамозитовых руд и Берг (Berg, 1924), по мнению которого они отлагались в мелководных лагунах, связанных с рифами.

Наличие лептохлоритов в цементе песчаников, в глинах и известняках показывает, что образование их происходило отнюдь не только в момент отложения рудных слоев, но вообще было свойственно бассейнам верхнесилурийского и девонского времени. Присутствие в известняках и окислов железа, которые придают известнякам красную окраску, быть может, указывает на то, что в течение всего этого времени происходило отложение не только закисных соединений железа, но и гидратов окиси последнего, или что только что отложившиеся закисные соединения тут же, на дне моря, подвергались окислению. Что образование закисных и окисных соединений действительно происходило в эпоху отложения рудных слоев, нас убеждает строение многих оолитов в верхнедевонских рудах, где скорлупы, образованные лептохлоритами, чередуются с гематитовыми. На причину такого чередования скорлуп различного минералогического состава, что часто наблюдается и в шамозитовых рудах Западной Европы, взгляды различных исследователей расходятся. Одни, как Гуммель (Hummel, 1932), полагают, что скорлупы, образованные окислами железа, первоначально также состояли из лептохлорита, но при подбрасывании оолитов волнами окислялись до отложения следующей лептохлоритовой скорлупы. Другие авторы, как Берг (Berg, 1926) допускают возможность существования в растворе как закисных, так и окисных соединений, а потому принимают, что в различных точках дна или попеременно в одном пункте могут отлагаться то лептохлориты, то полуторные окислы железа.

Белоусов, изучавший руды Катава, стоит на точке зрения первичности окисных соединений. Он обращает внимание на то, что если бы гематитовые концентры возникали путем окисления шамозитовых, то вместе с окисью железа должна была бы выделяться и кремнекислота, что на самом деле не наблюдается. Возражение это имеет, конечно, некоторое значение, но необходимо иметь в виду, что SiO_2 , выделявшаяся при окислении, могла в щелочной среде переходить в раствор, в то время как железо оставалось на месте. Не имея материала для решения этого частного вопроса, мы из наличия рассматриваемых сложных оолитов делаем тот несомненный вывод, что лептохлориты и окислы железа являются образованиями одновременными, а это совершенно опрокидывает все рассуждения об образовании лептохлоритов в процессе позднейшего метаморфизма.

С рассматриваемым сейчас вопросом теснейшим образом связывается и вопрос об отношении типичных красных бокситов типа Красной Шапочки к серым рудам типа Ивдельских. Я в своей первой статье (Архангельский, 1933) считал красные бокситы образованиями вторичными, возникшими из шамозитодиаспоровых руд в процессе выветривания, аналогичном латеритному. Молдаванцев (1934) не считает возможным становиться на указанную точку зрения и уклоняется от какого-либо определенного решения вопроса.

«Взаимоотношения между серыми бокситами, содержащими шамозит, — говорит он, — и красными бокситами, в смысле перехода серых бокситов в красные, пока не поддаются точному выяснению. Одними процессами окисления серых бокситов, содержащих лептохлориты, данный вопрос, повидимому, объяснить нельзя, так как вполне определенно установлено, что серый колчеданистый боксит Красной Шапочки, лежащий в самой верхней пачке, ниже зоны поверхностного окисления, определяемой глубиной в 50 м, все время остается свежим (не окисленным), а при этом главная рудная залежь до максимально пройденной пока глубины в 160 м неизменно сложена первосортным красным бокситом, как и на поверхности. Кроме того, сам по себе серый колчеданистый боксит при окислении в поверхностных условиях превращается не в красный, а в серый или светлосерый, иногда рыхлый боксит, морфологически весьма отличный от типичного красного боксита Красной Шапочки. В Ивдельском и Талицком месторождениях постепенные переходы от серых к красным бокситам наблюдаются лучше, но для уяснения этого процесса требуются специальные исследовательские работы».

Нетрудно видеть, что Молдаванцев, выставляя изложенные сейчас положения, впадает в известное противоречие с собою, так как мы видели в предыдущем, что смену серых бокситов красными он связывает с изменением газового режима среды в момент их отложения, т. е. полагает, что диапоро-гематитовые руды образовались в окислительных условиях, а диапоро-шамозитовые в восстановительных; таким образом, мы имеем в красных бокситах образование первичное.

При свете тех фактов, которые доставило нам изучение диапорово-лептохлоритовых руд западного склона Урала, я должен признать свою первоначальную точку зрения на происхождение красных бокситов неправильной. Наиболее вероятным представляется мне теперь, что окись железа в этих бокситах является образованием первичным и возникла почти одновременно с лептохлоритами. При таком взгляде легко, между прочим, объяснить и те соотношения между красными и серыми бокситами, которые наблюдаются как в месторождениях ивдельского типа, так и в Богословске, где красные и серые бокситы переслаиваются или образуют один в другом неправильные линзы, пятна и прослойки.

Необходимо сказать несколько слов о возможных причинах смены лептохлорита гематитом. Обычно причину этого видят только в изменении свойств среды, в которой происходило образование минералов, но

это заведомо неверно; сравнивая красные бокситы или гематитовые руды с шамозитовыми и диаспоро-шамозитовыми, мы видим, что в последних содержится значительно меньше кремнезема. Весьма возможно, что именно недостаток кремнезема, а не обилие кислорода, был основной причиной того, что силикатные руды сменялись окисными.

Чтобы покончить с лептохлоритами, мы должны еще остановиться на возможном способе их образования. Здесь имеются две основные точки зрения. Гуммель (Hummel, 1932) принимает, что они образуются на дне моря в тех сложных процессах «гальмиролиза», которые происходят в илу «на границе между литосферой и морской гидросферой» и соответствуют процессам выветривания на суше. До известной степени, по воззрениям Гуммеля, процесс образования шамозитовых руд в море при гальмиролизе аналогичен процессам образования бокситов на суше при латеритном выветривании. Необходимым условием для образования лептохлоритов путем гальмиролиза является наличие на дне моря минералов, богатых железом; Гуммель, однако, склонен предполагать, что железо частично представляется с суши в виде растворов. Другие исследователи, как Берц (Berz, 1926) и Берг (Berg, 1924) не придают значения гальмиролизу и принимают, что для образования лептохлоритов необходим принос железа, алюминия и кремния в растворенном состоянии.

Едва ли можно сомневаться в том, что процессы гальмиролиза действительно существуют и играют очень большую роль в создании осадочных горных пород, особенно глинистых, а также заключающихся в последних минералах. Было бы, однако, безнадежным пытаться путем гальмиролиза, сущности которого мы к тому же еще и совершенно не знаем, объяснить возникновение всей совокупности наших руд с их разнообразием и сложными сочетаниями. Совершенно необъяснимым с точки зрения гальмиролиза мне представляется: 1) наличие руд, в которых почти нет никаких примесей обломочных элементов; для объяснения этих явлений пришлось бы предполагать, что механически принесенный на дно ил целиком переходит в лептохлориты и сопровождающие их гидраты окисей; 2) наличие руд, содержащих крайне малое количество кремнекислоты, которая неизбежно должна присутствовать в значительном количестве в первичном обломочном осадке. Всю совокупность наблюдающихся явлений гораздо легче, кажется мне, можно объяснить, принимая, что как алюмосиликаты, так и гидраты окисей возникают за счет приноса с суши соответствующих соединений в виде растворов. Что лептохлориты и окислы железа образовались одновременно с окислами алюминия, достаточно ясно видно и из того, что они образуют теснейшие смеси, и из того, что в сложных оолитах скорлупы, состоящие из лептохлоритов, чередуются с диаспоровыми.

Третьим доказательством неправильности Молдаваницева и Малявкина о происхождении бокситов и диаспоро-лептохлоритовых руд за счет механического переотложения продуктов латеритного выветривания является типичная оолитовая структура верхнедевонских руд, встречающаяся, хотя и значительно реже, также и в рудах восточного склона Урала. Совершенно невозможно представить, чтобы эта структура могла возникнуть в механическом осадке и, наоборот, она находит себе простое и естественное объяснение в том, что бобовины и оолиты возникали при выпадении слагающих их веществ из раствора. Изучая форму диаспоровых и диаспоро-лептохлоритовых оолитов и зерен, из которых слагаются рудные пласты восточного склона Урала, можно подметить некоторые факты, уясняющие условия образования этих руд. Обычная форма комочков, очертания которых весьма часто точно приспособляются к очер-

ганиям рядом с ними лежащих, показывает, что значительная по крайней мере часть их образовалась на том месте, где они в настоящее время находятся, а не принесена откуда-нибудь издалека волнами или течениями, т. е. что образование их происходило ниже того уровня, до которого проникло сильное волнение. В нижних частях бокситового слоя нередко, однако, встречаются округлые крупные сложные зерна, состоящие каждое из нескольких зернышек нормальной величины, скрепленных цементом; в некоторых случаях эти мелкие зерна обломаны. Такие сложные зерна, очень часто встречающиеся, между прочим, среди современных оолитовых песков Каспийского моря, могут возникать только в том случае, если образующиеся первоначально оолиты цементируются по несколько вместе и затем подвергаются окатыванию при действии волн. Таким образом, начало отложения пласта могло происходить на очень малых глубинах, на которых осадок мог перерабатываться волнами. Из описаний Маркова мы знаем, что оолитовые руды Северного Урала переходят по простиранию в конгломератные разности (Марков, 1907, 1926). Явление это также может быть первичным и объясняться переработыванием волнами только что отложившейся и быстро затвердевшей руды.

Чрезвычайно большой интерес представляют отношения между бокситами и подстилающими их известняками. Мы видели выше, что верхние горизонты известняков разбиты трещинами, которые выполнены бокситом. В результате произошла оригинальная порода, получившая название «боксит-брекчия», которую Молдаванцев считает образованием осадочным. Внимательно изучая отношения кусков известняка друг к другу и к цементу, приходится признать такой взгляд неправильным и считать, что в основном мы имеем здесь дело с заполнением бокситом трещин в поверхностных частях известняков, причем заполнение это шло параллельно с метасоматическим замещением известняков.

На прозрачных шлифах совершенно отчетливо видно, как бокситовое вещество по тончайшим трещинам проникает в известняк и отсюда распространяется, как бы диффундируя, в самую породу. Благодаря этому тонкие бокситовые полоски, возникающие в известняке первоначально, постепенно утолщаются, а расположенные между ними участки известняка замещаются бокситом. В тех случаях, когда процесс зашел достаточно далеко, в результате получается брекчия, в которой совершенно угловатые куски известняка как бы плавают в боксите. Почти всегда в непрозрачном от окислов железа веществе бокситов можно найти участки зеленого цвета, состоящие из лептохлоритов, а в некоторых случаях видно, как последние заполняют трещины и замещают метасоматически известняк.

При описании месторождений Ивдельского района указывалось, что местами «боксит-брекчия» переходит здесь в своеобразный конгломерат, состоящий из эллипсоидальных, подобных галькам, кусков известняка. Внимательно всматриваясь в форму составляющих породу «галеки», можно убедиться, что очертания кусков известняка определяются формой лежащих с ним рядом кусков и что выпуклой поверхности одного соответствует вогнутая поверхность другого. Этого не могло бы быть, если бы мы имели дело с настоящими гальками, и приходится прийти к заключению, что конгломераты по своему происхождению вполне аналогичны «брекчиям». Разница заключается лишь в том, что трещины в том и другом случае располагались различно, приводя к образованию то остроугольных, то лепешкообразных отдельных частей.

Быть может, трещиноватость известняков указывает на то, что перед отложением бокситов поверхность известняков была на короткое время приподнята над уровнем моря.

Легко видеть, что описанные явления метасоматоза, которые можно наблюдать под рудными слоями, также вполне определенно указывают на передвижение веществ, слагающих рудные тела, в растворенном состоянии.

Мне остается сказать несколько слов относительно возможных источников глинозема, окислов железа, титана, а также и кремнекислоты, давших начало верхнесилурийским и девонским рудам Урала. Я думаю, что образование наших руд связано с энергичными процессами выветривания алюмосиликатных и, в частности, богатых железом горных пород, слагавших прилегавшие с востока участки суши. Я повторяю здесь то, что сказано было мною по этому поводу в первой статье (Архангельский, 1933).

Мне кажется, что областью, в которой в девонский период могли в очень широком масштабе происходить процессы латеритного выветривания изверженных пород, является северо-восточный Казахстан и северное продолжение Казахской складчатой страны, находящееся в настоящее время в недрах Западно-Сибирской низменности. Мы знаем, что в северо-восточном Казахстане в течение девона происходили массовые излияния основной и кислой магмы и формирование огромных толщ туфов этих пород. Большая часть этих изменений имела место на дне моря, но часть происходила и на суше, на островах. При подходящих климатических условиях здесь должно было развиваться латеритное выветривание. На наличие последнего указывает широко распространенный в Казахстане красный цвет обломочных пород. Кассин (1931) следующим образом рисует физико-географические условия рассматриваемой области в начале девонского периода:

«Горный рельеф, унаследованный от каледонских дислокаций, закончившихся в нижнем девоне, а также действующие с огромной силой вулканы в нижнем и среднем девоне обусловили горный, расчлененный рельеф для этой части Казахстана, по крайней мере для первой половины девона. Морские воды могли только распространяться в междугорных долинах проливами, размывая вулканические острова и вдаваясь заливами в сильно расчлененный материк. Отдельные вытянутые полосы девонских морских осадков, наблюдающиеся теперь, характеризуют отчасти эти морские бассейны. Красный цвет пород, зависящий от илестого красного цемента, повидимому, обусловленного размывом красных земель на материке, коралловые рифы, окружавшие берега морских заливов и проливов, указывают на достаточно теплый, даже тропический климат в девоне. Частая встреча растительных остатков в песчанниковой толще, с одной стороны, указывает на то, что на материке в это время была не пустыня, были леса из простейших древовидных растений, с другой — эти растительные остатки свидетельствуют о наличии больших площадей суши, на которой развивалась и прогрессировала в своем развитии флора. Накопления растительного шлама дали местами прослойки углистых сланцев и углей».

Таким образом, повидимому, в девоне и верхнем силуре имелись вполне благоприятные условия для развития на материке латеритного выветривания, а вместе с тем и для поступления в прилегавшие морские бассейны растворов соединений алюминия.

Не зная еще точно, как происходит перенос алюминия в растворах, мы для рассматриваемого периода должны также принять во внимание явления, подмеченные недавно Лейнцем на Суматре (Leinz, 1935). Названный автор изучал осадки озера Тоба, состоящие из очень тонкозернистых липаритовых туфов, слагаемых из зерен липаритового стекла, кварца и андезина с большой примесью скорлупок диатомовых водорослей. Как в стекле, так и в андезинах наблюдаются мелкие кристаллики и зерна алушита и диаспора, которые, увеличиваясь в числе, постепенно вытесняют первоначальное вещество. Этот своеобразный процесс обогащения пород глиноземом сильнее выражен в глубоких слоях осадков, нежели

в поверхностных. Весьма характерно, что параллельно с обогащением туфов алунитом и диаспором идет некоторая цементация их опалом, который, повидимому, выделяется в процессе образования упомянутых минералов. Лейнц объясняет указанные явления действием растворов серной кислоты, которая могла образоваться вследствие деятельности многочисленных фумарол и сольфатар, имеющих на оз. Тоба.

Девонский и силурийский периоды характеризуются чрезвычайно мощным развитием эффузивной вулканической деятельности, по причине которой как на дне моря Урало-Сибирской геосинклинали, так и на суше накопились колоссальные толщи изверженных пород и их туфов. Совершенно очевидно, что при этих условиях, при наличии тропического климата процессы разложения минералов изверженных пород серной кислотой могли происходить в весьма широком масштабе, и в море могли поступать весьма большие количества серноокислых солей алюминия.

Малявкин на основании сказанного предположил, что растворы, из которых осаждались руды на Урале, должны были, по моим представлениям, образоваться в Казахстане. Это совершенно неверно, так как соответствующие участки суши могли существовать всюду севернее в пределах современной Западно-Сибирской низменности и местами, быть может, даже в пределах самого Урала. При обсуждении этого вопроса приходится иметь в виду, что нам еще очень плохо известны стратиграфии и литология среднего палеозоя Урала, а потому и история этой страны за рассматриваемое время представляется еще очень темной. Следы трещиноватости в известняках, подстилающих бокситовые слои на восточном склоне Урала, а также состав рудоносной толщи на западном склоне хребта, где среди известняков внезапно появляются обломочные терригенные породы, указывают, повидимому, на поднятия, в результате которых в пределах Урала могли обнажаться толщи недавно излившихся вулканических пород и их туфов; при выветривании последних также могли образоваться необходимые растворы. Эти поднятия, весьма возможно, послужили причиной временной приостановки отложения известняков; при последующем медленном погружении страны в мелкое море с соседней суши и поступали интересные нас растворы.

Если мои предположения относительно приноса с суши в силурийское и девонское море растворимых соединений Al , Fe и Ti правильны, то вместе с ними, конечно, должна была поступать также и кремнекислота, огромное количество которой выносится из алюмосиликатных пород при затеритном выветривании последних. Попавши в море, кремнекислота эта рано или поздно также должна была выпасть из раствора и образовывать на дне кремнистые осадки. Вследствие того, что SiO_2 лучше удерживается в растворе, нежели Al_2O_3 , отложение ее должно было происходить, вероятно, в большем расстоянии от берега, нежели отложение гидратов окиси алюминия. Таким образом, при правильности защищаемой нами точки зрения мы обязательно должны встретить среди верхнесилурийских и девонских образований Урала и кремнистые породы. Действительность вполне подтверждает это предположение, так как среди верхнесилурийских и нижнедевонских отложений Урала большим распространением пользуются характерные яшмы, в том числе и относительно богатые железом сургучные. Эти породы могли образоваться, хотя бы частично, в результате осаждения кремнекислоты из тех же растворов, которые в других местах осаждали окислы алюминия и железа. Что касается верхнедевонских диаспоро-шамозитовых руд Катавского и Пашийского районов, то им приблизительно соответствуют по времени отложения на западном склоне Урала доманиковские слои, в которых также наблюдается сильное

кремнезем. В изложенных фактах мы находим еще одно, мне кажется, очень серьезное доказательство нашей точки зрения.

IV. МЕЗОЗОЙСКИЕ БОКСИТЫ

Вторым относительно хорошо изученным у нас в настоящее время типом бокситовых пород являются железо-алюминиевые руды континентальных отложений Урала, северо-восточного Казахстана и Сибири, которые принято было до последнего времени относить к третичной системе, по которым в близке изученных случаях оказались в действительности принадлежащими к мезозою. По своей структуре эти бокситы очень близко напоминают бобовые озерные железные руды и отчасти верхнедевонские псамозито-диаспоровые руды; отличием от последних является то, что типичных оолитов с их концентрически-скорлуповатым строением в мезозойских образованиях не имеется, а лептохлориты в них встречаются очень редко.

Мезозойские бокситы первоначально, в 1929 и 1930 гг., обнаружены были в Алапаевском и Каменском районах на восточном склоне Урала и изучались уральскими геологами, в частности Н. И. Архангельским (1934) и также Л. М. Миропольским (1934), которые пришли к заключению, что эти руды представляют продукты латеритного выветривания, оставшиеся на месте своего образования, т. е. являются нормальными первичными латеритными бокситами. Ознакомившись в конце 1932 г. с материалом, собранным А. А. Денисевицем в Каменском и Б. М. Федоровым в Алапаевском районах, я решительно отверг эту точку зрения и признал каменские и алапаевские бокситы за нормальные озерные химические осадки, аналогичные озерным железным рудам.

1. О ЛАТЕРИТНЫХ БОКСИТАХ

Поскольку упомянутыми выше исследователями процесс бокситообразования сводится к процессу латеритного выветривания, мы должны несколько подробнее остановиться на этом последнем понятии, чтобы надлежащим образом построить дальнейшее изложение.

Под именем латеритного понимают, как это уже указывалось выше, в начале статьи, такого характера выветривание алюмосиликатных горных пород, при котором из последних выносятся щелочи, щелочные земли и кремнекислота и в продуктах выветривания или элювии происходит накопление образовавшихся при разрушении алюмосиликатов полуторных окислов железа и алюминия и двуокиси титана. В наиболее типичных и резко выраженных случаях, когда в результате процессов латеритного выветривания образуются бокситы и железо-алюминиевые руды, в коре выветривания получается весьма характерная последовательность горизонтов, получившая название латеритного профиля.

Свежая порода в этом профиле, по Гаррасовичу (Harrassowitz, 1928), сменяется вверх так называемой зоной разложения, которая может достигать десятков метров мощности. Это обычно белая, рыхлая, легко растирающаяся масса с остатками неизменной породы. В выветрелых глинистых участках нередко еще отчетливо видна структура материнской породы; по трещинам часто можно наблюдать железистые включения.

Зона разложения вверх сменяется «зоной обогащения» или «пятнистой зоной», в которой продукты выветривания обогащаются железом; характерны пятна самых разнообразных цветов — фиолетовые, красные, синие и др.

Последним членом латеритного профиля является железистая корка, представляющая плотную железистую, красную породу, пронизанную изогнутыми, трубчатыми ходами, выполненными белой глинистой массой. Часто встречаются железистые или железисто-алюминиевые бобовины, нередко скопляющиеся в целые пласты. Породы содержат так много железа, что образуются настоящие железные руды в 4—5 м мощностью. Водные окислы алюминия нередко скопляются в основании железистой коры, но в других случаях отлагаются совместно с окислами железа.

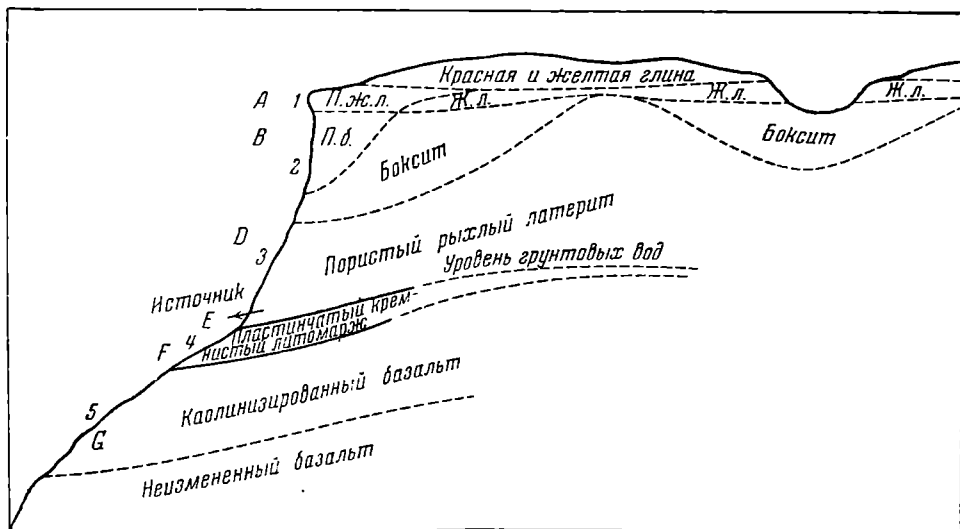


Рис. 1. Схема разреза типичного плато с бокситом в Индии, по Фоксу:

И. к. л. — иллитовый железистый латерит; Ж. л. — железистый латерит;
П. б. — иллитовый боксит.

По Фоксу, типичный профиль месторождений латерита в Индии построен следующим образом, начиная сверху (Фох, 1932, стр. 29):

«Обычно чистый лимонит иллитового строения, желтый и красный на изломе налегает большей частью с резкой границей на синевато-серый или кофейного цвета или розовый боксит. Иллитовый покров редко имеет толщину больше нескольких дюймов, но может достигать 2 и 4 футов. Нижележащий, контрастно окрашенный боксит может быть иллитовым, но обычно обнаруживает характерную червеобразную текстуру. Внутрь и вниз зона, обогащенная алюминием, переходит постепенно в типичный латерит, рыжий, с червеобразной текстурой разнообразной окраски: красной, желтой, бурой и желтоватой. В основании располагается своеобразный, сложно построенный горизонт («литомарж»), составленный из белого каолина с толстыми прослойками глинисто-железистого вещества». Весь комплекс описанных пород располагается, как показывает приводимый рисунок, на каолинизированном базальте (рис. 1).

В табл. 18 приводятся типичные анализы упомянутых выше пород (см. стр. 550).

Из приведенных данных видно, что в зоне разложения главнейшую роль играют каолиноподобные минералы, в зоне же накопления и в железистой коре — свободные полоторные окислы железа и алюминия.

В отношении условий, благоприятствующих образованию элювиальных латеритных бокситов, Фоке, в согласии с большинством других исследователей, приходит к заключению, что для этого необходимы:

1) тропический климат, со сменой сухих и влажных времен года:

Таблица 18

Послойные химические анализы пород латеритного профиля Индии, по Фоксу (в %)

Компоненты	А	В	С	Д	Е	Ф	Г	Н	И
SiO ₂	3,20	0,66	3,66	2,36	64,85	41,88	37,31	47,44	47,34
TiO ₂	2,40	8,90	2,56	1,76	—	7,76	3,33	1,71	1,87
Al ₂ O ₃	10,40	58,40	56,88	46,63	22,05	23,47	27,85	16,75	14,30
Fe ₂ O ₃	70,00	1,31	5,52	23,67	2,80	10,55	17,35	4,10	4,89
FeO	—	—	—	—	—	—	—	10,79	13,49
CaO	—	—	—	—	1,45	—	—	10,64	9,36
MgO	—	—	0,44	1,20	1,08	1,77	0,76	6,54	7,72
Щелочи	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O 105°	14,00	31,54	30,12	24,49	5,12	14,75	13,40	2,20	1,32
Сумма	100,00	100,81	99,18	100,11	97,35	100,18	100,00	100,17	100,29
SiO ₂ : Al ₂ O ₃	0,52	0,02	0,11	0,09	4,99	3,03	2,27	4,81	5,62

А — пизолитовый лимонитовый покров, В — пизолитовый серый или светложелтый боксит, С — светложелтый и розоватый боксит, Д — нормальный латерит, Е — белый литомарж, Ф — розовый литомарж, Г — каолицированный, глубоко измененный базальт, Н — базальт (Sirguja), И — базальт (Kolharur).

2) горизонтальная или слабо покатая поверхность страны, не подверженная заметной механической эрозии;

3) химический и минералогический состав обнаженных пород, способных доставлять составные части латеритов — окислы алюминия и железа;

4) текстура пород, достаточно пористых или при выветривании становящихся достаточно пористыми для проникновения просачивающейся в почву воды, что создает наиболее благоприятные условия для химического ее воздействия;

5) проникая в породу вода должна оставаться в порах последней ежегодно долгое время, т. е. в течение влажного сезона, но вытекает из нее полностью в течение сухого периода, давая таким образом возможность максимального проявления «химической эрозии»;

6) проникающая в породу вода должна содержать кислые или щелочные вещества, которые могли бы действовать на породу;

7) эти повторяющиеся ежегодно процессы должны длиться по меньшей мере в течение миллиона лет.

На следующих рисунках изображена та схема циркуляции подземных вод, которая, по Фоксу, может обуславливать возникновение латеритного покрова (рис. 2).

Из сказанного следует, что основным моментом в процессе латеритизации является действие на породу кислых или щелочных вод. Проникая в трещины выветривающейся породы, воды эти разлагают силикаты и переводят в раствор составляющие их окислы. Образующиеся при этом легко растворимые соли щелочей и щелочных земель, а также водный кремнезем выносятся из породы источниками. Нерастворимые водные силикаты, находящиеся в виде тонкой суспензии, оседают в нижних частях выветривающейся породы. Сосредоточение полуторных окислов в верхней части зоны выветривания и отделение их от кремнезема объясняется обычно тем, что окислы эти поднимаются к поверхности в процессе капиллярного поднятия растворов в сухое и жаркое время года. По справедливому замечанию Фокса, процесс разделения полуторных окислов и кремнезема,

столь ярко выражающийся в резком различии химического состава литомарж и боксита, не может быть объяснен одними капиллярными явлениями, и он предлагает учитывать для этого электрокинетические явления при наличии различно заряженных частиц полуторных окислов, с одной стороны, и гидратов кремнезема, — с другой.

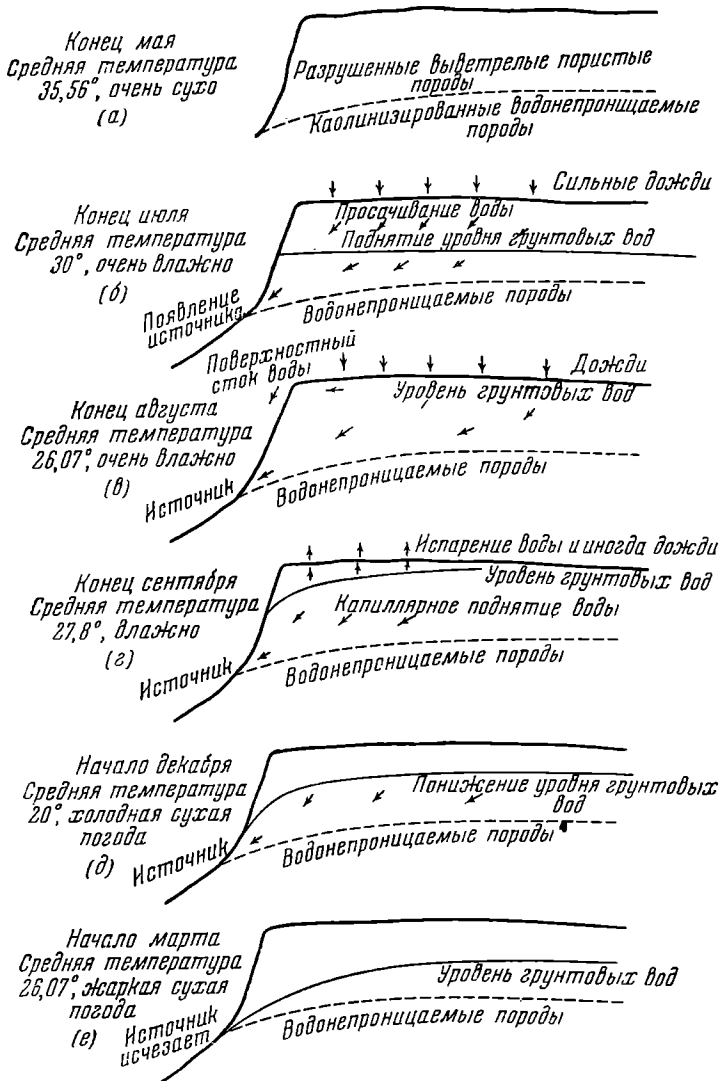


Рис. 2. Циркуляция подземных вод в плаще латеритных пород, по Фоксу

Кроме описанных первичных латеритов, являющихся продуктами выветривания алюмосиликатных пород, оставшихся на месте их образования, различают еще латериты вторичные, к которым относят осадочные породы, возникшие за счет механического переноса и перетолжения первичных латеритных образований. Отложение продуктов размыва первичных латеритных месторождений может происходить и на склонах

подразделов, и в долинах рек, и в озерных, и даже в морских бассейнах: в соответствии с этим можно различать делювиальные, аллювиальные, озерные и другие вторичные латериты. К числу таких вторичных переотложенных латеритов придется отнести и бокситы Ивделя и Красной Шапочки, если только встать на ту точку зрения, которая в отношении их происхождения проводится Молдаванцевым и Малявкиным.

Учитывая те взгляды, которые были высказаны на происхождение мезозойских бобовых железо-алюминиевых руд, мы должны, раньше чем перейти к их описанию, остановиться на распространении, характере и отношении к бокситам той древней коры выветривания, которая работами последних лет установлена на Урале, в северо-восточном Казахстане и в Сибири и с которой, согласно латеритной теории, они должны быть связаны генетически.

2. ДРЕВНЯЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ В ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ БОКСИТОВ

Урал

Палеозойские породы на восточном склоне Урала во многих местах несут на себе мощную древнюю кору выветривания. Особенно подробно была изучена последняя на Среднем Урале Б. М. Федоровым (1937) и на Южном — П. Л. Безруковым и А. Л. Яншиным (1934) и А. К. Белоусовым.

Первые определенные указания на существование на Среднем Урале латеритоподобных продуктов выветривания принадлежат Крашенинникову (1912, 1914, 1915) и Касаткину (1915), которые, основываясь на анализах образцов элювия, взятых из разных горизонтов коры выветривания, пришли к заключению, что процесс создания последней сопровождался выносом кремнекислоты, щелочей и щелочных земель и накоплением полуторных окислов.

Федоров, сопоставляя точки, из которых были взяты образцы, анализированные Касаткиным, пришел к заключению, что они происходят из пунктов, достаточно удаленных друг от друга, и что потому приведенные анализы служить доказательством существования латеритного выветривания не могут. Исследования самого Федорова показывают, однако, что выводы Крашенинникова и Касаткина в основном были сделаны правильно.

В Челябинском районе мощность коры выветривания, по наблюдениям Федорова, достигает местами 100 м. Мы заимствуем из его работы два профиля, один из которых относится к выветриванию гранита, а другой — к порфиру.

В изученном случае продукты выветривания гранита имели 25,5 м мощности; до свежей породы шурф, в котором они были вскрыты, не дошел, и образец ее был взят из отвалов старой шахты, которая отстояла от шурфа на 200 м и имела около 70 м глубины.

«Неизменная порода, — говорит Федоров, — представляет крупнозернистый плагиогранит, в полевых шпатах которого содержится редкие чешуйки серпидита. Темноцветный компонент частично разрушен. Выше (глубина 25,5 м) порода разбивается мелкими трещинами. Зерна полевого шпата становятся мутными и мягкими. Разрушенные зерна темноцветного компонента становятся землистыми и в них появляются мелкие ржавые пятна. По трещинкам в разрушенных полевых шпатах и зернах кварца наблюдаются выделения лимонита, который весьма часто от трещин распространяется в виде пятен светложелтого цвета, придавая породе пятнистый вид. Постепенно по направлению вверх порода огнивается, становится рыхлой, легко растираемой пальцами, полевые шпаты в значительной мере превращаются в мелкоочувчатый агрегат

каолинита и белой слюды — серицита (?). Кварцевые зерна раздробляются еще более, увеличивается количество светложелтых пятен, и порода принимает светложелтую пятнистую окраску. Наконец, в верхних частях, начиная с глубины 11—12 м, порода превращается в глиноподобную пористую массу светложелтого цвета, свободно растираемую в порошок между пальцами, содержащую мелкие белые пятна и окисленные зерна кварца. Весьма интересным является наличие в коре выветривания карбонатов, которые в виде своеобразных журавчиков встречаются на различных глубинах до 12,5 м».

Для выяснения химических процессов, происходивших при выветривании, несколько образцов из коры выветривания, а также исходная порода были проанализированы; результаты сведены в табл. 19.

Таблица 19

Химические анализы челябинских гранитов и их продуктов выветривания (в %)

Глубина, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п.	Сумма	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ / Al ₂ O ₃
1,70	69,49	7,68	12,18	1,54	0,42	0,21	0,31	0,01	0,58	6,33	1,82	100,57	9,69	0,104
6,00	66,83	7,90	13,54	2,39	—	—	—	—	—	5,77	2,81	99,24	8,47	0,112
10,70	70,10	0,61	8,50	10,20	0,07	0,44	0,92	0,49	0,85	2,40	4,75	99,33	14,02	0,764
19,50	71,84	0,72	16,05	6,97	—	—	—	—	—	0,98	1,63	98,19	7,61	0,277
24,15	73,24	0,42	11,81	5,22	0,58	—	1,68	0,03	4,15	1,60	2,09	100,85	10,53	0,316
70,00	72,31	1,09	12,26	6,08	—	—	—	—	—	0,39	1,12	93,25	10,03	0,315

Для того чтобы исключить влияние кварца и познакомиться с изменениями состава глинистого вещества, получающегося при выветривании полевых шпатов, это глинистое вещество в трех образцах было выделено отмучиванием и подвергнуто неполному химическому анализу; полученные результаты сведены в табл. 20.

Таблица 20

Химические анализы глинистых продуктов выветривания челябинских гранитов (в %)

Глубина, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	H ₂ O	П. п. п.	Сумма	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ / Al ₂ O ₃
1,70	44,42	0,50	29,60	8,37	2,20	11,22	96,31	2,52	0,181
10,70	47,76	0,56	26,28	9,06	2,73	9,41	95,80	3,09	0,220
19,50	47,84	1,13	12,40	7,96	3,01	6,99	79,33	6,56	0,411

Сравнивая между собою эти анализы, легко подметить некоторую закономерность в изменении химического состава, происходящем в процессе выветривания. Во-первых, бросается в глаза постепенное уменьшение снизу вверх щелочей и щелочных земель. В трех более полных анализах это видно непосредственно, в остальных же трех вынос упомянутых компонентов проявляется в постепенном увеличении суммы определявшихся окислов. Во-вторых, в самых верхних горизонтах наблюдается чрезвычайно резкое увеличение содержания TiO₂, в то время как в большей, нижней части коры выветривания TiO₂ содержится в меньшем количестве, нежели в исходной породе.

Что касается остальных окислов, то в валовых анализах не заметно каких-либо существенных изменений в содержании SiO_2 и Al_2O_3 , но количество железа в верхних горизонтах заметно уменьшается: вместо 6%, как это имеет место в исходной породе, мы находим в верхних 6 м всего около 2% Fe_2O_3 . Правда, на глубине 10 м количество окиси железа поднимается до 10% при соответствующем уменьшении содержания Al_2O_3 , но это объясняется, повидимому, какими-то случайными причинами, так как в продуктах отмучивания на той же глубине содержание железа не отличается от обычного.

Анализы отмученной глинистой части продуктов выветривания показывают, как и валовые, вынос щелочей и щелочных земель, а также и железа, но, кроме того, здесь замечаются и другие интересные явления. По удалении отмучиванием зерен кварца становится заметным постепенное уменьшение снизу вверх молекулярного отношения $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$; на 19,5 м глубины оно равняется 6,59, на 10,7 м падает до 3,09 и на 1,7 м равняется всего 2,52, что приближается к отношению $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ в каолините. Принимая, что алюминий является менее подвижным элементом, нежели кремний, мы должны на основе этих соотношений признать, что SiO_2 при разложении полевых шпатов также выносится из породы. Относительно перемещений глинозема наши анализы не дают никаких указаний.

Желая выяснить, не сопровождается ли разложение полевых шпатов образованием свободных окислов алюминия, Федоров применил к породам верхних 10 м коры выветривания обработку 5%-ной HCl и 10%-ной Na_2CO_3 ; положительных результатов анализы полученных вытяжек не дали.

Не останавливаясь здесь на результатах изучения коры выветривания кварцевых диоритов, которые оказались очень близкими к изложенным, мы перейдем к мощному, около 45 м, элювию порфиритов, изученному Федоровым по образцам буровой скважины в Каменском районе.

В образцах этих видна вся серия переходов от твердого зеленоватого порфирита через разрыхленную, разбитую трещинами породу к глинистым элювиальным образованиям в 45 м мощностью розовой, зеленоватой, серой, пестрой и сверху кирпично-красной окраски; частично породы эти сохраняют все детали структуры материнской породы; во многих случаях элювий богат карбонатами. Покрывается в рассматриваемом случае элювий плотным каменистым бокситом бобовой структуры, что наблюдается на Среднем Урале очень редко.

Микроскопическое изучение порфиритов и продуктов их выветривания дало, по словам Федорова, следующие результаты:

«Обр. № 5 представляет собою разрушенный диабазовый порфирит андезитовой структуры. Порфировидные вкрапления и микролиты плагиоклаза подверглись каолинизации. Состав вкраплений плагиоклаза близок к андезиту № 45.

«Полевые шпаты частично кальцитизированы. Темноцветный компонент разрушен. В некоторых местах породы наблюдается скопление весьма мелких зеленоватых листочков хлорита, образовавшихся за счет разрушения темноцветных минералов. Весьма интересным является присутствие в породе округлых образований органического вещества, весьма сходных с антраксолитом, описанным В. В. Аршиновым из гранитов. Они окружены каемкой радиально лучистых образований цеолитного минерала.

«Кроме указанных минералов, в основной массе породы встречаются отдельные зернышки и скопления магнетита, отчасти перешедшего в лимонит.

«Изучая шлифы вышележащих образцов коры выветривания, мы наблюдаем постепенное усиление процесса каолинизации полевых шпатов, исчезновение органического вещества, увеличение количества лимонита и процессы замещения магнетита лимонитом. Весьма интересно ведет себя хлорит, количество которого в нижних частях увеличивается. В верху профиля он переходит в лимонит и светлые, не действующие на поляризованный свет участки, которые, по аналогии с результатами изучения других хлоритов, принимаются состоящими из гидратов алюминия и железа. В породе

наблюдаются различные соотношения между микролитами и порфиристыми выделениями плагноклазов, которые также значительно увеличиваются в размерах. Поэтому в некоторых участках по структуре порода приближается к офитовой.

«Верхние части коры выветривания, обр. 27, состоят из каолинита и лимонита. Каолинит образует характерные червеобразные стростки весьма мелких чешуек, дающие псевдоморфозы по полевоому шпату. Бурые скопления лимонита бесформенны и расположены преимущественно в промежутках между псевдоморфными по полевоому шпату скоплениями каолинита. Уцелевшие остатки рудного минерала — магнетита располагаются в породе случайно. Некоторые из них имеют кристаллографические очертания. Таким образом, в самых верхних частях коры выветривания полевые шпаты превращены в агрегаты каолинита, повторяющие их очертания, темпоцветные минералы превращены в скопления лимонита и каолинита, но структура породы в общем сохранилась.

«Интересно, что в верхних частях обр. 28 много сохранившегося черного рудного минерала (магнетит). Выше залегают красные глины, которые содержат, как и всюду в месторождениях глины, подстилающей бокситы, шарики и зерна кварца. Кварца много также и в вышележащих бокситах (около 65%)».

Несколько послойных анализов породы коры выветривания вместе с анализами порфирита (обр. 5), а также бокситов (обр. 31) и расположенных между последним и корой выветривания красных глин приведены в табл. 21.

Сравнивая эту таблицу с предыдущими, легко подметить ряд общих черт, но одновременно с этим выявляются и весьма важные черты отличия. Как и в предыдущих случаях, из приведенных анализов видно, что процесс выветривания сопровождается выносом R_2O , RO и SiO_2 и накоплением в верхних частях коры выветривания TiO_2 . В отличие от гранита на продуктах выветривания порфиритов отчетливо видно накопление в верхних горизонтах профиля глинозема; здесь отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ с 5 уменьшается до 2,5; что касается железа, то увеличение его количества наблюдается не только в верхней части коры выветривания (обр. 28), но и на глубине 60 и 75 м.

Чрезвычайно интересные результаты дает изучение солянокислых и содовых вытяжек из пород рассматриваемой скважины; анализы этих вытяжек приведены в табл. 22 и 23.

Из них видно, что в нижних горизонтах коры выветривания HCl разлагает какие-то силикаты, в верхних же ею извлекается свободный глинозем, так как здесь отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ меньше, нежели в каолините, и равно 1,1—1,8.

Суммируя данные двух этих групп анализов, можно прийти к заключению, что в верхних горизонтах коры выветривания порфиритов наряду с образованием минералов группы каолина происходит распадение каолинового ядра и образование легко растворимых в HCl водных окислов алюминия и железа.

На Южном Урале древняя кора выветривания палеозойских пород относительно хорошо изучена в бассейне рр. Губерли и Таналыка работами Безрукова и Яншина (1934) и особенно Белоусова. По наблюдениям первых двух авторов, наибольшую мощность имеет кора выветривания на альбитофирах. И здесь в начальных стадиях выветривания порода разбивается трещинами, затем при сохранении структуры происходит ее «оглинение», и, наконец, она превращается в рыхлые глинистые продукты, утратившие уже признаки исходной породы. В работе Белоусова приводятся следующие послойные анализы продуктов выветривания порфиритов (табл. 24).

Нетрудно видеть, что эти анализы отражают уже знакомые нам по предыдущему изменения химического состава породы.

С минералогической точки зрения описанные продукты выветривания изучены еще очень несовершененно. Однако Белоусов, как и Федоров,

Химические анализы порфиритов и продуктов их выветривания (в %)

№ образца	Глубина, м		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O гигро- скопиче- ская	П. п. п.	Сумма	CO ₂	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ / Al ₂ O ₃
	от	до															
31	40,97	41,22	41,01	8,00	28,43	13,89	0,28	Нет	12,93	0,22		1,45	22,17	98,38	7,46	0,65	0,331
29	45,01	49,06	26,28	4,63	22,32	26,65	6,80	0,50	—	0,08		1,24	11,00	99,50	3,03	2,00	0,760
28	49,06	52,29	34,64	4,93	23,19	21,94	Нет	0,45	2,60	0,41	0,07	—	11,97	99,90	—	2,53	0,677
27	52,29	54,13	36,27	5,93	23,93	18,53	0,07	0,47	1,74	0,14		1,45	10,50	99,03	—	2,57	0,451
24	58,37	60,78	39,19	5,12	17,68	19,85	3,19	1,15	—	0,49	0,93	5,15	7,84	100,29	0,30	3,77	0,737
21	65,63	67,13	43,21	2,39	22,52	12,51	3,35	1,51	Следы	0,61	2,63	6,33	5,03	100,09	Нет	3,26	0,353
16	73,83	75,03	36,55	1,36	12,88	20,74	10,49	2,04	0,59	1,89	0,63	3,84	8,38	99,39	3,09	4,82	1,026
14	77,75	79,90	43,58	2,00	14,80	10,79	8,44	2,87	0,09	1,55	1,32	5,51	8,87	99,82	5,65	5,25	0,464
5	95,61	98,00	43,84	1,40	15,08	13,95	7,76	3,31	—	2,42	1,55	0,68	10,47	100,16	4,94	4,94	0,588

Примечание: В образце № 5 FeO определено быть не может, так как присутствует в большом количестве органическое вещество.

Таблица 22

Химические анализы солянокислых и содовых вытяжек, образцов коры выветривания порфиритов (в %)

№ образца	Глубина, м		5%-ная солянокислая вытяжка					5%-ная содовая вытяжка				
	от	до	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Сумма	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Сумма
31	40,97	41,22	0,65	1,18	29,28	22,97	54,08	2,95	Следы	0,04	0,25	3,24
29	45,01	49,06	0,76	0,56	18,34	2,38	22,01	1,71	0,01	0,03	0,18	1,93
28	—	—	0,43	0,80	19,51	5,43	26,17	3,78	Следы	0,08	0,10	3,96
27	52,29	54,13	0,93	0,29	15,31	4,79	21,32	2,32	0,01	0,04	0,18	2,55
24	—	—	0,48	0,34	14,46	10,82	26,17	11,08	Нет	0,03	0,06	11,17
21	65,63	67,13	0,62	0,18	12,00	6,70	19,50	12,37	0,01	0,02	0,07	12,47
14	77,75	79,90	0,64	0,11	10,18	7,51	18,44	14,86	0,01	0,02	0,09	14,98

Таблица 23

Те же анализы: солянокислая и содовая вытяжки вместе (в %)

№ образца	Глубина, м		SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Сумма	SiO ₂ / Al ₂ O ₃
	от	до						
31	40,97	41,22	3,60	1,18	29,32	23,22	57,32	0,26
29	45,01	49,06	2,47	0,57	18,34	2,56	23,94	1,64
28	—	—	4,21	0,80	19,51	5,53	30,05	1,29
27	52,29	54,13	3,25	0,30	15,35	4,97	23,87	1,11
24	—	—	11,57	0,34	14,49	10,88	37,28	1,80
21	65,63	67,13	12,99	0,19	12,02	6,77	31,97	3,25
14	77,75	79,90	15,50	0,12	10,20	7,60	33,42	3,47

Таблица 24

Химические анализы продуктов выветривания порфиритов (в %)

Название пород	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	H ₂ O при 110°	П. п. при п.	Сумма	SiO ₂ / Al ₂ O ₃
1. Глина красная, лёссовидная, глубина 5,40 м . . .	50,52	23,80	11,54	1,13	3,06	99,58	99,63	4,21
2. Желто-розовая глина, глубина 8,30 м	48,61	18,88	10,96	0,69	4,68	94,10	92,92	4,38
3. Бурый глина, 13,60 м . . .	63,09	16,17	7,14	0,69	3,22	94,17	94,48	6,63

приходит к заключению, что в основном выветривание полевых шпатов приводит к образованию каолинита, присутствие которого в продуктах выветривания доказывается термоанализами, и характерного, ближе неопределимого «слодоподобного» или «серичитоподобного» минерала. Нередко можно констатировать карбонат кальция. Всюду распространены окислы железа, а в верхних горизонтах коры выветривания порфиритов термо-

анализами обнаружены свободные гидраты окислов алюминия, именно гиббсит и диаспор.

Местами, в сравнительно редких случаях, на описанные продукты выветривания непосредственно налегают бокситы, но в огромном большинстве случаев, как мы увидим в дальнейшем, они отделяются от коры выветривания различными осадочными породами.

Северо-восточный Казахстан

Исследования последних лет показывают, что древняя кора выветривания палеозойских пород пользуется весьма широким распространением и вне пределов Урала. Все геологи отмечают развитие ее в северо-восточном Казахстане или в Казахской складчатой стране, но изучена она здесь еще очень мало.

Наилучше известна она нам в Акмолинском районе благодаря работам Е. М. Великовской (1936). Мощность элювия в изученных этим геологом пунктах не превышает 10, но в других районах указывается мощность до 25 м.

«Обследованные нами месторождения бокситов, — говорит Великовская, — располагаются преимущественно среди различных эффузивов, туфогенных песчаников, сланцев и известняков и, естественно, что наиболее полный материал собран нами по коре выветривания именно этих напластований. Несмотря на весьма большое сходство рыхлых продуктов выветривания всех перечисленных пород, можно отметить все же некоторые индивидуальные особенности древнего элювия той или иной группы отложений. Кора выветривания порфиритов, их туфов, диоритов и туфогенных песчаников обладает аналогичными признаками, а наиболее глубоко измененные продукты этих пород совсем не отличимы друг от друга. В нижних горизонтах элювий эффузивов и осадков, образовавшихся за счет разрушения последних, обычно бывает окрашен в зеленый цвет и более или менее отчетливо сохраняет структуру материнской породы. Выше первоначальной структуры уже различить нельзя, и среди зеленых, менее измененных участков породы появляются многочисленные белые каолиновые и бурые железистые пятна. В этой нижней зоне элювия степень выветривания различных частей породы не одинакова и одновременно в соприкосновении друг с другом можно встретить рыхлые сильно измененные участки и плотные мало разрушенные куски породы.

«В шурфе на месторождении Кара-баши вскрывается самая нижняя часть коры выветривания туфогенных песчаников. В первой стадии изменения порода еще не утрачивает структуры и слоистости песчаников, а выше на расстоянии 1,5—2 м от неразрушенного пласта, песчаник переходит в глинистый, тонкий, довольно рыхлый зеленый песок.

«В шурфе № 76 Сосновского месторождения можно видеть и дальнейшие изменения, которые претерпевают туфогенные песчаники. В породе первоначальное ее строение намечается слабо, и на зеленом фоне появляется в большом количестве крупные, неправильной формы, белые жирные пятна и мелкие бурые пятнышки и полоски. В руках чувствуется довольно сильная песчанность. Порфириты и диориты дают примерно такую же картину первой стадии выветривания. В месторождении Карадыр мы наблюдали нижнюю зону элювия авгитовых порфиритов. В ставших уже рыхлыми и легко ломающихся руками участках породы видна исходная ее структура. Кристаллы авгита, выветривающиеся слабее, чем остальная масса, дольше сохраняют свои очертания. Выше порода переходит в зеленовато-белую, пятнистую, глинистую с примесью песчаных частиц массу, а еще выше, как это можно наблюдать во многих пунктах, кора выветривания становится ярко окрашенной и пестрой. Желтые, красные, розовые и бурые неправильных очертаний пятна образуют сложную пеструю картину. Иногда кора выветривания окрашена более однородно в красный или малиново-красный цвет, и в таком случае на основном фоне обычно бывают рассеяны мелкие крапинки и полоски белого или яркожелтого цвета, образующие в общей комбинации красивый мраморовидный рисунок. Местами, в более светлых частях коры выветривания туфогенных песчаников и сланцев, отчетливо вырисовывается тонкая слоистость, возможно, представляющая собой первичную. В неизменной породе она незаметна, а здесь под влиянием выветривания ясно выделяется, и мы различаем в породе очень тонкое чередование окрашенных окислами железа темных и светлых полосочек.

«Наиболее измененные продукты выветривания эффузивов и близких к ним пород представляют собой глинистую массу, которую мы за отсутствием более подходящего

термина будем называть глиной. Глина не пластична, жирна наощупь и растирается в мучнистый пылевидный порошок, иногда с примесью песчаных частиц. В свежем состоянии в шурфах глина отделяется крупными, остроугольными, неправильной формы кусками. Нередко среди общей массы, пересекая ее в различных направлениях, встречаются разрушенные жилы кварца, остатки которых скопляются на поверхности коры выветривания.

«Микроскопическое исследование целого ряда шлифов верхних горизонтов коры выветривания рассматриваемых пород показывает, что основная масса состоит из тонкочешуйчатого, волокнистого агрегата слабо поляризующего каолинита. Среди каолинита наблюдаются листочки слюдястого минерала и обильные выделения окислов железа. Во всех шлифах можно встретить неправильной формы зерна кварца, а в единичных случаях зафиксированы зерна полевых шпатов. Постоянной составной частью породы являются также зерна титано-магнетита».

Не описывая элювия других осадочных пород, который для наших целей представляет меньший интерес, я приведу только некоторые данные относительно химического состава встреченных Великовской элювиальных образований (табл. 25).

Таблица 25

Химические анализы элювия различных пород Акмолинского района (в %) [(Восточный Казахстан)

Название материнской породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
Туфогенный песчаник	46,60	2,65	20,84	16,37	2,04	10,08	98,58
Глинистый сланец	66,18	0,91	18,85	7,13	0,44	7,00	100,51
Порфирит	44,05	0,93	27,60	13,55	1,53	11,07	98,73

Не имея послойных анализов, мы не можем судить о химических изменениях, производимых выветриванием. Сравнивая приведенные анализы с анализами образцов из уральской коры выветривания, легко видеть, что мы имеем и там и здесь образования, в химическом отношении вполне сходные. Бокситы залегают в большинстве случаев на неровной поверхности коры выветривания и не связаны с нею постепенными переходами.

Западная Сибирь

В Западной Сибири кора выветривания изучена до известной степени в связи с поисками и разведками бокситов на Салаире и частично на Кузнецком Алатау.

«Обычно эта кора выветривания, — говорит М. А. Усов (1933, 1934), — представляет типичную зону разложения или осветления и состоит из каолинизированных сланцев, которые почти везде сохраняют свою текстуру, имея гризнобелую или светло-желтую окраску. Впрочем, вблизи кварцевых жил, содержащих, вероятно, сульфиды, а также в сульфидизированных участках, сланцы часто бывают окрашены в бурокрасные цвета от водных окислов железа, которые могли полностью мигрировать...

«Местами, например, по реке Жуланиха, можно увидеть и довольно типичную илтистую зону древней коры выветривания, но она выражена слабо и обнаружена лишь в понижениях древнего рельефа, которые отвечают колодцам пазирательного выветривания и к которым селективно приурочиваются и позднейшие отрицательные формы рельефа.

«Что касается верхней зоны коры латеритного выветривания, то она всюду уничтожена денудацией, и бокситы залегают на ясно выраженной денудационной поверхности, связываясь с различными вторичными континентальными отложениями».

В еще более определенной форме подчеркивается, что в Присалаирье мы имеем дело только с нижними горизонтами «латеритного профиля», — в статье Нагорского (1934), который, повидимому, не допускает возможности существования здесь «пятнистой зоны», упоминаемой Усовым.

«Древняя кора выветривания, юго-западного Присалаирья, — говорит Нагорский, — сохранилась в пониженных участках современного рельефа и имеет вид своеобразных карманов, обусловленных селективностью выветривания. Эта кора характеризуется присутствием только нижних горизонтов зоны разложения. Местами для нее показательно вторичное оруденение (зона железной шпалы). Вместо верхних горизонтов древней коры выветривания, без всякой генетической с нею связи, часто залегают красные глины, содержащие оолиты, весьма похожие на оолиты каменного боксита».

Чтобы сделать более наглядным сказанное, мы приведем здесь описание двух карманов выветривания, данные Нагорским.

«Близ дер. Койновой карман выветривания занимает весьма значительную площадь. Он сложен нацело каолинизированными почти до состояния плотных глин глинистыми сланцами, прекрасно сохранившими ретикуловую текстуру сланцеватости. В виде остатков выветривания в неключительно большом количестве встречаются яшлы кварца, весьма сильно омарганцованные. В пустотах этих яшл очень часто можно встретить натечный пестомелан, образующий сталактитообразные формы. Наряду с этим много плотных, темномалиновых и бурых железняков, а также типичных мелкобобовых железных руд, которые в виде очень небольших желваков находятся в каолинизированном элювии глинистых сланцев. Часто присутствуют конкреции кремнезема, которые образовались во время латеритного выветривания».

В другом овраге «мы можем увидеть серию очень ярко окрашенных глин: желтых, красных, малиновых, оранжевых, сиреневых и пр., часто сохранивших текстуру сланцеватости. Затем в овраге имеются образования, которые характерны и для других карманов выветривания. Так, в большом количестве мы можем найти плотные темно-малиновые бурые железняки и оруденелые глинистые сланцы, «пропитанные» окислами железа и марганца, что придает им большую крепость. Наряду с ними чрезвычайно широким распространением пользуются марганцовые образования, «пропитывающие» яшлыный кварц, который встречается здесь в большом количестве».

Енисейский край

Крайним восточным районом, в котором кора выветривания была изучена работниками Института геологии и минералогии, является район Енисейского докембрийского края. По наблюдениям Е. Н. Шуккиной (1936), кора выветривания сохранилась здесь лишь в пониженных участках современного рельефа; в повышенных участках последнего она уничтожена денудацией. Мощность продуктов выветривания обычно очень невелика и не превышает 3—5 м; лишь в одном пункте удалось наблюдать кору выветривания около 10 м мощностью.

Подводя итоги своим наблюдениям, Шуккина приходит, между прочим, к следующим выводам:

«Процессы древнего выветривания затронули различные породы метаморфических эпит кембрия и докембрия и прорывающих пегматитов».

«До отложения пород бокситоносной и угленосной толщ продукты выветривания были распространены, видимо, по всей поверхности Енисейского края. В настоящее время они уцелели лишь в котловинах, в их наиболее пониженных участках».

«Наиболее интенсивно процессы химического выветривания проявились в полевошпатово-роговообманковых породах. В породах же, в основной массе состоящих из глинистых частиц, кремнезема или пазвести, химическое выветривание проявлялось слабее, и нередко оно почти неумовимо из-за присутствия большого количества кварца. В них выветривание сводится к механическому разрушению породы, переходу ее в рыхлое состояние, некоторому осветлению, иногда сопровождающемуся циркуляцией железистых растворов».

«В полевошпатово-роговообманковых породах (амфиболитах, амфиболовых слюдисто-полевошпатовых, отрезитовых сланцах) процессы выветривания

ведут к образованию глинистых пород, состоящих из минералов групп каолинита, хлорита и серицита. Как показывают химические анализы, здесь, несомненно, происходит вынос щелочей, щелочных земель, накопления в процессе разрушения алюмосиликатов окислов глинозема, железа, вынос кремнезема и некоторая гидратация продуктов выветривания в сравнении со свежей породой. Весь фактический материал, имеющийся по разрезам коры выветривания в Енисейском крае, в настоящее время не дает данных о накоплении в продуктах выветривания свободных окислов железа и глинозема, свойственных латеритному типу выветривания».

Выводы

Приведенный материал, несмотря на всю его неполноту, дает возможность составить довольно отчетливое представление о характере процессов выветривания, создавших рассмотренные нами элювиальные образования, о возрасте коры выветривания и об отношении ее к мезозойским бокситам и бокситоносным породам, распространенным в тех же районах, в которых мы встречаем и описанную кору выветривания.

Сравнительное минералогическое и химическое изучение материнских алюмосиликатных пород и покрывающих их элювиальных продуктов показывает, что в основном процесс древнего выветривания сводился к образованию каолина и серицитоподобных минералов и к накоплению, по крайней мере в верхних горизонтах коры выветривания, титана, в виде неизвестных пока соединений, и окислов железа; что касается свободных окислов алюминия, то, судя по химическим и термическим анализам, они в верхних горизонтах элювия также присутствуют, но в очень небольших количествах. Образование упомянутых минералов сопровождается выносом из коры выветривания щелочей, щелочных земель, кремнезема и в ряде случаев железа. Мы не имеем никаких оснований отрицать, что в процессе выветривания из пород выносилось также большее или меньшее количество алюминия, но доказать это можно было бы только изучением растворов, вытекавших из районов образования элювия.

По вопросу об отношении коры выветривания к породам бокситоносной толщи и бокситам существующий материал дает также достаточно определенный ответ. Как указывалось выше и как подробнее это будет показано в следующей главе, бокситоносные породы не имеют непосредственной связи с древними элювиальными образованиями. В большом числе случаев породы эти залегают непосредственно на известняках различного возраста или на ретических сланцах; в тех случаях, когда ниже бокситов залегают кора выветривания, все же они бывают весьма часто отделены от нее осадочными озерными или речными отложениями.

Довольно ясно вырисовывается в ряде случаев также и возраст коры выветривания.

Нижний предел возможного ее возраста определяется тем, что она, не будучи заметно дислоцирована, лежит на дислоцированных породах самого различного возраста, начиная от докембрийских на Енисейском крае, через древний палеозой в Салаире, Казахской складчатой стране и на Урале, до верхнего палеозоя, именно до каменноугольных и, вероятно, пермских отложений на Урале и в восточном Казахстане. При таких условиях залегания рассматриваемые элювиальные образования не могут быть древнее верхней перми или триаса.

Что касается верхней возрастной границы, то она в различных районах может быть различной. С желательной точностью определена эта граница лишь на восточном склоне Урала. На Среднем Урале, по наблюдениям Федорова, на коре выветривания залегают глинистые породы, в верхних частях которых встречаются остатки юрских растений, а на Южном,

согласно исследованиям Яншина и Безрукова, древний эловий покрывается нижнеюрскими образованиями, с которыми мы подробнее ознакомимся ниже. Из этих соотношений следует, что начало образования коры выветривания на Урале относится к триасовому и нижнеюрскому времени: в одних местах процесс ее формирования мог продолжаться в течение всего юрского периода, в других же он закончился еще в нижней юре, когда на поверхности образовавшихся ранее элювиальных пород начали отлагаться речные и озерные осадки.

В области Енисейского кряжа Великовская наблюдала, как выше пород, слагающих кору выветривания, располагаются песчано-глинистые слои, весьма похожие по петрографическому составу на юрские отложения и подобно последним содержащие тонкие прослоечки угля. Исходя из этого, можно думать, что по возрасту древнеэлювиальные отложения Приенисейского района близки к коре выветривания, развитой на Урале.

Для Салаира Усов также допускает, что образование коры выветривания относится к мезозою. Что касается области складчатой страны восточного Казахстана, то здесь большинство геологов определяют возраст древней коры выветривания как дотретичный.

3. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ БОКСИТОВ НА УРАЛЕ

Переходим теперь к рассмотрению мезозойских бокситов, которые хотя и не связаны непосредственно с описанной корой выветривания, но встречаются в тех же районах, где развита и последняя. Мы познакомимся сначала с условиями их залегания и с отношением их к другим породам и затем перейдем к изучению химико-минералогического состава и к вопросам генезиса.

Мезозойские бокситы известны в настоящее время на восточном склоне Урала, в северо-восточном Казахстане, в районе Салаирского кряжа и прилежащих к нему местностях Западной Сибири и, наконец, в южных частях докембрийского Енисейского кряжа, расположенного по правобережью Енисея. Наиболее удобно начать ознакомление с условиями залегания бокситов с Урала, где они благодаря многочисленным разведкам особенно хорошо изучены.

Для района восточного склона Среднего Урала главнейшим источником сведений о бокситах являются работы Н. И. Архангельского (1934) и Б. М. Федорова (1935, 1937). Известные месторождения их находятся близ города Каменска. Одна из залежей боксита по результатам разведочных работ имеет форму неправильного овала, длиною около 1100 м и шириною до 500 м. Бокситы лишь в редких случаях выходят на поверхность, и условия их залегания известны нам главным образом по разведочным скважинам (рис. 3).

Подстилаются породы содержащей бокситы толщи в одних случаях сильно дислоцированными рэтическими или нижнеюрскими сланцами, заключающими в себе пласты бурых углей, а в других — палеозойскими порфиритами и их туфами, с покрывающей их корой выветривания, о которых мы уже говорили выше. На указанных породах лежат залегают обычно серые в верхних и черные в нижних частях глины с конкрециями марказита, прослоями лигнита, кусками обугленной древесины и отпечатками растений. В некоторых случаях боксит залегает непосредственно на этих серых глинах, но обычно он отделяется от них глинами красными и пестрыми, мощность которых достигает иногда 15 м; они имеют иногда тонкую слоистость и нередко содержат хорошо окатанные гальки бо-

кситы, происхождение которых представляется неясным. Кроме того, красные глины содержат коричневые и светлосерые бобовины, количество которых снизу вверх возрастает.

Следующая выше залежь боксита достигает в некоторых случаях 22 м мощности. Порода, слагающая нижнюю часть ее, имеет характер глины, содержащей очень большое количество бобовин. Верхняя большая часть слагается обычно «каменистым бокситом», который получил свое название оттого, что плотные, тесно прилегающие одна к другой бобовины сцементированы в одну каменную массу столь же твердым цементом.

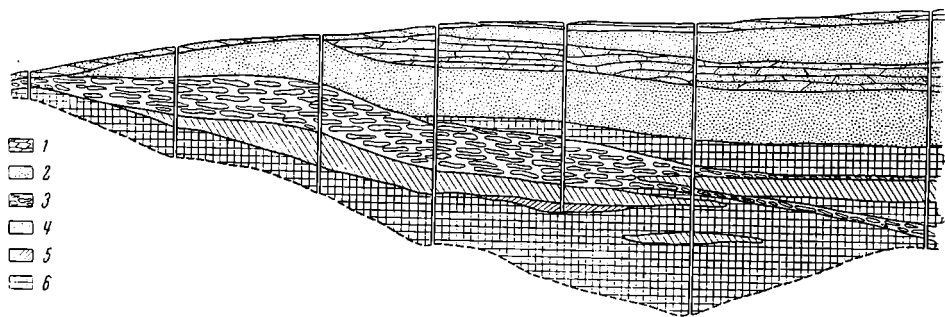


Рис. 3. Схематический разрез месторождения бокситов, по Федорову:
1 — лигнит; 2 — песок и песчаник; 3 — боксит; 4 — красная глина; 5 — пестрая глина; 6 — серая глина.

В ряде скважин было обнаружено, что толща боксита содержит прослой нестрых, белых и светлосерых глин с бобовинами, в которых иногда встречаются тонкие прослоечки лигнита; к периферии месторождения мощность прослоев боксита уменьшается, и, наконец, он выклинивается, замещаясь серыми и пестрыми глинами.

Наконец, нужно отметить, что среди боксита встречаются прослойки крупных лепешкообразных конкреций сидерита до 10 см мощностью.

Бокситы покрываются обычно верхнемеловыми песками и песчаниками, но иногда между ними и песчаниками породами располагаются еще серые глины с прослоями лигнита и отпечатками растений мелового типа. Как в песках, так и в глинах встречаются гальки бокситов, что указывает на размывание последних при начале отложения покрывающих пород. Заканчивается серия коренных пород в Каменском районе палеогеновыми песчаниками и глинами.

Чтобы дать более конкретное представление об условиях залегания бокситов, я опишу две скважины.

Скважина № 33 прошла следующие породы:

1. Рыхлый светлый кварцевый песок	7,5—20,35 м
2. Серо-зеленоватый плотный глинистый песок с мелкими гальками	20,36—26,35 »
3. Плотный красный боксит с многочисленными черными бобовинами и гальками глинистых серых пород и красная глина с мелкими белыми включениями	26,35—27,25 »
4. Красная глина с точечными белыми включениями	27,25—31,30 »
5. Серые, жирные, частью тонкослойные глины с многочисленными мелкими кусочками обугленной древесины	31,30—33,00 »
6. Весьма своеобразный коричневый боксит, состоящий из черных, плотных со смолистым расколом бобовин, сцементированных коричневой массой	33,00—34,00 »
7. Белая глинистая порода с большим количеством коричневых бобовин, частью имеющих неправильную форму	34,00—36,06 »

8. Розовато-серая глина с мелкими белыми включениями	36,06—37,06 м
9. Та же глина со сростками желтовато-зеленоватого сидерита	37,06—37,82 »
10. Розовато-серая глина, внизу с углистыми включениями	37,82—41,68 »
11. Серая глина с мелкими углистыми включениями	41,68—45,40 »
12. Черная, частью тонкослоистая глина	45,40—49,80 »
13. Очень плотная черная углистая глина	49,80—51,30 »
14. Бурый уголь	51,30—53,62 »

Скважиной № 7 пройдены следующие слои:

1. Бурый суглинок с кварцевой галькой	0—1,31 »
2. Глауконитовый песчаник с гальками	1,31—8,80 »
3. Конгломерат из галек кварца и других пород	8,84—9,58 »
4. Черная глина с многочисленными кусками древесины и желвачками пирита	9,58—15 »
5. Красный боксит, состоящий из основной железистой массы и вкрапленных в нее бобовин, количество которых сильно колеблется, так что они то сближаются до соприкосновения, то лежат довольно редко разбросанными в цементе	15,00—33,22 »
6. Пестроцветные глины — красные, серые и другие; в серых разностях встречаются обугленные кусочки древесины	33,22—37 »

В месторождениях, расположенных к западу от вышеописанных, меняются породы, подстилающие бокситоносную серию. В восточной части залежи, как и в предыдущем случае, основанием служат порфириты, а выше них располагаются серые глины с растительными остатками, затем пестрые красные глины и, наконец, бокситы. На остальной площади месторождения палеозойские породы представлены каменноугольными известняками. Непосредственно на них залегает железная руда, которую мы увидим еще в Алапаевском районе. Над рудой следуют своеобразные породы, известные на Урале под названием «беликов» и состоящие из неслоистых глин, песков и конгломератов, а еще выше лежат бокситы то рыхлые, глинистые, то твердые, каменистые; в бокситах в большом количестве встречаются куски обугленной древесины, а в верхней части прослой конкреций сферосидерита. Покрываются бокситы серыми глинами с остатками верхнемеловых растений (*Cladophlebis browniana*, *Gleichenia rotula* Heer, *Sequoia sublata* Heer, *Dicotylophyllum* sp. и др.) и песками.

В нескольких словах следует упомянуть о месторождениях, расположенных по р. Реж, бокситы которых, как мы увидим ниже, представляют крупный интерес по своему химическому составу, образуя переход к железным рудам.

Режские месторождения, как и описываемые ниже подробнее Алапаевские, приурочены к карстовым углублениям на поверхности девонских и каменноугольных известняков. Рудное тело состоит из красной глины с бобовинами или из рыхлого глинистого боксита, в которых располагаются неправильные конкреции и глыбы каменистого боксита. Залегает оно или непосредственно на известняках или же отделяется от последних красными глинами с бобовинами. Схема строения месторождения дана на рис. 4.

К северу от месторождений железистых режских бокситов располагаются месторождения бобовых железистых руд.

Бокситы Алапаевского района и по условиям залегания и по петрографическому составу отличаются от каменных. Наиболее бросающимся в глаза отличием Алапаевских месторождений от каменных является то, что они, подобно режским, залегают в карстовых воронках девонских и каменноугольных известняков; что касается строения содержащих бокситы пород, то в этом отношении можно различать два типа месторождений.

В первом из них на известняках обычно залегают красные глины, в нижних частях которых встречаются прослой бурых железняков до 10 см

мощностью и линзовидные прослойки, обогащенные глиноземом; иногда в верхних частях глин встречаются твердые коричневые бобовины. Выше глин следуют бокситы, представленные преимущественно глиноподобной породой белого или красного цвета, содержащей нередко мелкие бобовины, причем белые разновидности содержат больше Al_2O_3 , нежели красные;

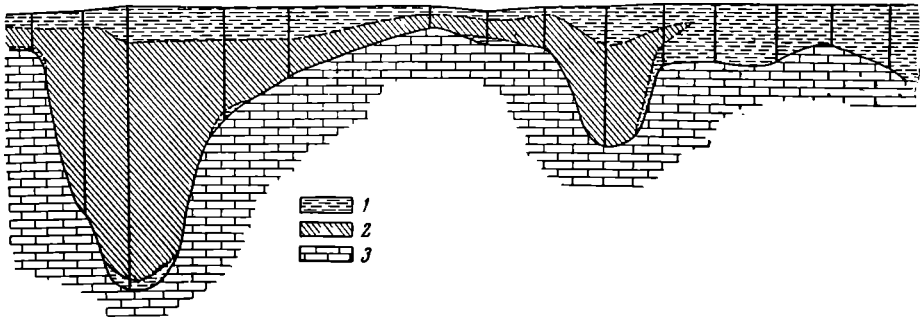


Рис. 4. Режский район. Профиль, по Федорову:

1 — красные глины; 2 — боксит; 3 — известняки.

в красных глиноподобных бокситах встречаются, кроме того, и глыбы или линзы бобового каменистого боксита, с которым мы познакомились в Каменских месторождениях. Бокситы не представляют обычно однородной массы, но прослоями глин подразделяются на 2—3 пласта; в некоторых случаях глины эти имеют темную окраску и содержат растительные

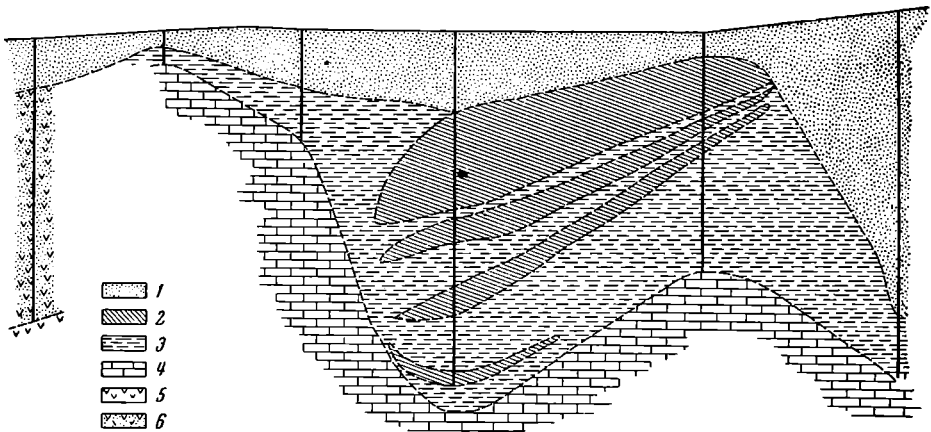


Рис. 5. Разрез месторождения бокситов Алапаевского района, по Федорову:

1 — пески и глины; 2 — промышленный боксит; 3 — красные глины; 4 — известняки; 5 — алювий порфиритов; 6 — диабазовые порфириты.

остатки. В одном случае среди боксита встречена была линза кварцевого песка. В горизонтальном направлении слои боксита являются невыдержанными и переходят нередко в глины. Покрываются бокситоносные породы обычно четвертичными образованиями. Схема залегания бокситов на одном из месторождений Алапаевского района изображена на рис. 5.

Второй тип Алапаевских месторождений также приурочен к карстовым воронкам в известняках, но отличается от описанного, во-первых, тем,

что бокситоносные породы залегают не непосредственно на известняках. На поверхности последних, как и в ранее описанных Волковских месторождениях, залегают глины с сидеритами и бурыми железняками; выше последних располагаются «белики», о которых уже говорилось выше. Белики покрываются огнеупорными глинами, верхние части которых переходят в бокситы. По внешнему виду последние не отличимы от глины и распознаются лишь по химическим анализам.

Следует отметить, что в месторождениях железных руд к северу от Режского района в совершенно таких же условиях выше беликовой толщи и покрывающих последнюю красных глин встречены были прослои бобовых железняков.

Переходим теперь к обзору месторождений мезозойских бокситов на Южном Урале, где они изучались подробно П. Л. Безруковым и А. Л. Яншиным (1937) и А. К. Белоусовым. Два первых геолога установили, что на Южном Урале бокситы приурочиваются к юрским отложениям, широко распространенным в бассейне рр. Губерли, Таналыка и Ори.

Юрские породы подразделяются упомянутыми авторами на две свиты, из которых нижняя получила название хайбуллинской, а верхняя — зирен-агачской.

Хайбуллинские слои, мощность которых превышает 200 м, в северных частях района сложены главным образом галечниками, чередующимися с грубыми песками. Эти грубозернистые породы тянутся полосами, между которыми располагаются полосы более тонкозернистых осадков — тонких песков и песчанистых глин. В средних и южных частях района галечники сохраняются лишь в основании хайбуллинской свиты, в главной же массе последняя слагается тонкими пылевидными песками, переходящими нередко в железистые и глинистые песчаники, а также серыми и черными углистыми глинами, содержащими довольно выдержанные пласты бурого угля, конкреции сидерита, бурого железняка и марказита.

По окраинам площади, занятой хайбуллинскими породами, в особенности там, где отложение их происходило в заливообразных углублениях береговой линии, описанные породы сменяются образованиями особого типа — красноцветными глинами, содержащими пласты бокситов и песчаных бурых железняков, бобовыми железными рудами, образующими известные Халиловские месторождения, и, наконец, песчаными каолиновыми глинами. Часть этих образований мы опишем ниже более подробно.

Верхняя, зирен-агачская свита начинается, как и нижняя, грубыми галечниками и песками, цементирующимися местами в железистые и кремнистые конгломераты. Гальки часто угловатые; в отдельных линзах они пересыпаны белой мучистой кремнистой массой, и тогда порода бывает вполне сходна со среднеуральскими беликами. Верхняя часть зирен-агачской свиты слагается тонкозернистыми песками с конкрециями железистого песчаника и прослоями серых, желтоватых и изредка красных глин. Мощность зирен-агачских пород не определена; отдельные обнажения галечников имеют 10—20 м, а в некоторых случаях даже 70 м; мощность песков не превышает в разрезах 10—15 м.

В хайбуллинской свите в ряде пунктов были найдены отпечатки листьев, указывающие на нижнеюрский возраст вмещающих их пород. Криптофовичем и Кречетовичем отсюда определены *Hausmania buchi* Andr., *H. cf. richteri* Sew., *Clathropteris meniscoides* Brongn., *Phyllocladites rotundifolia* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Schizolepis moelleri* Sew., *Cyparissidium gracile* Heer, *Cladophlebis williamsonii* Brongn. и др.

В настоящий момент в рассматриваемой области известно два сравнительно крупных месторождения бокситов. По условиям залегания бокситов два эти месторождения сильно разнятся друг от друга и с генетической точки зрения представляют крупный интерес.

Одно из них расположено у западной окраины области распространения юрских отложений, и занятый им участок отгорожен от главной полосы распространения юрских пород грядой палеозойских пород. В момент образования бокситов участок этот представлял, повидимому, отдельную заводь или залив главного бассейна, в котором происходило отложение пород хайбуллинской свиты. На палеозойских образованиях в районе этого месторождения залегают своеобразные пестрые красноцветные глины; в наиболее типичных случаях они имеют малиново-красный цвет и испещрены белыми и желтыми пятнами неправильных угловатых очертаний. По наблюдениям Белоусова, пестрые глины заключают в себе прослойки охристого вещества и тоненькие прослойки и линзы слюдяного песка. К химической характеристике пестрых глин могут служить три следующих анализа (в %):

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	П. п. п.	Сумма
37,66	0,87	33,23	15,96	12,65	100,37
40,59	0,99	29,93	16,12	13,15	100,78
35,21	1,62	28,58	22,35	12,51	100,27

Пад пестрыми глинами в большинстве случаев залегают кирпично-красные и коричневатокрасные глины.

«Эти глины, — говорят Безруков и Яншин, — бывают то жирными, то сухими, то вязкими и пластичными, то каменными и всегда содержат большую или меньшую примесь песка. Наряду с тонким песком в глинах присутствуют отдельные крупные зерна и угловатые галечки кварца и кремни. Эти зерна и галечки иногда бывают разбросаны в толще глины поодиночке и без видимого порядка, но чаще скопляются в невыдержанные прослойки и линзочки. В нескольких случаях в красных глинах были встречены тонкие линзы белого сухого земляного вещества, тождественного с белым веществом пестрых глин (вероятно, каолин). Весьма часто красные глины содержат в большем или меньшем количестве богатые окислами железа рыхлые округлые бобовины темного буровато-красного или коричневого цвета. Плотные бобовые зерна железняка в красных глинах встречены не были. Глины описываемого типа обычно бывают хорошо слоистыми. Слоистость в них намечается по полосатой окраске и по смене более песчаных и менее песчаных прослоев. Значительно реже глины бывают окрашены совершенно равномерно и явной слоистости не обнаруживают».

По химическому составу красные глины отличаются от пестрых несколько большим содержанием Al₂O₃, как это видно из двух следующих анализов (в %):

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	П. п. п.	Сумма	SiO ₂ : Al ₂ O ₃
32,58	1,77	31,46	24,49	—	90,30	1,75
35,35	1,74	33,53	18,49	13,72	102,83	1,79

Вверх красные глины сменяются породой, которая получила от Безрукова и Яншина название глинистого латерита.

«Глинистый латерит, — говорят эти геологи, — представляет собою сухую и рыхлую, легкую, сильно марающую породу кирпично-красного или розовато-красного цвета, иногда содержащую примесь песка и гравия. Так же, как и в глинах, в нем нередко встречаются рыхлые бобовые зерна по цвету более темные, чем вмещающая порода. На фарфоре глинистый латерит дает буровато-красную черту гидрогематита. В некоторых случаях глинистый латерит обнаруживает плохо заметную крупичатую структуру, состоя из мелких (меньше 0,5 мм диаметром) округлых зернышек, плотно прилегающих друг к другу».

По химическому составу «глинистые латериты» в большинстве случаев очень мало отличаются от пестрых глин, но иногда среди них встречаются и разности, обогащенные Al_2O_3 , как это показывает третий из приводимых анализов (в %):

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	П. п. п.	Сумма	$SiO_2 : Al_2O_3$
33,90	1,46	24,15	28,53	13,19	101,23	2,38
35,32	1,40	26,65	22,59	14,32	100,28	2,24
31,78	0,11	34,68	17,57	16,45	100,59	1,56

Выше «глинистых латеритов» залегает непосредственно типичный каменный бобовый боксит, но в некоторых случаях он отделяется от них пестрыми глинами. Не описывая его подробно, так как в основном он сходен с бокситом Каменского района, мы отметим только, что «в бобовых латеритах обычно встречаются угловатые зерна кварца и даже гальки кварца, кремня и порфирита, до 30 мм диаметром, в то время как в глинистых латеритах и красноцветных глинах примесь песка весьма невелика, а небольшие гальки присутствуют только изредка в самой подошве». Покрываются каменные бокситы слоистыми или неслоистыми серыми глинами.

В южной части месторождения многочисленные буровые скважины позволили проследить переход описанной красноцветной фации юрских пород в обычные хайбуллинские песчано-глинистые отложения.

«В разрезе, идущем от скважины № 67 к скважине № 27, — говорят Безруков и Яншин, — наблюдалось постепенное уменьшение мощности плиты бобового латерита, замещение ее слоем глинистого латерита с редкими бобовинами, вклинивание последнего в толщу серых глин и светлых песков, линзовидное залегание красных глин среди светлых песчано-глинистых отложений и, наконец, полное исчезновение красноцветных пород. В разрезе, проведенном перпендикулярно первому, наблюдался другой характер перехода. Здесь плита бобового латерита, не уменьшаясь, а даже несколько увеличиваясь в мощности, постепенно превратилась в слой красной глины с отдельными рыхлыми бобовинами. Красная глина вклинилась среди светлых песков и глин, потеряла бобовины и приобрела примесь слюды, но сохранила свою яркую расцветку на очень большом протяжении».

Для характеристики химического состава бобовых бокситов могут служить следующие анализы (в %):

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	П. п. п.	Сумма	$SiO_2 : Al_2O_3$
7,98	2,26	29,81	38,73	21,42	100,20	0,46
10,12	1,17	26,12	44,29	19,44	101,14	0,66
17,13	2,54	37,28	24,63	19,33	100,91	0,78

Среди нормальных для хайбуллинской свиты песков и глин бокситы не встречены. Необходимо отметить, что здесь как в глинах, так и в песках местами встречаются крупные бобовины, но они состоят главным образом из железа и кремнезема и глинозема содержат очень мало. Широко распространены эти кремнисто-железные бобовины по восточной окраине площади распространения юрских отложений, где последние прислоняются к девонским породам хребта Ирэндык. Здесь, как и на западной окраине юрской площади, серые глины и пески заменяются прихотливо окрашенными пестрыми красноцветными глинами, в отдельных разностях которых в изобилии встречаются крупные в 1—2 см бобовины, иногда скопляющиеся в рыхлые пласты. Два следующих химических анализа (в %) показывают, что главной составной частью этих бобовин является SiO_2 ,

затем следует Fe_2O_3 , тогда как Al_2O_3 содержится в очень небольшом количестве.

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	П. л. п.	Сумма
55,4	—	13,7	19,3	—	11,9	100,3
60,0	Нет	6,5	28,6	Нет	8,1	103,7

Описанные бокситы относятся Безруковым и Яншиным к хайбуллинской свите, но другое месторождение причисляется ими к зирен-агачским отложениям.

«Восточнее Киргильды,— говорят они,— зирен-агачская свита выше галечников сложена мощной толщей жирных красных глин. Глины кроются вторым, весьма невыдержанным горизонтом мелких галечников и гравийных песков мощностью от 0 до 10 м, над которым располагается пачка желтых, серых и красных глин хайбуллинского типа. К этим глинам и приурочено месторождение бобовых бокситов. Общая мощность зирен-агачских отложений здесь достигает 35 м».

Для того чтобы условия залегания бокситов стали более ясными, я приведу здесь сводный разрез юрских отложений этой области, даваемый Безруковым и Яншиным.

Сводный разрез юры в районе месторождения, по их словам, следующий:

З и р е н - а г а ч с к а я с в и т а

а) Глины желтовато-серые и лиловатые, тонкопесчанистые, с крупными конкрециями глинистого железняка; на северном участке мощность их равна 3 м. На остальной площади месторождения они имеют несколько иной состав и представлены каолинноподобными разностями палевого цвета.

б) Рудный горизонт 0,60—1,50 м.

в) Глины светлосерые и желтоватые, тонкопесчанистые, с мелкими железистыми конкрециями. Мощность весьма непостоянна, от 0 до 4 м.

г) Глины малиново-красные, с желтыми пятнами, жирные, 1,0—1,5 м.

д) Пески желтовато-серые и розоватые, с конкрециями железистого песчаника, до 3 м.

е) Мелкие галечники и гравийные пески белого цвета. Присутствуют, как и нижележащие пески (слой «д»), только в северной части месторождения, к югу же выклиниваются до 5 м.

ж) Глины темнокрасные, песчанистые, грубые, 20—22 м.

з) галечники грубые, из крупных неокатанных галек кварца и кремнистых и кристаллических сланцев размером до 0,20 м; местами сцементированы в конгломераты, 3—10 м.

Х а й б у л л и н с к а я с в и т а

и) Глины палево-желтые, слюдястые, тонкопесчанистые, с конкрециями железистого песчаника. В верховьях оврага Туз-булак, около актюбинской дороги, из железистых конкреций, приуроченных к этим глинам, А. А. Петренко и нами собраны остатки флоры.

к) Глины светлосерые, слюдястые с прослоями песка, 15 м.

л) Пески глинистые, светлосерые слюдястые, 5 м.

м) Глины серые, плотные, с углистыми включениями. Подошва их погружена ниже уровня р. Урала, видимая мощность достигает 15 м.

Месторождения бокситов имеются и южнее течения р. Урала, по западному склону Мугоджар, а один выход железо-алюминиевых руд известен и по восточному склону хребта. Изучены они здесь Безруковым и Яншиным (1936).

Юрские отложения протягиваются узкой полоской вдоль западного склона Мугоджар, причем состав их по мере движения с севера на юг сильно меняется.

«В истоках Эмбы, — говорят Безруков и Яншин, — юра, занимающая здесь очень узкую полоску вдоль западного подножья Мугоджар, представлена красными глинами и песками, местами сцементированными в огромные плиты железистого песчаника, серыми слюдистыми песками с тонкими прослоями галечника, пестрыми жирными глинами с разнообразнейшими по форме, величине и строению конкрециями железняка и, наконец, белыми и красными бобовыми рудами. Видимая мощность юры здесь достигает 30—40 м; при этом верхние горизонты ее скрыты под морскими отложениями мела и палеогена, а нижние, повидимому, прилегают к палеозою ниже дневной поверхности. По направлению к ст. Мугоджарской и далее на юг за железную дорогу светлых глин становится все меньше, увеличивается роль красноцветных пород, в особенности красных глин с бобовинами железняка, и в большом количестве появляются линзы плотного или пористого кремнистого известняка, иногда также содержащие железистые бобовины.

«На крайнем юге западного склона Мугоджар, у подножья массива Джаман-тау, в юрской толще сохраняются одни красные глины и глинистые пески с небольшими прослоями железистых песчаников.

«На восточном склоне Мугоджар в строении юры привычные для нас породы западного склона играют подчиненную роль, а главное значение приобретают образования другого типа. Прежде всего, здесь развиты мощные толщи плотных гипсоносных глин, с поверхности окрашенных в красные тона, в свежем виде имеющих зеленый цвет с яркокрасными пятнами и полосами. Эти глины встречаются в верхних левобережных притоках р. Чит-Иргиза, вдоль прилегания юры к палеозою, но главная площадь распространения находится южнее железной дороги.

«В бассейне р. Каульджура, у восточного подножья хребта Джаман-Тау они временно сменяются обычными светлоцветными отложениями: белыми и желтыми глинами и глинистыми песками с конкрециями железняка и обломками ожелезненной древесины. К этим отложениям здесь приурочено единственное на восточном склоне Мугоджар месторождение бобовых железистых бокситов. По другую сторону хребта Джаман-Тау в пределах Алабинской котловины юра сохранилась небольшими пятнышками, которые сложены пестрыми глинами с обычными бобовинами бурого железняка.

«К югу от железной дороги появляются красные гипсоносные глины, слагающие особенно широкое пространство по левым притокам р. Тебень».

Железо-алюминиевые и тесно связанные с ними железные бобовые руды в своем распространении приурочиваются только к нормальной фации юрских пород и совершенно отсутствуют в гипсоносных глинах и глинах с прослоями доломитизированных известняков.

Для примера мы рассмотрим строение лишь одного сравнительно просто построенного месторождения.

По словам Безрукова и Яншина, «разрез юрских отложений месторождения, судя по естественным выходам южного склона водораздела, дополненным тремя шурфами, рисуется в следующем виде (сверху вниз):

- а) Жирная желтая глина с плитками железистого песчаника. Мощность до 1,30 м.
- б) Бобовый горизонт, состоящий в верхней части из белой бобовой породы со стяжениями зеленоватой, а в нижней — из красной железистой бобовой руды уральского типа. В западном направлении по простиранию переходит в пески и песчаные глины с прослоями и конкрециями железистого песчаника. Мощность до 2,5 м.
- в) Жирная белая глина с красными примазками и стяжениями плотного красного железняка. В восточной части месторождения отсутствует. Мощность до 2,5 м.
- г) Грубый железистый песчаник с бобовинами красного железняка, на востоке месторождения перерожденный гравием и гальками кварца. Мощность 0,20—0,30 м.
- д) Белая, мараящая, сладеватая, сильно песчанистая рассыпчатая глина, неровно лежащая на головах палеозойских сланцев и заполняющая неровности в их рельефе. Мощность 2,50—4,50 м.

4. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ БОКСИТОВ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ КАЗАХСТАНЕ

В северо-восточном Казахстане бокситы известны в западных частях Тургайской области, где месторождения их осмотрены Б. Н. Черновым и А. Л. Ползиковым и М. С. Волковой (1933), и в Акмолинском районе, где сравнительно подробные исследования произведены Б. Н. Черновым и Е. М. Великовской (1936). Я остановлюсь только на последнем, сравнительно хорошо изученном районе, основываясь на работе Великовской.

Бокситы в рассматриваемой области принадлежат к обычному для Урала бобовому типу. Изученные до сих пор месторождения их залегают в сходных и притом чрезвычайно характерных условиях.

«Бокситовые слои связаны, как правило, — говорит Великовская, — с высокими отметками и располагаются обыкновенно на водораздельных пространствах или в верхних частях их склонов, залегая здесь в древних, отраженных и в современном рельефе, котловинах.

«Котловины, среди которых наблюдаются выходы бокситовых слоев, бывают замкнутыми или с одной стороны открытыми. Размеры их очень разнообразны — от сравнительно маленьких до имеющих более 10 км в поперечнике. Они располагаются либо на водораздельных плато, либо на их склонах. Большинство открыто в сторону р. Ишима и окаймлено в своей вершине палеозойскими сопками. Впадины эти представляют собой достаточно древнее образование и залежились, по видимому, в палеозойском ложе еще в доюрское время, а затем заполнились юрскими озерными осадками. Впоследствии в котловинах, примыкающих к Ишиму, проявилась эрозия ишимских вод, впадины получили более отчетливый абрис, и в их дне проложили себе путь современные потоки, стекающие в Ишим.

«Залежи бокситов чаще всего бывают расположены по периферии и выступают у подножья окаймляющих эти понижения массивов палеозоя. Расстояние между выходами бокситов и возвышенностями, сложенными палеозоем, очень невелико: в одних местах оно не превышает нескольких метров, в других измеряется десятками и, наконец, в более редких случаях оно увеличивается до сотен метров. Далее, ближе к осевой части котловины, слои с бокситами заменяются нестроцветными глинами, часто содержащими железистые бобовины.

«В большинстве изученных нами месторождений бокситы залегают на первичной поверхности коры выветривания в виде отдельных гнезд в ее углублениях. Гнезда эти благодаря тому, что боксит является крепкой, трудно поддающейся выветриванию породой, обычно выделяются в окружающем их рельефе в форме небольших караван-образных сопочек в 1,5—2 м высотой.

«Вмещающая бокситы порода, — говорит Великовская, — представляет собою в большинстве случаев плотную, несколько пластичную, иногда слегка песчанистую глину красновато-желтого или красного цвета, обычно с большим содержанием кремнезема.

«Залегают бокситы во вмещающей их породе либо в виде округлой или неправильно округлой формы разнообразных размеров глыб, достигающих до 1,2 м в диаметре, либо в виде сплошных пластов, рассеченных многочисленными трещинами на угловатые, неправильной формы глыбы, или, наконец, в виде сплошных масс бобовины, среди которых встречаются и отдельные небольшие, сцементированные глыбы. Иногда расположение глыб боксита во вмещающей их породе настолько беспорядочно, что она производит впечатление несколько смещенных масс.

«Наряду с глыбами боксита в глине встречаются многочисленные отдельные бобовины, общее количество которых составляет от 15 до 30% всей породы. Кроме бокситов, в глинистой породе попадаются красные железистые бобовины, а также черные мягкие мажущиеся бобовины».

Изучая отношения бокситов к развитым совместно с ними породам, Великовская приходит к заключению, что они приурочиваются к весьма распространенным в северо-восточном Казахстане красноцветным породам; последние почти всеми геологами относятся к третичной системе, но Великовская полагает, что они представляют мезозойские отложения.

«В пределах Акмолинского района, — говорит она, — эти осадки, которые мы считаем мезозойского, точнее, юрского возраста, представлены нестроокрашенными глинами, песками, песчанками, кварцитами, конгломератами и содержат бокситы. Последние почти всегда, так же как и на Урале, залегают в основании красноцветного комплекса и представляют собой красную, образовавшуюся вблизи самых берегов, фауну. Главную массу этих отложений составляет красноцветные острые глины, заключающие часто железистые бобовины, россыпи которых простираются иногда на целые километры и имеют сходство с бобовинами боксита. Нам интересовал вопрос о взаимоотношениях этой свиты с бокситовыми слоями и перед нами стояла задача выяснить, представляют ли они единый комплекс отложений. Нужно сказать, что в условиях Казахской степи, лишенной сколько-нибудь хороших естественных обнажений, этот вопрос разрешить было далеко не легко и нам пришлось затратить сравнительно много усилий, чтобы получить какие-либо определенные результаты.

«Глины красноцветной толщии отличаются большим разнообразием своего состава: обыкновенно это очень плотные, слегка пластичные, жирные наощупь глины, иногда содержащие некоторую примесь песчаных частиц. Они очень трудно берутся лопатой, а при высыхании становятся настолько твердыми, что с трудом разбиваются молотком. Глина обладает большей частью пестрой пятнистой окраской, причем на основном красном фоне выделяются разнообразной формы и величины белые с голубым оттенком пятна. Какая-либо заметная слоистость в глинах обычно отсутствует, но в двух или трех пунктах можно было наблюдать довольно ясно выраживающуюся горизонтальную слоистость. В глинах встречаются гнезда белого или розового игольчатого рыхлого гипса. Железистые бобовины, содержащиеся в глинах, часто бывают песчанисты и включают зерна кварца. Иногда они цементируются в форме неправильно округлых глыб, достигающих в поперечнике 0,5 м.

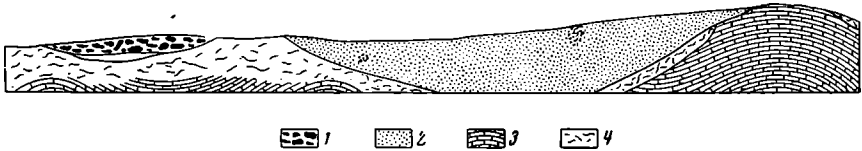


Рис. 6. Разрез месторождения бокситов северо-восточного Казахстана, по Великовской:

1—2 — юрские отложения: 1 — бокситовые слои, 2 — кварцевые пески; 3 — нижнекаменноугольные известняки; 4 — кора выветривания нижнекаменноугольных известняков.

«Бобовины рассеяны во вмещающей их глине либо в виде отдельных экземпляров, либо концентрируются в форме небольших гнезд и иногда даже сплошь переполняют породу. Любопытно отметить, что, как правило, бобовины бывают сосредоточены среди красных пятен в глинах, в то время как в белых они нами почти нигде не были констатированы.

«Зафиксированная нами мощность красноцветных глин не превышала 6—7 м. Залегают они почти во всех наблюдавшихся случаях на ровной поверхности коры выветривания палеозоя.

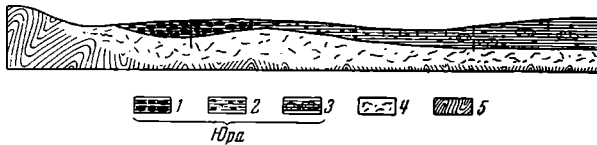


Рис. 7. Разрез месторождения бокситов северо-восточного Казахстана, по Великовской:

1 — бокситовые слои; 2 — пестроцветные глины с железистыми бобовинами; 3 — пестроцветные глины с железистыми бобовинами и гнездами известняка; 4 — кора выветривания порфиритов и туфогенных песчаников; 5 — порфириты и туфогенные песчаники нижнего палеозоя.

«С красноцветными глинами тесно связаны пользующиеся в Акмолинском районе не столь широким развитием голубовато-зеленые с красными пятнами плотные глины, содержащие местами небольшое количество железистых бобовин. В этих глинах залегают, кроме того, крупные округлые стяжения желтоватого, несколько пористого известняка, места которого также железистые бобовины. Бобовины в известняке распределены неравномерно: некоторые участки породы лишены их совсем, в других же они концентрируются в довольно больших количествах. По ряду специально составленных шурфов нам удалось установить непосредственную связь и переходы между слоями бокситов, красноцветных глин и глин со стяжениями известняков. На водораздельном плато, в небольшой впадине, в непосредственном соседстве с окружающими впадину сопками, сложенными нижнепалеозойскими порфиритами, располагаются красные и желтые глины, содержащие бокситы и железистые бобовины; далее, ближе к центральной части впадины, бокситовые слои сменяются красноцветными пестрыми глинами, содержащими исключительно железистые бобовины; еще ближе к осевой части котловины окраска глин постепенно светлеет и среди них появляются многочисленные голубые и зеленовато-голубые пятна, которые затем начинают преобладать.

В глинах появляются стяжения известняка и изредка продолжают встречаться железистые бобовины. Среди песчанистых разностей глины наблюдаются линзы грубого, состоящего из угловатых зерен кварцевого песка. Описанные соотношения отчетливо можно видеть на прилагаемом профиле (рис. 7).

К рассматриваемой красноцветной глинистой свите приурочены также и довольно мощные толщи кварцевых песков и прослой кварцевых сливных песчаников. Отличительной чертой всех песчанистых образований, входящих в состав красноцветной фации, является их очень плохая отсортированность, грубость зерен и чрезвычайно слабая окатанность. Пески эти частью постилают бокситы, частью замещают последние в горизонтальном направлении.

На рис. 6 и 7 показаны разрезы месторождений, составленные Великой.

5. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ БОКСИТОВ НА САЛАИРЕ

К востоку от Казахской складчатой страны бокситы обнаружены в области Салаирского кряжа и в предгорьях Кузнецкого Алатау, в Барзаском сапропелитовом районе. Исследования бокситов в этой области производились западносибирскими геологоразведочными организациями, и о их результатах мы знаем лишь по литературным данным. Из статьи С. С. Ермолаева и Г. Г. Попова (1933) и М. П. Нагорского (1934) по Салаиру и из сводных работ М. А. Усова по алюминиевым рудам Западной Сибири (1933, 1934) вытекает, что коренные, вполне сохранившие свою первоначальную структуру месторождения бокситов здесь встречаются чрезвычайно редко. Можно думать, что к таким коренным или по крайней мере мало измененным залежам относится месторождение бассейна р. Чумыш, довольно подробно описанное Нагорским, из работы которого я и заимствую приводимый ниже материал.

Из приводимого разреза видно, что часть скоплений бокситового материала месторождения находится, как и в большинстве других месторождений Присалаирья, во вторичном залегании, в толще широко развитых здесь древнеаллювиальных отложений. В пункте заложения скважины № 1 и дудки № 1 находится залежь, которая мне представляется первичной, и условия залегания которой чрезвычайно похожи на условия залегания бокситов в Акмолинском районе. На поверхности каолинизированных продуктов разрушения глинистых сланцев, которые Нагорский считает частью элювиальными, частью же делювиальными образованиями, здесь залегают породы, получившая у томских геологов странное название «леопардового боксита»; они считают его (что, конечно, совершенно неверно) «нацело каолинизированным бокситом, великолепно сохранившим первоначальную структуру монолита»; в нем встречаются участки обычного каменного бобового боксита. Судя по всему, мы имеем здесь дело с породой, которая состоит из каолина с включенными в нее рыхлыми бобовинами, и которая встречается также на Южном Урале и в Мугоджарах. Выше следует уже настоящая бокситовая залежь, по видимому, значительно пострадавшая от выветривания и размывания.

Я приведу разрез залежи по дудке № 1, как он дается Нагорским.

1. Почва	0,00—0,30 м
2. Супесь и лессовидный суглинок, к низу все более уплотняющийся, с преобладанием бурого глинистого материала	0,30—2,60 »
3. Кирпично-красная, бокситсодержащая глина, плотная и вязкая, содержащая до 5% по весу мелкие обломочки и корочки бурожелезистых бокситизированных стяжений и, редко, отдельные ядра боксита	2,60—4,30 »
4. Леопардовый боксит. Переход от вышележащего слоя — постепенный. В верхних слоях леопардовый боксит имеет темнокрасную окраску с бурыми смятыми и расплывающимися	

- пятнами оолитин. Книзу контуры оолитин яснее. Хорошо режется ножом. 4,30—9,00 м
5. Бокситовая мелочь — рыхлая, сыпучая бокситовая масса. Переход от вышележащего слоя — постепенный. Горизонт представляет собой красную глину, в которой в значительном количестве находится обломки каменного боксита 9,00—10,20 »
6. Каменный боксит, разбитый на отдельные. Отдельные куски достигают по весу 50 кг. Промежутки между глыбами выполнены бокситовой мелочью и белой корочкой 10,20—12,30 »
7. Глинистый материал белого цвета с большим количеством щебенки белой корочки 12,30—12,70 »
8. Бокситовая мелочь 12,70—13,40 »
9. Леопардовый боксит с участками сохранившегося каменного боксита; переход от вышележащего слоя постепенный 13,40—18,10 »
10. Элювио-дэлювий глинистых сланцев; окрашен в желтый цвет. Имеются гнезда псиломелана, а также редкие псевдоморфозы бурого железняка по пириту 18,10—21,00 »

Ввиду того, что Нагорский пользуется недостаточно привычной терминологией, полезно будет привести данные химических анализов (в %), характеризующие описываемые в приведенном разрезе породы (табл. 25а).

Таблица 25а

Название породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	H ₂ O при 110°	П. п. п.	Сумма
Кирпично-красная глина (среднее из двух анализов)	32,04	27,55	25,38	1,34	11,53	97,84
Леопардовый боксит (среднее из десяти анализов)	38,72	30,15	17,93	1,23	11,69	99,72
Бокситовая мелочь	18,45	36,79	23,29	1,91	16,60	96,4
Каменный боксит (среднее из восьми анализов)	10,63	39,36	28,13	1,44	18,70	98,74

Нагорским было произведено весьма интересное минералогическое исследование этих пород, к которому мы вернемся в дальнейшем.

6. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ БОКСИТОВ В ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ

Нам остается ознакомиться с месторождениями бокситов в области Енисейского кряжа, которые были исследованы в 1933 и 1934 гг. Е. Н. Щукиной (1936). Месторождения эти приурочиваются к карстовым воронкам на поверхности известняков докембрийского возраста. Диаметр этих воронок колеблется от нескольких десятков до многих сотен метров. Воронки заполнены весьма сложно построенной толщей рыхлых обломочных пород, к определенным разностям которых и приурочены залежи бобовых бокситов.

«В Заангарской части Енисейского кряжа, — говорит Щукина, — на неровной поверхности метаморфических пород докембрия и кембрия или на их элювии, в пониженных элементах рельефа — котловинах залегают рыхлые песчано-глинистые отложения. Эти осадки представляют самостоятельный комплекс пород, отличный от коры выветривания метаморфических свит.

«Рыхлые песчано-глинистые осадки характеризуются пестротой окраски и неустойчивостью состава. Среди них выделяются сыпучие кварцевые пески, серицитовые глинистые пески, песчаные сорицитовые глины, более тонкие глины хлоритового, каолинового состава, бокситовые глины, бурые железняки, железо-алюминиевые руды и бокситы. Отдельные петрографические разности толщи не имеют стра-

тиграфического значения. Они сменяют друг друга не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлениях.

«В краевых частях котловин, вблизи прислонения к высоким увалам, среди рыхлых отложений распространены более грубообломочные породы, богатые содержанием кварца и включающие многочисленный щебень, гальку метаморфических пород и жильного кварца. В центральных частях котловин развиты породы более тонкой структуры, главным образом глины и приуроченные к ним бокситы.

«Состав пород рыхлой толщи находится в прямой зависимости от состава выходящих вблизи и подстилающих их докембрийских и кембрийских отложений и их коры выветривания. Распределение отдельных разновидностей пород позволяет точно установить местный источник их происхождения.

«Каких-либо остатков ископаемой флоры и фауны среди толщ рыхлых пород нами нигде не найдено.

«Вероятно, распространение рыхлых отложений, сохранившихся в настоящее время лишь мелкими разрозненными пятнами, ранее было больше. От размыва древне-четвертичной гидрографической сети рыхлые толщи уцелели главным образом в глубоких древних карстовых воронках известняков, слагающих пониженные синклиналильные зоны.

«Мощность толщ рыхлых пород в различных участках Заангарской части Енисейского кряжа весьма непостоянна. Это легко объясняется условиями ее залегания. Вблизи выступов метаморфических пород мощность толщ измеряется единицами метров, с удалением от них она возрастает до десятков метров (максимально вскрытая мощность 40—50 м). Действительно максимальная мощность бокситоносных пород в карстовых воронках и пород более грубообломочной фации пока остается для нас неизвестной.

«Бокситоносная фация заполняющих котловины отложений приурочена к средним их частям. Наибольшим распространением пользуются здесь нестрые глины чрезвычайно сложной и прихотливой окраски.

«Преобладающие цвета этих глин буро-желтые и розовые, — говорит Щукина, — но в отдельных участках можно наблюдать исключительную яркость и разнообразие цветов — от белых до желто-зеленых, красных, фиолетовых и черных.

«Изменение пород по цвету и петрографическому составу происходит нередко на расстоянии нескольких метров. Глина одной структуры и раскраски часто образует неправильные лизы и пятна в других глинах и песках. Бывают и обратные соотношения, когда пески дают включения в глинах. Во многих разрезах наблюдается слоистость, выражающаяся в чередовании пластов тонких каолиновых глин, бокситов и песчаных глин. Отдельные слои не дают правильных горизонтальных границ, одни породы заходят в другие провисающими карманами, часто лизами.

«Минералогический состав глин находится в явной зависимости от прилежащих выступов древних пород. Вблизи от выходов амфиболитов распространены хлоритовые глины, по соседству с роговообманковыми и слюдяными сланцами преобладают серицитовые разновидности глин, в большей или меньшей степени обогащенные кварцем, хлоритом и каолинитом. Вдали от выступов древних пород, в средних частях котловин описанные разновидности глин замещаются каолиновыми.

К химической характеристике глинистой толщ могут служить следующие неолитные анализы (в %):

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	П. п. п.	SiO ₂ : Al ₂ O ₃
60,17	0,91	16,55	12,36	20,00	6,17
45,26	1,12	37,90	1,29	13,36	2,02
38,61	—	36,45	12,21	—	1,80
35,12	—	32,79	20,07	—	1,56

Общая характеристика бокситов, приуроченных к описанным породам, а также их отношений к последним, дается Щукиной в следующих выражениях:

«От подстилающих и покрывающих глин боксит отделяется довольно резкой границей. В некоторых гнездах он образует два горизонта, разделенные глинами с лизами песков, содержащих конкреции бурого железняка. В горизонтальном направлении гнезда боксита постепенно замещаются глиной. От мощного рудного тела (в несколько метров) на краях его в глинах остаются отдельные глыбы, размер и количество которых убывают по мере удаления от центра бокситовых гнезд. Форма бокситовых гнезд неправильна; нижняя поверхность руды нередко образует как бы провисающие карманы в подстилающую глину; наоборот, покрывающие глины заходят неровными включениями в боксит.

«Боксит из различных участков Енисейского края имеет однородный характер бобовой руды. В коренном залегании он представляет рыхлую породу, перемешанную с глыбами и кусками плотного каменистого боксита. Рыхлая порода комковато-крупничатой структуры (от включения в нее более плотных железистых бобовин), во влажном состоянии непластична и невязка, в сухом представляет или пылевидный порошок или более плотные кусочки, легко разламывающиеся и также растирающиеся в порошок. Каменистая руда залегает среди рыхлой породы в виде мелкой щебенки, кусков и глыб. Форма их и размеры весьма различны. Обычно глыбы и куски бобовой каменистой руды имеют неправильную, угловатую форму; реже попадаются округлые глыбы. Признаков какой-либо окатанности глыб нами не наблюдалось. Наоборот, в ряде выработок мы подметили постепенный переход от плотной каменистой руды в рыхлую, причем неоднократно приходилось видеть залегание более плотных железистых бобовин, одной своей половиной в каменистой руде, другой — в примыкающей к ней рыхлой породе. Количество каменистого боксита среди рыхлого сильно варьирует в пределах одного гнезда. Даже в разрезе одной выработки отдельные прослой или даже участки неравномерно наполнены каменистой рудой. Размеры глыб неодинаковы. В одних горизонтах они представляют мелкую щебенку по 1—3 см, в других более крупные куски и глыбы в 15—20 см, доходящие до 0,5—0,75 м в диаметре. В отдельных прослоях рудного тела глыбы боксита сливаются, образуя плитняки».

7. СТРУКТУРА, ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕЗОЗОЙСКИХ БОКСИТОВ

По структуре среди мезозойских бокситов можно выделить две основных разновидности — глиноподобные и бобовые.

Глиноподобные бокситы встречаются редко, и сюда по существу можно отнести лишь мезозойские бокситы на восточном склоне Урала. Бокситы этого типа по внешнему виду трудно отличить от глин, и они представляют мягкую и лишь очень редко уплотненную породу белого или красного цвета. Белые разности содержат обычно фиолетовые или красные пятна, а красные в изобилии заключают пятна белого цвета. Количество пятен часто бывает столь велико, что порода представляется пестрой. Среди этой глиноподобной породы встречаются линзовидные прослой и сростки бобовых бокситов. Иногда вся масса является какой-то зернистой.

Под микроскопом на шлифах глиноподобные бокситы показывают весьма тонкодисперсную массу, которая местами получает кристаллическое строение, переходя в гиббсит. Кроме того, в значительном количестве встречаются зерна сидерита, кварца и каолинит.

Для химической характеристики рассматриваемых бокситов я приведу три их анализа, заинтересованные у Б. М. Федорова, а также для сравнения два анализа подстилающих бокситы глин (табл. 26).

Из образцов трех нижних проб была произведена, кроме того, вытяжка 15% HCl с последующей обработкой породы 10% Na₂CO₃; результаты приведены в табл. 27. Сравнивая анализы вытяжек с валовыми анализами, легко видеть, что в подстилающих бокситы глинах, несмотря на то, что молекулярное отношение SiO₂ : Al₂O₃ здесь близко к отношению в каолините, значительное количество Al₂O₃ находится в свободном состоянии.

Наибольшим распространением среди мезозойских бокситов пользуются разности, имеющие бобовую структуру; мы видели выше, что линзы бобовых бокситов встречаются также и среди глиноподобных бокситов алапаевского типа. Во всех случаях в этих «бобовых бокситах», которые наиболее подробно изучены Б. М. Федоровым (1935, 1937), Е. В. Рожковой и М. В. Соболевой (1936), можно различать основную массу, или цемент и вкрапленные в нее бобовины (табл. II, рис. 8; табл. III, рис. 10). В одних случаях цемента относительно мало, и бобовины располагаются довольно тесно, иногда даже вплотную прилегая друг к другу, в других же — цемент резко преобладает, и бобовины рассеяны в нем относительно редко.

Анализы мезозойских бокситов и подстилающих их глин (в %)

№ п/п	Название породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	F ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	NIО	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	TiO ₂	S общ.	П. л.	H ₂ O гидро- стощаемая	Сумма
1	Боксит, глубина 10,5—11,0 м . . .	9,23	43,10	22,36	0,90	Следы	0,58	0,13	0,03	Не об- нару- жено	Не об- нару- жено	Не об- нару- жено	1,25	0,02	22,16	1,23	100,99
2	То же, глубина 15—15,50 м . . .	28,34	44,02	3,50	0,46	0,08	0,66	0,16	Не об- нару- жено	То же	То же	То же	3,00	0,02	20,19	1,46	101,89
3	То же, глубина 21,8—22,3 м . . .	5,88	54,40	4,89	0,20	Следы	0,51	Следы	Следы	»	»	»	2,35	0,04	29,97	1,47	99,71
4	Глина, глубина 29,3—29,8 м . . .	32,93	25,32	23,45	0,31	Следы	0,50	0,30	0,15	»	»	»	1,37	Следы	12,18	1,49	98,00
5	То же, глубина 42,19—43,02 м . . .	30,85	27,67	23,74	0,55	0,64	0,44	0,21	0,28	»	»	»	1,68	—	12,82	1,64	100,52

Таблица 27

Анализы солянокислых вытяжек мезозойских бокситов и глин (в %)

Глубина взятия образца, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Сумма	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
21,8—22,3	1,67	1,04	4,73	5,07	0,86	Слелы	13,37	0,59
29,3—29,8	1,29	0,34	2,26	21,15	0,48	0,2	25,84	0,60
42,19—43,02	1,55	0,32	9,96	20,23	0,29	0,20	32,65	0,23

Эти различия тесно связаны одна с другой, и в бедных бобовинами бокситах нередко встречаются линзы тесно сгруппированных бобовин и обратно; и в горизонтальном и в вертикальном направлении одна разница часто переходит в другую на очень коротких расстояниях. Размеры бобовин сильно колеблются; преобладают образования от 1 до 5 мм в диаметре, но встречаются также, с одной стороны, микроскопические различия, а с другой — крупные, сложные бобовины, состоящие из 3—4 более мелких, облеченных в одну оболочку.

Окраска породы сильно меняется в зависимости от изменений химического состава, именно — от содержания железа. Наиболее распространены красные, сильно железистые различия. Здесь основное вещество имеет темнокрасную окраску, а бобовины — красно-коричневую или темнокоричневую, часто почти черную. С уменьшением количества железа основная масса становится все более и более светлой и кирпично-красной, охристой; наконец, изредка встречаются различия с желтовато-белой основной массой, которая иногда имеет фарфоровидный характер, и светлыми бобовинами. В обычных, красных каменных бокситах бобовины бывают нередко очень тверды, в светлых же преобладают рыхлые, иногда легко выкрашивающиеся. Нередко поверхностная оболочка бобовин отличается от остальной массы как по окраске, так и по твердости: встречаются однако и такие бобовины, которые представляются совершенно однородными.

При микроскопическом изучении бокситов в тонких шлифах (табл. III, рис. 9, 11, 12) обычные бобовины или целиком являются темными, непрозрачными от окислов железа, или же к периферии окраска их становится более светлой, и вещество делается слегка прозрачным; но у самой поверхности вновь обособляется темная железистая корочка. Белые бобовины состоят из весьма тонкозернистого бесцветного вещества, в основном не действующего на поляризованный свет; нередко однако в этом веществе происходит перекристаллизация, и оно переходит в гиббсит. Весьма часто бобовины бывают разбиты трещинами, внутри которых выделены гиббсит. Концентрической скорлуповатости в бобовинах не наблюдается, но изредка на прозрачных шлифах, и лучше при отраженном свете, в них бывают заметны зачатки зонарной структуры; иногда последняя проявляется в чередовании более светлых, прозрачных и более темных концентрических зон (табл. III, рис. 12).

Основная масса породы в железистых различиях бокситов под микроскопом имеет обычно коричневатую окраску и в основном не действует на поляризованный свет. В этой массе проходят прожилки кристалликов гиббсита, выделившихся по бывшим здесь трещинам; эти прожилки очень часто наблюдаются внутри бобовин, а также в трещинах обломочных минералов (табл. III, рис. 11, 12). Скопления кристалликов гиббсита имеют место по стенкам пустот, которые нередко встречаются в основной массе

бокситов. Очень часто выделения гиббсита наблюдаются по периферии бобовин, причем кристаллики его располагаются перпендикулярно к поверхности последних. Наконец, в сильно железистых разностях сравнительно редко, в светлых же бокситах гораздо чаще, отдельные участки основной массы целиком раскристаллизовываются, превращаясь в гиббсит. Окислы железа обычно распределены в цементе диффузно, скопляясь в отдельных участках его пятнами, но иногда они образуют прекрасно образованные микроскопические кубики, представляющие псевдоморфозы по пириту.

Внутри некоторых бобовин были обнаружены неправильных очертаний темные участки, по всем своим свойствам сходные с магнетитом; как большая редкость попадаются микроскопические октаэдры последнего. Значительно реже магнетитоподобный минерал встречается в основной массе породы.

Из других минералов привлекают к себе внимание пирит и сидерит, встречающиеся главным образом в районе Каменских месторождений. Сидерит частью образует в цементе и бобовинах мелкие прожилки, которые могут быть образованиями вторичными, частью же слагает в основной массе целые участки, которые трудно рассматривать иначе, чем первичные минеральные выделения. Кроме того, в некоторых месторождениях Каменского района на Урале внутри бокситового пласта были встречены прослой тонкокристаллического сидерита, а также прослой характерных крупных конкреций сидерита, состоящих из довольно крупных шариков радиально-лучистой структуры.

В основной массе бокситов Каменского района кроме того встречаются прожилки и небольшие неправильные пятна лептохлоритов типа шамозита; иногда шамозит встречается в тесной смеси с гиббситом.

Особого упоминания заслуживают встречающиеся в Каменском районе пестрые зеленовато-серые бокситы. Кроме обычных черных и красных бобовин в них встречаются бобовины зеленоватой окраски, состоящие то из оптически изотропного вещества, то из сферолитов минерала, по оптическим свойствам близкого к шамозиту. В основной массе породы в зеленоватых бокситах часто встречается в большом количестве сидерит, в тесном проращении с гиббситом.

Обломочные минералы в бокситах встречаются в малом количестве. Наиболее распространены зерна кварца, в трещинах которых часто выделяется гиббсит; более редко встречаются зерна турмалина, граната, эпидота, сфена, рутила и др. Большой интерес представляет нахождение в некоторых бокситовых слоях Мугоджар и Южного Урала многочисленных галек кварца. Из органических остатков в бокситах во многих местах находимы были куски древесины.

Одной из характерных особенностей красных бокситов является их магнитность, особенно сильно выраженная у наиболее темных разностей. Раздельное изучение бобовин и цемента показывает, что первые действуют на магнитную стрелку значительно сильнее, нежели основная масса породы.

Переходя к химической характеристике бобовых бокситов, мы познакомимся сначала с некоторыми анализами штучных образцов из различных месторождений; анализы эти дают представление о породе в ее целом, т. е. о бобовинах и основном веществе, взятых вместе. Для бокситов восточного склона Среднего Урала анализы эти приведены в табл. 28.

Часть анализированных образцов, именно № 3, 4, 5 и 6, подвергнута была обработке 15% HCl и затем 10% Na₂CO₃ и полученные вытяжки проанализированы; результаты анализа приведены в табл. 29.

Валовые химические анализы мезозойских бокситов Среднего Урала (в %)

№ п/п	№ образца	Описание образцов	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	V ₂ O ₅	CaO	MgO	S общ.	П. п. л.	Гигроскопическая влага	Сумма	CO ₂
1	1	Красный бобовый боксит .	2,34	30,49	42,77	0,48	5,01	Нет	0,32	Не обн.	—	Не обн.	0,59	Нет	—	16,93	2,17	100,80	Не обн.
2	2	Красный бобовый боксит .	5,38	31,63	31,14	0,51	7,12	Нет	0,50	Нет	—	Нет	1,01	Нет	—	19,84	1,90	99,03	Не опр.
3	84	Черный боксит, образцованный бобовинами почти без цемента .	1,90	20,95	54,86	3,44	3,73	Нет	0,50	Следы	Нет	—	0,32	Следы	Нет	10,90	3,90	100,50	0,30
4	92	Серый бобовый боксит .	8,80	23,89	10,26	19,70	3,31	0,23	0,37	—	—	—	1,07	0,41	0,21	25,26	1,59	95,10	13,20
5	63	Пестрый зеленоватый бобовый боксит .	10,96	37,98	14,14	3,31	4,69	Следы	3,68	—	—	—	1,90	Следы	Нет	22,66	1,04	100,36	0,52
6	8	Белый бобовый боксит .	2,98	54,09	6,84	0,62	4,18	—	0,06	—	—	—	1,34	0,09	—	28,73	1,35	100,28	0,52

Таблица 29

Анализы солянокислых вытяжек мезозойских бокситов Среднего Урала (в %)

№ п/п	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Сумма
3	Черный боксит, состоящий почти из одних бобовин	1,31	3,48	16,72	57,23	1,09	Нст	78,83
4	Серый бобовый боксит	3,55	1,30	21,97	32,40	1,06	0,39	60,67
5	Пестрый зеленовато-серый бобовый боксит	5,51	4,60	33,12	16,12	0,40	Нст	59,75
6	Белый бобовый боксит	1,03	0,40	49,91	6,13	0,22	0,07	57,79

Кроме уральских мы рассмотрим еще химический состав акмолинских и енисейских бокситов, для которых в работах Великовской (1936) и Шуккиной (1936) приводятся довольно полные валовые анализы. Анализы эти сведены в табл. 30.

Если анализировать отдельно бобовины и вмещающую их основную массу, то легко убедиться, что химический состав их не совпадает. Федоровым (1937) с этой точки зрения изучены были несколько образцов из одного месторождения на восточном склоне Среднего Урала. Результаты поставленных им валовых анализов, а также анализов солянокислых и содовых вытяжек сведены в табл. 31 и 32.

Рожковой и Соболевой (1936) даны анализы бобовин и вмещающей их основной массы из ряда других месторождений; часть полученных при этом результатов сведена в табл. 33.

Приведенные химические анализы, петрографические исследования, а также многочисленные термические анализы, имеющиеся в нашем распоряжении, дают возможность достаточно хорошо разобраться в основных чертах минерального состава мезозойских бокситов.

В основном они состоят из окислов алюминия и железа, которые составляют вместе с гидратной водой обычно 90—98% породы. Глинозем входит в состав мезозойских бокситов не в виде одноводного гидрата диаспора, как это имеет место в силурийских и девонских бокситах и диаспор-шамозитовых рудах, а в виде более богатых водой соединений. Весьма распространен здесь кристаллический трехводный гидрат — гиббсит или гидраргиллит, но, повидимому, главная масса глинозема находится в виде гелей. Вода, определяемая при химических анализах, обычно почти вся увязывается с Al₂O₃ в трехводный гидрат, но бывают случаи, когда ее даже не хватает для того, чтобы весь свободный глинозем связать в гиббсит. Поэтому Рожкова и Соболева предполагают, что почти в каждом образце находятся гидраты глинозема в коллоидной форме, менее богатой водой, нежели тригидрат. Присутствие диаспора в мезозойских бокситах удавалось отметить только в редких случаях.

Из сказанного сейчас следует, что окислы железа, подобно тому, что имеет место и в девонских бокситах, находятся в мезозойских в безводной или маловодной форме. Часть их образует гематит или гидрогематит, небольшая часть по всем своим свойствам напоминает магнетит, но главная масса окислов железа также находится в коллоидальной форме. Отличием мезозойских бокситов является то, что здесь относительно очень редко встречаются минералы типа лептохлоритов; до сих пор они в заметном количестве обнаружены только в бокситах Каменского района.

Анализы бокситов Казахстана и Западной Сибири (в %)

Местонахождение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O 110°	П. п. п.	Сумма	
Центральный Казахстан	1 . .	8,84	4,29	36,16	34,74	—	—	—	—	—	—	—	1,09	20,06	105,18	
	2 . .	6,65	1,66	37,24	31,67	—	—	—	—	—	—	—	2,26	19,19	98,67	
	3 . .	3,02	2,81	48,03	23,49	—	—	—	—	—	—	—	1,79	20,57	99,71	
	4 . .	1,40	2,22	46,30	23,79	0,37	—	0,27	0,03	—	—	0,14	0,06	1,06	24,70	100,34
	5 . .	1,76	2,50	37,10	34,22	2,51	Следы	0,95	0,58	—	—	—	—	1,56	21,62	102,80
	6 . .	3,05	2,00	41,21	28,97	—	—	—	—	—	—	—	—	0,93	23,35	99,51
Енисейский кряж																
Красный каменистый	1,67	1,05	38,19	35,38	1,81	0,05	0,72	0,25	—	—	—	0,11	1,75	18,17	99,15	
Рыхлый темнокрасный	7,66	2,39	34,52	34,14	0,90	0,08	0,64	0,10	Нет	Нет	0,18	0,08	1,59	17,97	100,25	
Бурокрасный каменистый	1,96	2,10	42,80	31,70	0,86	0,04	1,29	0,30	—	—	0,48	0,02	1,85	16,88	100,28	
То же, рыхлый	19,92	2,53	33,47	27,34	1,13	0,27	0,70	0,14	—	—	0,21	0,07	0,70	16,60	103,08	
Светложелтый рыхлый	0,5	2,30	62,66	1,60	0,36	0,02	Следы	0,13	—	—	0,17	—	0,58	32,31	100,63	

Таблица 31

Химические анализы бобовин и основной массы мезозойских бокситов Среднего Урала (в %)

Компоненты	Глубина 0,90—1,80 м		Глубина 6,55—7,50 м		Глубина 7,50—8,40 м		Обр. 375	
	Порода	Бобо- вины	Порода	Бобо- вины	Порода	Бобо- вины	Порода	Бобо- вины
SiO ₂	10,34	3,27	8,11	1,83	2,72	1,48	10,99	1,92
Al ₂ O ₃	28,89	25,86	29,11	27,30	32,45	23,76	40,54	21,86
Fe ₂ O ₃	34,54	48,26	39,00	47,58	34,19	53,41	22,14	62,46
TiO ₂	5,34	5,91	7,06	6,55	6,37	7,17	3,07	4,42
П. п. п.	17,49	13,22	7,93	14,81	18,55	12,65	20,87	4,98
H ₂ O при 110° .	3,52	5,13	6,57	1,99	3,23	2,76	2,32	4,40
Сумма	100,12	99,75	97,78	100,06	97,51	101,23	99,93	100,04

Таблица 32

Химические анализы кислотно-щелочных вытяжек бобовин и основной массы мезозойских бокситов Среднего Урала (в %)

Компоненты	Глубина 0,90—1,80 м		Глубина 6,55—6,50 м		Глубина 7,50—8,40 м	
	Порода	Бобовины	Порода	Бобовины	Порода	Бобовины
SiO ₂	4,43	2,55	3,71	1,48	2,10	1,20
Al ₂ O ₃	24,41	27,37	26,78	24,97	33,59	24,83
Fe ₂ O ₃	34,54	48,40	39,20	47,47	34,50	52,68
TiO ₂	1,45	1,86	2,06	2,04	2,16	1,99
Сумма	64,83	80,18	71,75	75,96	72,35	80,70

При оценке этого факта нельзя не обратить внимания, что здесь бокситовый пласт покрывается морскими меловыми отложениями, и потому не вполне исключена возможность, что по крайней мере часть лептохлоритов проникла в бокситовые пласты вторичным путем в меловое время. Напомним также, что некоторая и порой значительная часть железа в Каменском районе находится в виде сидерита, причем сферолитовая структура последнего в связи с пластовым залеганием достаточно определенно указывает на первичность этого минерала.

Третьей главнейшей составной частью в рассматриваемом типе бокситов является TiO₂, количество которого в каменных бокситах доходит до 7—8%. Его заведомо нельзя связать со сфеном, кристаллы которого нередко встречаются в бокситах, и приходится думать, что и двуокись титана также находится в основном в коллоидальной форме.

Четвертым компонентом является кремнезем. Часть SiO₂, обнаруживаемого анализами, должна относиться к кварцу, но последнего в

Таблица 33

Анализы основной массы и бобовин из уральских и енисейских бокситов (в %)

Компоненты	Южный Урал		Южный Урал		Енисейский край	
	Основная масса	Бобовины	Основная масса	Бобовины	Боксит	Бобовины
SiO ₂	25,53	12,13	15,21	6,94	1,14	1,24
TiO ₂	2,37	1,77	0,70	1,53	3,15	4,30
Al ₂ O ₃	26,30	23,22	39,24	39,80	35,45	22,19
Fe ₂ O ₃	25,70	47,73	22,16	34,39	35,54	55,33
FeO	—	—	0,35	0,63	0,96	0,62
MnO	—	—	0,03	0,03	0,05	Следы
CaO	—	—	Следы	Следы	0,33	Нет
MgO	—	—	0,34	0,20	0,69	0,29
P ₂ O ₅	—	—	0,15	0,20	0,30	Следы
SO ₃	—	—	0,30	0,21	0,04	0,07
H ₂ O 110°	3,79	3,31	3,58	3,58	1,76	3,00
П. п. п.	13,90	11,69	17,58	11,58	19,46	13,19
Сумма	97,57	99,85	99,64	99,29	98,27	100,23

бокситов обычно удается микроскопическим путем обнаружить так мало, что главная масса SiO₂ заведомо должна находиться в других соединениях, в частности, быть может, в виде аллофановидов или в виде коллоидальных гидратов SiO₂. Следует отметить, что при растворении бобовин в соляной кислоте нередко удается получить в остатке прозрачный шарик, состоящий из кремнекислоты.

Из приведенных выше анализов видно, что рассмотренные сейчас гидраты окисей составляют обычно 97—99% породы, и остальные компоненты таким образом имеют весьма малое значение в составе последней.

Из сказанного следует, что химический состав большинства основных компонентов точно нам не известен. Поэтому сделать достоверный пересчет приведенных выше химических анализов на минеральный состав не представляется возможным. Тем не менее попытки таких пересчетов представляют не малый интерес, и мы приведем здесь те результаты, которые получил Федоров для бокситов Камских месторождений, исходя из химических, термических и минералогических анализов (табл. 34).

Сравнивая химические анализы бобовин и вмещающей их основной массы, легко видеть, что главные химические компоненты породы распределены в них неравномерно. Обычно бобовины содержат значительно больше железа и меньше алюминия, нежели основная масса, и соответственно с этим они обладают и большей магнитностью.

При изучении палеозойских бокситов мы видели, что они через диаспор-шамозитовые и диаспор-гематитовые руды неразрывно связываются с морскими железными осадочными рудами, образованными частью шамозитом, частью же красным железняком. Столь же тесная связь с железными рудами намечается и в рассматриваемом типе мезозойских бокситов. Для доказательства я остановлюсь на двух примерах.

Выше, при описании месторождений уральских бокситов я останавливался вкратце на бокситах Режского района. По всем своим структурным и минералогическим особенностям бокситы эти чрезвычайно близки

Таблица 34

Минеральный состав мезозойских бокситов Среднего Урала, по Федорову (в %)

№ образца	Руды, главные составляющие гипсолизиты	Гипсезит	Турылит	Титановые минералы	Карбонаты		Опаловидный кремнезем	Кварц и кремнезем алюминатов	Недостаток H ₂ O в %	Избыток H ₂ O в %	Сумма
					Сидерит	Кальцит, доломит					
1	—	46,17	45,18	5,59	—	—	0,14	1,80	1,46	—	100,44
2	—	48,37	32,88	8,72	—	—	0,20	4,59	—	0,45	95,21
84	2,86	30,45	57,92	3,73	0,80	—	0,10	0,50	3,52	—	99,88
92	7,66	31,85	10,83	4,01	31,71	2,49	0,06	4,84	0,63	—	94,08
63	11,87	50,89	14,93	4,69	1,38	—	0,10	5,34	—	2,09	94,29
8	2,20	81,36	7,21	5,50	1,02	0,27	0,10	1,15	0,60	—	99,41

к каменским, но содержание железа в них уже настолько велико, что в течение долгого времени режские руды разрабатывались как железные. Обращаясь к приводимым Федоровым (1937) анализам, мы видим картину, изображенную в табл. 35.

Первые два-три анализа этой таблицы по отношениям между SiO₂, Al₂O₃ и Fe₂O₃ еще чрезвычайно близки к анализам обычных мезозойских бокситов, но в остальных количество Al₂O₃ настолько мало, а количество Fe₂O₃ настолько велико, что мы здесь имеем дело уже с настоящими железными рудами, в которых однако отношение SiO₂ : Al₂O₃ ненормально мало и построено по бокситовому типу. Весьма характерным отличием от бокситов является для режевских руд малое сравнительно содержание TiO₂, которое ни в одном из имеющихся анализов не достигает 1%, в то время как обычно в мезозойских бокситах оно не опускается ниже 2%: в этом отношении рассматриваемые руды также очень близко примыкают к железным. Вторым отличием режевских руд является богатство их Cr, Ni,

Таблица 35

Химические анализы железо-алюминиевых и железных руд Среднего Урала (в %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	2,28	1,20	3,79	2,33	3,15	2,43
TiO ₂	0,70	0,67	0,91	0,57	0,54	0,56
Al ₂ O ₃	24,63	20,63	19,85	15,57	11,46	9,85
Fe ₂ O ₃	53,11	61,43	56,46	69,31	72,00	75,06
Cr ₂ O ₃	2,99	2,27	3,51	1,96	2,27	2,37
FeO	1,18	1,90	0,30	0,44	0,30	0,58
MnO	0,68	0,47	Следы	0,43	0,72	0,57
CaO	0,06	0,16	0,16	0,20	Следы	0,28
MgO	Следы	Следы	0,69	Следы	0,22	0,18
NiO	0,10	0,04	0,03	Следы	0,03	0,20
CoO	Следы	0,09	0,05	0,05	0,15	0,08
P ₂ O ₅	0,04	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02
П. л. п.	12,87	8,88	11,96	8,64	8,48	7,97
Сумма	98,64	97,75	97,73	99,60	99,35	100,15

Со, которые в бокситах встречаются в весьма малых количествах. Все это показывает, что режские руды представляют собой образования промежуточного типа между бокситами и железными рудами.

К северу от Режского района располагается, как мы видели выше, ряд месторождений бобовых железных руд, с химическим составом которых нас знакомят следующие три анализа в процентах (табл. 36).

Таблица 36

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	31,95	3,81	6,94
TiO ₂	1,08	0,30	0,20
Al ₂ O ₃	37,92	6,44	6,97
Fe ₂ O ₃	12,83	79,97	74,94
Cr ₂ O ₃	—	4,21	2,29
H ₂ O 110°	1,17	1,55	2,24
П. п. п.	15,19	3,75	6,90
Сумма	100,14	100,03	100,48

Легко видеть, что рассматриваемые руды по своему химическому составу стоят уже очень далеко от бокситов, но все же сближаются с последними по одному характернейшему признаку, именно, по присутствию свободных окислов алюминия. Последнее вытекает из того, что молекулярное отношение SiO₂ : Al₂O₃ значительно меньше 2; кроме того, прожилки кристалликов гиббсита непосредственно видны, по Федорову, и под микроскопом в шлифах руды.

Вторым районом, в котором хорошо видно, как тесно связываются бокситы с железными рудами, являются Мугуджары. Здесь в юрских отложениях Безруковым и Яншиным (1934) было встречено несколько месторождений бобовых руд, в которых имеется свободный глинозем, но которые по огромному содержанию железа и малому содержанию Al₂O₃ и TiO₂ являются достаточно типичными железными рудами. Анализы некоторых из этих руд я привожу в табл. 37.

Таблица 37

Анализы железных руд из Мугуджар (в %)

Название месторождения	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	H ₂ O 110°	П. п. п.	Сумма	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
Сор-куль	3,21	2,86	7,82	78,24	1,14	5,65	98,92	0,69
Ак-су	7,03	0,26	2,02	70,74	4,96	10,16	95,17	5,91
Уртын-тас	6,56	2,03	24,59	52,69	2,22	12,02	100,11	0,70

8. ВОЗРАСТ МЕЗОZOЙСКИХ БОКСИТОВ

Возраст мезозойских бокситов более или менее точно определен лишь на Урале, где и в подстилающих и в покрывающих бокситовые пласты породах были находимы остатки растений.

Нижний предел возраста бокситоносных пород Среднего Урала определяется тем, что в Каменском районе они подстилаются угленосными отложениями, которые принято относить к верхнему триасу или нижней юре, а верхний — тем, что выше бокситоносных пород здесь залегают песчаные и глинистые породы меловой системы, заключающие в себе гальки бокситов.

Нижние горизонты меловых образований представлены серыми и черными глинами, содержащими в себе гальку боксита и залегающими на неровной размытой поверхности подстилающих их пород. В глинах этих, по словам Федорова, в нескольких пунктах находимы были отпечатки растений. В Каменском районе в серых глинах найдены были отпечатки листьев, определенные А. Н. Криштофовичем, как *Gleichenia browniana*, *G. rotula* Heer, *Sequoia subulata* Heer, *Dicotylophyllum* sp. Растения эти указывают на нижний мел, причем присутствие двудольных (*Dicotylophyllum*) заставляет думать, что мы имеем дело с отложениями не древнее апта.

В верхних частях кроющихся бокситы глин Алапаевского района найдены были растения верхнемелового типа — *Sequoia reichentachi*, *Widringtonites reichii* Heer, *Dammara borealis*, *Platanus* sp.

В песчаных породах, которые покрывают глины с растениями, встречаются губки (*Ventriculites*) и зубы акул, также указывающие на верхний мел.

В породах самой бокситоносной толщи обычно встречаются только лигниты и куски древесины, но местами в глинах, подстилающих бокситы, найдены и отпечатки листьев, определенные Криштофовичем как *Laccopteris goepperti* Schenk и *Cyparis sidium*.

«Первый из этих видов,— говорит Яшин,— представляет типично лейасовую форму Западной Европы, а второй описан из отложений ниванского яруса на Дальнем Востоке, но встречается и в хайбуллинской свите Южного Урала (лейас). Следовательно, нет почти никакого сомнения в том, что на восточном склоне Среднего Урала бокситы имеют тот же нижне- и, может быть, среднеюрский возраст, как на Южном Урале и в Мугоджарах».

На южном Урале, как мы видели выше, бокситоносные породы подразделены Безруковым и Яшиным на две свиты, из которых каждая содержит остатки достаточно хорошо определяющих ее возраст растений.

«Нижняя свита,— говорит Яшин,— содержит наряду с элементами среднеюрскими типичные нижнеюрские формы: *Laccopteris munsteri* Schenk, *Hausmannia buchi* Andr., *Clathropteris meniscoides* Brongn., *Podozamites Schenki* Heer и *Schisolepis moelleri* Sew. По возрасту она в большей своей части соответствует, повидному, верхнему и среднему лейасу, хотя самые нижние ее горизонты могут быть даже триасовые. Верхняя свита содержит такие характерные среднеюрские формы, как *Coniopsis hymenophylloides* Brongn., *Cladophlebis haiburnensis* Lind. et Hutt., *C. denticulata* Font., *Equisetites ferganensis* Sew., *Taeniopteris vittata* Brongn. и *Czekanowskia rigida* Heer. Бокситы встречаются и в верхней и в нижней свите, т. е. и в доггере и в лейасе».

В общем для Урала на основе существующих сейчас палеонтологических данных мы можем принять, что эпоха образования бокситоносных пород обнимает собою всю юру и, быть может, восходит в начало мелового периода.

Для северо-восточного Казахстана, Присалаирья и Енисейского края мы не имеем данных, которые позволили бы непосредственно определить возраст бокситовых слоев, но сходство условий их залегания с тем, что имеется на Урале, заставляет и им приписывать мезозойский возраст. Приходится резко подчеркнуть, что взгляды, по которым бокситы Казахстана принадлежат к третичной системе, ни на чем не основаны.

9. ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕЗОЗОЙСКИХ БОКСИТОВ

Несмотря на то, что мезозойские бокситы еще чрезвычайно мало были до последнего времени изучены, или скорее именно вследствие этой малой изученности, по вопросу о их происхождении в литературе высказан был уже целый ряд мнений.

В отношении уральских бокситов, сравнительно хорошо изученных, совершенно определенный взгляд был сформулирован Н. И. Архангельским (1934) и Л. М. Миропольским (1934). Поскольку взгляды этих авторов совпадают, я изложу их совместно, пользуясь последней работой Н. И. Архангельского, в которой аргументация его наиболее полно выявлена. Чрезвычайно характерно в рассуждениях Н. И. Архангельского о генезисе мезозойских бокситов то, что он при обсуждении этого вопроса совершенно не входит в рассмотрение конкретной геологической обстановки, не останавливается со всеми необходимыми подробностями на сравнительно-литологической характеристике вмещающих бокситы пород, на вопросах их генезиса, словом, не пытается учесть всю геологическую обстановку формирования месторождений. Исходным материалом для него служат «существующие теории о генезисе бокситов».

«С точки зрения существующих теорий о генезисе бокситов вообще,— начинает Н. И. Архангельский главу о генезисе мезозойских бокситов,— наиболее применима к уральским мезозойским месторождениям теория латеритного выветривания».

Изложивши представления Гаррасовича о латеритном профиле, Н. И. Архангельский говорит:

«Указанный идеальный профиль действительно и наблюдается на некоторых месторождениях, образовавшихся в ближайшие от нас геологические эпохи. Но месторождения, образовавшиеся в отдаленные геологические эпохи, уже не имеют такого полного профиля; он утрачивается, деградируется. Эта деградация может идти настолько далеко, что может произойти совершенное уничтожение латерита, как это и наблюдается, например, в Фогельсберге (Германия)».

«Но особенно часто наблюдается деградация верхней зоны железной шляпы в силу сравнительно большой мигрирующей способности железа. Вследствие этого железная кора и пятнистая часть профиля сливаются в одну зону, наиболее обогащенную латеритными составляющими».

«На части уральских месторождений и наблюдается такое явление. К сожалению, вследствие слабой изученности нельзя привести полного списка месторождений, на которых может быть прослежен этот, в малой степени деградированный профиль. Можно указать пока несколько месторождений, где этот профиль констатирован. Сюда относятся часть Каменских и Алапаевских месторождений и одно месторождение, не имеющее промышленного значения в Надеждинском районе (в районе Воронцовского рудника)».

В доказательство сказанного Н. И. Архангельский приводит следующую серию валовых анализов пород, добытых при бурении на Среднем Урале (табл. 38), а также анализов вытяжек 10%-ной HCl, сопровождаемых обработкой нерастворимого остатка 5%-ным Na₂CO₃ (табл. 39).

«Образец 1,— говорит Н. И. Архангельский,— характеризует самый верхний горизонт рудного тела (глубина 6,70—7,75 м), подвергшийся действию поверхностных вод и загрязненный привнесом кремнеземистого материала. Все 8 образцов характеризуют зону железной шляпы и пятнистой зоны, слившиеся в одну часть рудного тела. В данном случае мощность этой зоны составляет 13,75 м. Книзу идет зона разрушения (по Гаррасовичу)».

«Но уже последние горизонты зоны, наиболее обогащенной латеритными составляющими, с глубины приблизительно 16—20,5 м характеризуются образцами № 10—11, содержат в составе боксита силикаты алюминия или алюмосиликаты, например, полевые шпаты, не разлагаемые действием соляной кислоты (образец № 10) или незначительное количество свободной кремниевой кислоты (образец № 11). В зоне же разрушения количество минералов группы алюмосиликатов или группы силикатов алюминия

Анализы мезозойских бокситов Среднего Урала, по Н. И. Архангельскому

№ п/п	Глубина ваятия образцов, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	V ₂ O ₅	S	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
1	6,8—7,75	13,41	3,27	37,13	22,83	Нет	0,59	0,13	1,58	0,01	—	0,045	2,12	19,15	100,27	0,61
2	8,15—9,15	7,19	3,72	46,97	16,56	»	0,50	0,11	0,58	0,003	—	0,02	0,52	23,65	99,82	0,26
3	9,15—9,70	5,00	3,25	38,40	32,59	»	0,64	0,14	0,42	Нет	—	0,038	0,75	18,64	99,87	0,22
4	9,70—10,10	5,74	2,74	37,26	33,10	»	0,50	0,22	0,60	»	—	0,038	1,29	18,59	100,08	0,26
5	10,10—10,70	3,34	2,98	36,79	36,32	»	0,57	0,12	0,40	0,07	—	0,021	0,70	18,66	99,97	0,15
6	10,70—11,30	2,71	3,16	35,06	39,13	»	0,72	0,12	0,52	Нет	Следы	0,015	0,77	17,99	100,20	0,13
7	11,30—12,90	2,75	2,81	35,86	39,23	»	0,64	0,10	0,78	»	—	0,013	0,75	17,25	100,18	0,13
8	12,90—13,75	4,20	3,98	31,83	40,53	»	0,43	0,15	0,18	0,12	0,06	0,50	0,37	18,39	100,74	0,22
9	14,55—15,95	5,90	4,83	42,90	22,40	»	0,58	0,10	0,38	0,03	—	0,031	0,32	22,56	100,03	0,23
10	15,95—16,90	7,22	3,75	32,72	39,43	»	0,50	0,15	Следы	0,10	—	0,031	0,23	16,05	100,18	0,37
11	22,90—23,30	35,12	2,02	34,67	14,15	—	0,29	0,07	0,20	0,07	—	0,056	0,52	12,72	99,89	1,72
12	25,08—25,98	2,39	3,90	26,50	50,03	—	1,16	0,17	0,26	0,03	—	0,071	0,36	15,07	99,94	0,15
13	27,10—28,6	33,80	3,16	30,58	18,84	—	0,14	0,10	0,46	0,10	—	0,031	0,49	11,81	99,51	1,88
14	28,6—29,6	45,02	2,29	21,52	2,12	—	—	0,14	0,68	0,04	—	6,05	0,27	17,68	95,81	3,55

Таблица 39

**Анализы солянокислых вытяжек из мезозойских бокситов,
по Н. И. Архангельскому (в %)**

№ образца	Глубина взятия образцов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Сумма	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
1	6,8 — 7,75	6,48	0,38	30,14	21,06	2,01	60,07	0,36
2	8,15 — 9,15	3,36	0,39	29,95	14,78	0,511	48,99	0,19
4	9,70 — 10,10	4,20	0,45	31,51	30,18	1,17	67,51	0,23
6	10,70 — 11,30	1,95	0,57	30,30	34,02	0,65	67,49	0,11
8	12,90 — 13,75	1,39	0,58	28,46	39,42	0,16	70,01	0,08
12	22,90 — 23,30	2,74	0,19	3,97	13,60	0,42	20,92	1,17
13	25,08 — 25,98	1,36	0,47	22,37	33,22	0,41	57,83	1,10
14	27,10 — 28,6	2,44	0,14	3,79	16,92	0,41	23,70	1,09
15	28,6 — 29,6	3,44	0,26	0,26	0,71	0,96	5,63	22,46

постепенно возрастает, и пересчет на минералогический состав данных анализа уже затруднителен.

«Таблица показывает, что глинозема в вытяжках из пород зоны разрушения очень мало по сравнению с вытяжками из боксита верхней зоны, что указывает на то, что глинозем присутствует в породах в трудно разложимых соединениях. В породе образца № 15 присутствует большое количество органических веществ.

«Приведенные анализы достаточно точно характеризуют отдельные стадии латеритного процесса. Исключение составляет образец № 13, который показывает большое содержание в нем латеритных конститuentов. Но это исключение только кажущееся, так как находящиеся в этом горизонте (в 1 м мощностью) каменные бокситы в смеси с глинистой породой образовались в результате выщелачивания железа и глинозема из верхней зоны и осадения их в данном участке рудного горизонта. Это так называемые ближние осадки Гаррасовича. Состав их — преимущественно окись железа — подтверждает именно этот способ образования, так как железо значительно более подвижный элемент, нежели алюминий. Материнскими породами в месторождениях являются глинистые породы.

«Факт постепенного убывания содержания окиси алюминия сверху вниз констатируется и в Алапаевских месторождениях. Проф. И. Г. Щербаков и его сотрудники доказали это рядом испытаний указанных бокситов. В некоторых участках месторождения это явление настолько хорошо выражено, что его можно изобразить плавной кривой. Однако на некоторых участках тех же месторождений оно сильно затемнено процессом деградации. Материнскими породами Алапаевских месторождений являются «беликовые» глины.

«В Надеждинском районе Н. А. Каржавин наблюдал постепенный переход от свежих неизмененных так называемых секущих порфиритов и скарных минералов к бокситам, причем в зоне разрушения наблюдались глинистые породы, имеющие структуру порфирита и формы скарных минералов.

«Боксит, залегающий непосредственно на известняках, в карстовых кавернах, также образовался в результате латеритного выветривания. Материалом для образования боксита мог быть при этом обломочный материал, принесенный в главной массе с ближайших кристаллических пород и скапливающийся в пониженных местах рельефа, между прочим, — и в карстовых котловинах. Для Режских месторождений, например, ближайшими кристаллическими породами являются, в большинстве, породы ультраосновной магмы. Чрезвычайно сложный химико-минералогический состав режских бокситов, в котором окись железа является преобладающей составной частью боксита, и в которой всегда присутствуют хромит, магнетит, кобальт, никель, представляющие собою остатки от выветривания, ассоциирующиеся обычно с породами основной магмы, самым убедительным образом доказывает, что породы ультраосновной магмы играли большую роль при образовании Режских месторождений. В то же время нельзя допустить того, что эти бокситы образовались на основных породах за счет их распада и затем были перенесены на известняки, так как тогда становится непонятным относительно большое содержание в них глинозема».

Иной точки зрения относительно происхождения уральских мезозойских бокситов придерживается С. Ф. Малявкин (1937). Считая взгляды Н. И. Архангельского совершенно неправильными, он подобно мне при-

ходит к заключению, что бокситы представляют образования осадочные. В противоположность мне Малявкин не допускает, однако, чтобы они образовались путем выделения гидратов окисей железа, алюминия и титана из растворов, и полагает, что мы в основе имеем здесь дело с осадками механического типа. Как и для палеозойских бокситов, основными факторами формирования месторождения он, не приводя по существу никаких доказательств, считает разрушение латеритного покрова и перенос частью в виде золей, частью в виде тончайшей суспензии (физический коллоид) и выпадение твердой фазы в соответствующих благоприятных условиях.

«Я подчеркиваю, — говорит Малявкин, — что я не отрицаю известного влияния химических и коллоидных реакций в образовании, но преобладающая роль приписывается все же механическому переносу материала в таком тонкодисперсном состоянии, когда различие между коллоидальными и чисто физическими процессами делается трудно различимым при существующем состоянии наших знаний».

Я и все мои сотрудники, работавшие над уральскими мезозойскими бокситами, — Б. М. Федоров, Н. К. Белоусов, П. Л. Безруков, А. Л. Яншин и Е. В. Рожкова — считаем их химическими озерными и болотными осадками.

При той формулировке, которая дается Малявкиным его взглядам в приведенной выше выдержке, может казаться, что наши взгляды почти сходятся, так как Малявкин говорит о механическом переносе бокситовых частиц в таком тонкодисперсном состоянии, в котором они мало отличаются от коллоидальных. В действительности же здесь имеется глубокое, чисто принципиальное расхождение. По Малявкину, образованию осадочных месторождений мезозойских бокситов должно было предшествовать образование месторождений элювиальных, из продуктов разрушения которых путем простого механического переноса создавались вторичные озерные скопления бокситов. Процесс образования этих месторождений вичем, по существу, не отличается принципиально от образования вторичных месторождений каолина путем разрушения и отмучивания водою первичных элювиальных залежей последнего. С моей точки зрения этих первичных накоплений водных окислов железа, алюминия и титана в коре выветривания никогда не было, да, повидимому, и быть не могло, и озерные железно-алюминиевые руды являются образованиями первичными, возникшими за счет осаждения минералов из растворов, которые возникли в процессе выветривания алюмосиликатных пород и выносились из коры выветривания.

Целый ряд гипотез возник среди томских геологов по вопросу о способе образования бокситов в районе Салаира; сводка этих гипотез дана в работе М. П. Нагорского (1934).

Особняком среди высказанных мнений стоят взгляды С. С. Ермолаева и Г. Г. Попова (1933), которые пришли к выводу, «что находка в 1933 г. растительных остатков в каменном боксите в районе села Ваганова заставляет предполагать, что бокситы могли возникнуть в водной среде как химические осадки, для которых лучшей обстановкой, по всей вероятности, были болотно-озерные условия. Этому предположению не противоречит ни структура самих бокситов, ни связь их с бурыми железняками и даже, наоборот, может говорить в защиту именно такой точки зрения на генезис салаирских бокситов... Ничуть не противоречит высказанному взгляду и каолинизация коренных пород».

Все остальные геологи, изучавшие бокситы Салаира, исходят в своих взглядах на их генезис в той или иной форме из латеритной теории, считая, что в пределах Салаира некогда были развиты первичные латеритные

бокситы, которые в настоящее время в большинстве случаев уничтожены последующим размыванием.

Нагорский сообщает, что Б. Ф. Сперанский считает описанные выше бокситы сохранившимися на месте их первоначального образования, но большинство остальных геологов полагает, что все известные в Салаирском районе месторождения являются переотложенными, вторичными. Наиболее обстоятельно развита эта точка зрения в работе Нагорского. Исходя из резкости границы между корой выветривания и покрывающими ее бокситоносными красными глинами, а также из различий в составе обломочных минералов, которые встречаются в коре выветривания, с одной стороны, и в бокситоносных глинах и бокситах, с другой, Нагорский решительно отрицает непосредственную генетическую связь тех и других.

Он считает вероятным, что «в нижнетретичное время салаирский пенеплен находился в условиях тропического или субтропического климата, который обусловил региональное латеритное выветривание». «Следуя мнению Гаррасовича, — говорит он далее, — что полный латеритный профиль образуется особенно легко на основных породах, мы переносим его опыт на изучаемый нами участок литосферы и говорим, что в то геологическое прошлое полный латеритный профиль образовался особенно легко на основных породах, которые значительными иногда площадями отмечены в пределах Салаирского кряжа. Впрочем, нет необходимости доказывать того, что полный латеритный профиль может быть образован и на менее основных породах, например, на метаморфических (сланцевых и др.) сланцах, гранитах и пр. Это отмечено многими авторами. Так или иначе, нам трудно сейчас установить, на каких породах образовался полный латеритный профиль. Мы делаем лишь предположение, что такой оолит не образовывался на основных породах.

«После образования латеритного профиля наступит эрозионная деятельность, которая обуславливает сильный размыв древней коры выветривания. Кора выветривания глинистых сланцев подвергается, вполне естественно, исключительно сильному размыву, так что уже в то время она с поверхности имеет вид депрессий. В депрессиях древнего рельефа образуются озера, в которые непрерывно привносятся бокситовый материал в виде очень мелких обломков и главным образом в виде отдельных оолитин. Нет ничего удивительного в том, что оолитины были высвобождены из цементирующей массы. Я лично очень часто в красных глинах встречал совершенно невыветрелые отдельные оолиты, которым Н. Т. Чулков придал весьма меткое название бокситовой дробин. Очевидно, и в рассматриваемое геологическое прошлое шел процесс высвобождения оолитов из цементирующей массы. Итак, мы устанавливаем, что оолитины и отдельные кусочки боксита сносились в депрессии над кармапами выветривания, причем эти депрессии были выражены в рельефе в виде понижения, заполненных озерами. При непрерывном привносе бокситового материала в озерах идут процессы образования новых бокситов, материалом для которых служит приносимый материал разрушения латеритного профиля. С одной стороны, как правильно заметил Ю. А. Кузнецов, в озера может быть приносим тонко распыленный, суспензионный материал разрушения латеритного профиля, т. е. муть, а с другой — золь глинозема, миграция которого вполне возможна, как это указывает акад. А. Д. Архангельский; затем, при соответственных болотных условиях, при заболачивании озер, процесс образования золь глинозема становится еще более понятным. Такие условия способствуют появлению оолитов II и III порядка, которые располагаются среди приносимых в озеро оолитин I порядка. Коагулирующий золь глинозема и тонкораспыленный, суспензионный материал цементируют приносимые в озеро оолитины зоны обогащения латеритного профиля, обуславливают накопление вторичных бокситов, которые мы и отмечаем.

«Цементируя приносимые образования, они обуславливают тем самым брекчиевидное и монолитное строение вновь образованных бокситовых месторождений.

«Нам вполне станет теперь ясной некоторая разница минералогического состава оолитин и цементирующей массы бокситов, которые сохранились к нашему времени. На самом деле в озера приносился не только материал разрушения латеритного профиля, но также материал разрушения различных горных пород, за счет которых в цементирующей массе наших бокситов появляются самые разнообразнейшие минералы, как дистен, титанит, роговые обманки, анатаз, совершенно свежие полевые шпаты и пр. Следовательно, мы приходим к тому выводу, что оолиты I порядка в современных бокситах Салаира являются остатками зоны обогащения латеритного профиля, а цементирующая масса их образована в водоемах (озерах), являясь частью химическими, частью механическими осадками. Геологом Г. Г. Поповым в таких бокситах (с. Ваганово)

была найдена флора, которая вполне точно определяет эоценовый возраст бокситов. Кроме того, отмечено, что такая флора могла существовать только в условиях озерного или болотного режима. Таким образом, существование озер в эоцене нужно считать вполне обоснованным».

Для полноты изложения можно упомянуть еще о взглядах Р. С. Ильина, которые Нагорский называет совершенно справедливо весьма оригинальными.

«Геолог Р. С. Ильин, — говорит Нагорский, — в своей рукописи «О происхождении ископаемых латеритов («бокситов») в Зап. Сибири» отмечает, что салаирские бокситы не могут быть названы таковыми. Эта порода представляет собой исключительно прочно сложившуюся почву в условиях жаркого приморского климата. Порода сохранила шлаково-ячеистую структуру латеритной почвы. Прочность древней почвы обусловлена волнообразно-колеблющимся климатом. Волна потепления, наступавшая очень часто, оголяла почву от растительности и влияла таким образом, что появлялось большое количество оврагов. При этом процессы делювиальные и процессы красноземообразования не прекращались и во время переотложения верхних горизонтов литосферы. Благодаря многократному переотложению создались две особенности салаирских латеритов. Во-первых, их толщина, подобно всем делювиальным отложениям, без всякого постепенного перехода лежит с резким несогласием на подстилающей породе — на срезанных головах пластов палеозойских сланцев, сверху каолинизированных; во-вторых, для них характерны два типа структур, которые Н. Т. Чулков не совсем удачно называет оолитовой и пизолитовой, причем вторая является производной от первой; во время переотложения лишь часть почвы превращается в грязь, а другая переносится в виде комочков, претерпевших при этом окатывание переотложения. Такие латеритовые окатыши скреплились грязью, возможно, и окислами железа, для того чтобы вновь претерпеть латеризацию. Затем процесс шел по той же схеме, т. е. образование латеритовых окатышей, которые в свою очередь имели такие же окатыши, скрепление их глиной и окислами железа. Таким образом, «пизолитовые» структуры позволяют насчитать 6 фаз переотложения».

Раньше чем перейти к обоснованию собственных взглядов, я должен остановиться несколько на критике изложенных сейчас гипотез.

Из сделанного обзора мнений относительно генезиса мезозойских бокситов легко видеть, что большинство геологов придерживаются в этом отношении латеритной теории, которая фигурирует в данных условиях в многочисленных и довольно сложных модификациях. Одни применяют ее в классическом, так сказать, виде, считая, что бокситы являются конечным продуктом выветривания изверженных алюмосиликатных пород, оставшихся на месте своего образования. Другие (Н. И. Архангельский), придерживаясь в основном также классической точки зрения, полагают, что материнскими породами являются осадочные образования, частично возникшие за счет переотложения коры выветривания палеозойских пород. Третьи (Р. С. Ильин) думают, что при образовании бобовых бокситов конечные продукты латеритного выветривания претерпевали перемещение делювиальным путем, т. е. бокситы являются образованиями вторичными, причем в процессе перекатывания частиц по склону возникали те бобовины, которые являются столь характерными для рассматриваемого типа бокситов. Четвертые (Усов, Нагорский и др.), принимая за основу латеритную теорию, усложняют ее, вводя также элементы теории осадочного, химического происхождения бокситов; Нагорский полагает, что бокситы Салаира образовались в озерных бассейнах вследствие механического переотложения отдельных бобовин и более крупных обломков из разрушенных первичных латеритного типа месторождений при одновременном выделении гидратов окисей железа и алюминия из водных растворов. Пятые, наконец (Малявкин), придерживаются только что изложенной точки зрения, но принимают, что частицы, в виде которых переносился в озеро размывавшийся латеритный материал, были чрезвычайно мелки и приближались к коллоидальным.

Иная точка зрения, проводимая мною и моими сотрудниками, совершенно исключает образование бокситов элювиальным путем в верхних частях коры выветривания и признает их за осадочные породы, возникшие в водных бассейнах путем выделения составляющих их минеральных компонентов из растворов, которые выносятся в бассейны из районов выветривания алюмосиликатных горных пород.

Что бокситы не представляют конечных продуктов выветривания палеозойских алюмосиликатных пород и не связаны непосредственно с последними, легко видеть из следующих фактов: 1) бокситоносные породы далеко не всегда залегают на продуктах выветривания палеозоя, 2) в тех случаях, когда такое залегание имеет место, граница между корой выветривания и бокситоносными породами обычно бывает резкой, и к ней нередко приурочиваются прослой щебня, галечников и песков, 3) состав обломочных минералов коры выветривания и бокситоносных пород в некоторых случаях бывает резко различным и 4) самое главное — бокситоносные породы, независимо от того, что служит их основанием, представляют достаточно типичные осадочные образования, обладающие горизонтальной слоистостью, обнаруживающие отчетливые следы водной сортировки, включающие в себя пласты глин, богатых органическим веществом, и даже углей, остатки растений, а также столь характерные осадочные минеральные тела, как сидерит и т. д. Одним словом, если подходить к вопросу о генезисе бокситов с точки зрения исследования действительно существующих природных соотношений, а не ограничиваться только простым подыскиванием уже заготовленного в западноевропейской литературе ярлыка, то идею о латеритном выветривании древних пород при объяснении происхождения мезозойских бокситов приходится решительно отбросить.

В высшей степени легко убедиться и в том, что бокситы не могут представлять продуктов выветривания осадочных пород бокситоносной толщи, к которой они приурочены. Достаточно убедительные аргументы против таких воззрений Н. И. Архангельского собраны в докладе А. Л. Яншина (1937).

«Мы можем утверждать, — говорит А. Л. Яншин, — что бокситы не являются продуктом выветривания каких-либо пластов юрских отложений. Действительно, какая-нибудь закономерность в изменении химического состава в вертикальном разрезе бокситовых залежей отсутствует; не только в нижележащие, но и в вышележащие породы они переходят постепенно, чего нельзя ожидать от слоя, подвергшегося выветриванию и перекрытого более молодыми осадками; затем против элювиального происхождения бокситов говорит то, что они залегают линзами, иногда в несколько горизонтов, среди пород, не содержащих свободного глинозема, и переходят в них по простиранию. Наконец, присутствие галечников, покрытых пустынным загаром, в центральных частях юрских депрессий говорит нам о том, что отдельные участки дна юрских озерных бассейнов осушались и подвергались длительной инсоляции. Следовательно, выветриванию могли подвергаться и слои, отложившиеся вдалеке от выступов палеозоя. Между тем, бокситы, как мы знаем, образовывались только вблизи припленения юрских осадков к палеозойским или докембрийским массивам, очевидно, в связи со сносом с этих массивов материала, служившего для их образования.

«В некоторых случаях мы можем ручаться, что не только в образовании бокситовой залежи, но и в ее последующих изменениях вплоть до наших дней выветривание не играло существенной роли, так как боксит местами переслаивается с невыветрелыми угленосными осадками, а местами сам содержит неразрушенные кусочки лигнита. Для Салаирских месторождений нелатеритовый характер бокситовых залежей убедительно доказывается присутствием в них целого ряда легко разрушающихся при выветривании минералов, как-то: свежие полевые шпаты, эпидот, роговая обманка, диастен, тремолит, актинолит и слюды».

Мне кажется, однако, что во всех этих аргументах не будет никакой нужды, если мы постараемся уяснить, из чего исходит в своих рассужде-

ниях Н. И. Архангельский. Чтобы показать это, я выше подробно изложил все основания его точки зрения. Легко видеть, что, находясь под влиянием идей Гаррасовича, проводимых у нас, к сожалению, совершенно механически, без малейшей попытки критического отношения также и А. Н. Волковым, Н. И. Архангельский не ищет в породах, подстилающих бокситы, каких-либо действительных, реальных следов выветривания и все свои рассуждения строит на построенном им пресловутом «профиле выветривания» Гаррасовича. Теоретические предпосылки такого рода рассуждений, по существу, могут быть выражены следующим образом: если между бокситом и подстилающими его породами можно установить постепенный переход в химическом составе, то боксит следует рассматривать как продукт выветривания подстилающей его породы.

Изучая приведенные Н. И. Архангельским анализы, легко между прочим видеть, что требуемого им постепенного перехода от глин к бокситам не существует, и что бокситы переслаиваются с глинами; это сознается автором, и поэтому он должен прибегать к убийственной для него миграции растворов.

Основная ошибка Н. И. Архангельского заключается, однако, не в том, что он делает тот или иной неправильный вывод, а в том, что он пользуется заведомо неправильной методикой исследования. В том случае, когда приходится иметь дело с осадочными породами, переходы, подобные тем, которые предусматриваются «латеритным профилем», говорят о совершенно иных явлениях, нежели выветривание.

Представим себе, что осадок, отлагающийся на дне какого-нибудь бассейна, состоит из двух компонентов: механического, обычно глины, и химического, например, углекислого кальция или гидратов окиси алюминия и железа и т. д.; допустим далее, что приток приносимых с берега частиц, образующих глину, постепенно уменьшается и, наконец, вовсе прекращается. В результате мы получим систему из двух слоев — глины, содержащей небольшое количество карбонатов или гидратов полуторных окислов, и известняка или же боксита, связанных постепенными переходами. «Латеритный профиль», когда он устанавливается в толще осадочных пород, говорит о постепенном уменьшении притока обломочных частиц, глины — и ни о чем другом. Таким образом, данные исследований Н. И. Архангельского, если бы действительно между глинами и бокситом существовали постоянные переходы, что в высшей степени вероятно, говорят в пользу химического осадочного происхождения бокситов, а отнюдь не в пользу элювиальной теории, как это думает, исходя из предвзятой идеи, автор.

В пользу предположений Усова и Нагорского, что бокситы представляют продукты механического переотложения первичных латеритных бокситов, причем переотложение это происходило путем переноса целых бобовин или более крупных кусков материнской породы, нельзя, мне кажется, привести ни одного аргумента, в то время как все особенности структуры бокситовых слоев находят себе совершенно простое и естественное объяснение в иных явлениях. Совершенно не вяжется эта гипотеза с механическим составом вмещающих бокситы пород. Если бы такие крупные и тяжелые частицы, как железисто-алюминиевые бобовины, приносились на место их теперешнего залегания механически, водою, то они должны были бы ассоциироваться с песками и галечниками. Между тем вмещающими бокситы породами являются в подавляющем большинстве случаев тонкие глины, состоящие в основе из мельчайших и чрезвычайно легких частичек каолинита и серицитоподобного минерала; бобовины при этом часто залегают среди глин отдельными экземплярами неправильной

формы, скоплениями, линзами и, наконец, правильными слоями. Таких соотношений заведомо не могло бы быть, если бы мы имели дело с механически перенесенными частицами.

Что мезозойские бокситы не могли образоваться путем механического переноса суспензий, образовавшихся при разрушении первичных залежей латеритных бокситов, достаточно говорят соображения, приведенные выше при рассмотрении вопроса о происхождении палеозойских бокситов Урала. Не лишне привести также соображения, высказанные по этому поводу Яншиным (1937) и Рожковой и Соболевой (1936).

«Теория переноса свободных гидратов глинозема из коры выветривания в тонко-распыленном, взвешенном, суспензионном состоянии, которую развивал С. Ф. Малявкин по отношению к Тихвинским месторождениям, — говорит Яншин, — для юрских бокситов также неприменима. Во-первых, при механическом переносе материя коры выветривания, хотя бы перенос его совершался и в виде суспензий, получившаяся порода должна быть близкой по минералогическому и химическому составу к исходному продукту, т. е. к коре выветривания. Избирательный перенос глинозема с этой точки зрения совершенно необъясним. Между тем, юрские бокситы резко отличаются по своему составу от известных в области их распространения элювиальных образований, и в последних концентрация глинозема никогда не бывает значительной, в то время как в бокситах она весьма велика (молекулярное отношение связанного кремнезема к глинозему в коре выветривания редко бывает несколько меньше 2, а в бокситах оно всегда меньше 1). Во-вторых, при суспензионном переносе глинозема из коры выветривания залежи бокситов должны были бы образовываться в самых центральных, удаленных от берегов частях юрских бассейнов, где только и могли быть благоприятные условия для осаждения тончайшей мути. Между тем, все без исключения юрские бокситы приурочены как раз к осадкам самой прибрежной фаши озерных бассейнов. Они нередко переслаиваются с грубыми обломочными породами и переходят в них по простиранию. В зоне таких переходов местами можно наблюдать грубые гравийные песчаники с песчанистыми бобовинами полуторных окислов. Совершенно ясно, что выпадение суспензионной мути не могло идти в области волнения у самого берега бассейна одновременно с отложением гравия. Наконец, сомнительна сама возможность образования бобовой структуры при осаждении суспензий».

Рожкова и Соболева с своей стороны справедливо полагают, что против предположений Малявкина говорит последовательность залегания слоев, типичная для мезозойских бокситов. В месторождениях коры латеритного выветривания бокситы, согласно теории, должны располагаться в самом верху, над подстилающими их каолиновыми скоплениями. Если это правильно, то в переотложенных продуктах размыва латеритных месторождений частицы боксита, если бы только, прибавлю, их можно было отделить от каолиновых, должны были бы располагаться в основании разрезов. В природе, как известно, мы видели обратное.

Какие же выводы можно сделать о происхождении мезозойских бокситов на основе накопившегося большого фактического материала?

Условия залегания бокситоносных пород и бокситов не оставляют ни малейшего сомнения в том, что они являются осадочными образованиями. Главнейшие аргументы в пользу этого уже были приведены мною ранее (Архангельский, 1933), но произведенные с тех пор исследования позволяют расширить и углубить доказательства этого основного положения. Что вмещающие бокситы породы представляют образования осадочные, явствует прежде всего из их слоистости, иногда грубой, выражающейся в смене пород резко различного механического состава (глины, пески, галечники), иногда же, в глинах, очень тонкой; далее, среди бокситоносных пород мы встречаем такие несомненно осадочные образования, как серые и черные глины, богатые органическим веществом и содержащие куски древесины и отпечатки листьев растений, а также прослой бурого угля; чередование глин различной окраски наблюдается не только среди вме-

щающих бокситы пород, но и сами бокситы переслаиваются с глинами и по окраинам месторождений замещаются ими в горизонтальном направлении; в Мугоджарах можно видеть даже, как пласты бобовых руд по простиранию переходят в пески.

С осадочным происхождением бокситов и вмещающих их пород вполне гармонируют также и некоторые особенности их минерального состава. К таким особенностям относится прежде всего присутствие в бокситоносных глинах и бокситах Каменского района на Урале сидерита и лептохлоритов, которые образуют такие же бобовины, как и основное вещество бокситов; далее сюда же принадлежит сравнительно высокое содержание в бокситах того же района P_2O_5 , достигающее в некоторых случаях 3%; наконец, самая структура руды, именно бобовины, является, как известно, весьма характерной для водных отложений.

Изучение некоторых деталей условий залегания, а также взаимоотношений различных пород, легко позволяет выяснить и характер тех водоемов, в которых отлагались породы бокситоносного комплекса. Характернейшей особенностью их залегания является, как мы видели в предыдущем, приуроченность к понижениям древнего рельефа, нередко ясно сказывающимся и в рельефе современном. В пределах этих депрессий бокситоносные осадки могут залегать на породах самого разнообразного возраста и состава. Некоторые из этих депрессий имеют озеровидный характер, другие напоминают древние русла, вероятно типа стариц, третьи представляют типичнейшие воронки древнего карста. Все это вместе с ранее рассмотренными литологическими особенностями пород согласно указывает на то, что бассейны имели озерный характер. В породах, заполняющих древние впадины, иногда удается наблюдать сортировку материала по крупности зерна, вполне отвечающую озерному типу отложений. С особой ясностью выявляется такая сортировка в месторождениях Енисейского края, где, по наблюдениям Е. Н. Щукиной (1936), по окраинам котловин развиты грубообломочные породы: пески, брекчи, галечники, а в средних частях преобладают глинистые осадки бокситоносной фации.

Самые бокситы в огромном большинстве случаев приурочиваются к краевым частям древних озерных бассейнов и с удалением от них быстро выклиниваются. Иные отношения, на первый взгляд, имеют место в пределах Енисейского края, но это видимое исключение объясняется, вероятно, только малым размером котловин. Такое расположение бокситовых залежей дает, как мы увидим дальше, чрезвычайно ценные указания на самый процесс образования бокситов. Весьма интересные данные по вопросу об условиях выделения материнского вещества бокситов из растворов дает изучение некоторых мугоджарских месторождений.

«Прибрежный характер бокситовых залежей,— говорит Яшипи (1937), — заставляет думать, что они отлагались на небольших глубинах. О том же косвенным образом свидетельствует присутствие в бокситах неокатанных обломков местных палеозойских пород и наблюдавшийся местами переход их по простиранию в грубые песчаные осадки.

«Интересный пример образования бокситов на мелководье даст нам месторождение на западном склоне Мугоджар. Здесь линзы песчанистого белого бобового боксита подчистены грубым кварцевым песком, которые переполнены обугленным растительным мусором. И ниже бобовой руды, в серой глине, и выше ее, в прослое железистого песчаника, и, наконец, в одном случае, в ней самой наблюдались многочисленные вертикальные отпечатки стеблей растений. Часть этих отпечатков, судя по характерным поперечным вздутиям и продольным штрихам, принадлежит хвощевым, произраставшим в прибрежной части того озерного бассейна, где отлагались бокситы. Так как хвощевые растения вряд ли поднимались с глубины больше 1—2 м, то очевидно, что на таких же ничтожных глубинах между их стеблями отлагались бокситы».

Переходим теперь к изложению того, что можно сказать о самом процессе отложения гидратов окиси Al, Fe и Ti, давших начало бокситам. Из наблюдаемых в природе фактов к уяснению этого процесса могут служить следующие:

- 1) постоянная территориальная связь мезозойских бокситов с корой выветривания палеозойских пород;
- 2) тесная связь петрографического состава вмещающих бокситы осадочных пород с составом коры выветривания;
- 3) приуроченность бокситов к краевым частям древних, заполненных осадками, котловин;
- 4) парагенезис минералов в некоторых месторождениях железо-алюминиевых руд;
- 5) распределение различных минеральных тел в осадках, выполнивших древние котловины;
- 6) структура бокситов;
- 7) зависимость состава железо-алюминиевых бобовых руд от развитых по соседству изверженных горных пород.

Территориальная и петрографическая связь бокситоносных пород с корой выветривания невольно бросается в глаза и послужила причиной применения у нас всюду в той или иной форме латеритной теории образования бокситов. Из предыдущего изложения видно, что кора выветривания, хотя она и не связывается с бокситами в «латеритный профиль», вскрывающий их генезис, распространена во всех тех районах, в которых встречаются месторождения мезозойских бокситов. Что касается петрографической близости осадочных бокситоносных пород с корой выветривания, то она подчеркивается всеми геологами, изучавшими месторождения бокситов на Урале, а также Е. Н. Щукиной для бокситоносных пород Енисейского края. Все упомянутые исследователи приходят к заключению, что бокситоносные породы возникли вследствие размыва и переотложения продуктов выветривания палеозойских пород в озерных впадинах и речных долинах. При таких условиях естественно появляется мысль, что и растворы, давшие начало рудам, в своем происхождении так или иначе связаны с корой выветривания. Стремясь уяснить эту связь, я, между прочим, включил в задачи геологов, изучавших бокситы Урала, выяснение соотношений между химическим составом бобовых руд различных месторождений и развитыми по соседству породами. В результате изучения этого вопроса, повидимому, выясняется, что в областях развития основных и ультраосновных пород преобладают сильно железистые разновидности руд, переходящие в настоящие железные бобовые руды, богатые хромом, никелем, кобальтом и другими элементами, свойственными основным изверженным породам, в то время как обычные бокситы бывают развиты в районах распространения менее основных пород. Такие соотношения намечаются на Южном Урале, где по периферии змеевиковых массивов Халиловского района развиты известные халиловские железные руды, а в других местах — по соседству с выходами порфиритов — бокситы. Резюмируя свои наблюдения по рассматриваемому вопросу на Южном Урале и в Мугоджарах, Яншин (1937) говорит следующее:

«Установить какую-нибудь зависимость между распространением бокситов и составом коренных палеозойских или докембрийских пород не удастся. Бокситы залегают на самых разнообразных и близ самых разнообразных древних формаций, при том лишь условии, чтобы они были с поверхности хотя бы частично покрыты древним элювием. Некоторая зависимость между химическим составом бокситов и петрографическим характером окружающих пород при этом наблюдается. Наиболее обычные красные бобовые бокситы приурочены к площадям преимущественного распространения железистых полевошпатовых пород (порфиритов, их туфов, диоритов и т. п.). В районах

развития змеевиков и габбро они замещаются бобовыми железняками, содержащими никель и хром. Светлые бокситы, бедные железом, наблюдаются вблизи выходов разных осадочных пород и гранитов».

Федоров (1935) в отношении месторождений бобовых руд на восточном склоне Среднего Урала приходит к следующим заключениям:

«Установленная связь бокситов с окружающей корой выветривания, которую следует рассматривать, как источник растворов алюминия и железа, объясняет нам приведенные данные о различном составе железо-алюминиевых руд. Обращаясь к геологической карте Урала, мы констатируем, что каменские бокситы расположены в области развития порфиритов, режские же железистые бокситы и бобовые железняки (Ивановских, Зыряновских и Стариковских рудников) залегают вблизи большого Алапаевского змеевикового массива. Влиянием последнего обусловлено обогащение их железом, наличие в них Cr, Ti и Co, отсутствующих в каменских бокситах. Больше же содержание в последних окиси титана по отношению к другим районам объясняется, как установлено выше, наличием в коре выветривания порфиритов большого количества титано-магнетита».

И Яншин и Федоров полагают, что растворы соединений Fe, Al и Ti заимствовались непосредственно из коры выветривания, параллельно с ее размыванием, которое доставляло механические осадки в озерные котловины. К сожалению, оба названные геолога выражают свои мысли недостаточно конкретно, и из их слов нельзя понять, каким именно образом возникают рассматриваемые растворы: путем ли простого вымывания уже заключавшихся в коре выветривания соединений, или же в процессе дальнейшего разложения исходных алюмосиликатов.

Я склонен считать более правильным последнее предположение. Мне представляется, что процессы выветривания в момент размыва древнего элювия и отложения бокситоносных пород отнюдь еще не замерли, и на прилежавших к озерным котловинам пространствам еще продолжался распад алюмосиликатов, при котором параллельно с образованием каолинов происходило также образование и растворимых соединений железа, алюминия и титана. И в настоящий момент можно с достаточной долей уверенности повторить сказанное мной об этом два года тому назад (Архангельский, 1933).

«Каков же был источник полуторных окислов, накопившихся в юрских бокситовых глинах и бокситах? Мне кажется, что вопрос этот при свете имеющегося у нас фактического материала разрешается очень просто. На окружающих озерные бассейны равнинах происходили в огромном масштабе процессы латеритного выветривания. У нас нет никаких оснований принимать, что полуторные окислы целиком остаются в областях выветривания и испытывают только вертикальные перемещения в связи с капиллярным поднятием растворов в сухое время года. Значительная, а при некоторых неизвестных для нас условиях, быть может, и наибольшая часть полуторных окислов в виде настоящих или коллоидальных растворов может переноситься далеко за пределы тех районов, где залегают выветривающиеся породы, и попадая в озерные бассейны, выпадать в виде гелей, то смешивающихся с глинистым материалом, приносимым сюда механически, то выделяющихся в виде столь характерных для озерных железных руд бобовин. Я думаю, что очень большую роль в процессе перемещения полуторных окислов должны играть органические вещества, и что именно этим объясняется столь часто наблюдаемая ассоциация в одних и тех же отложениях углей и бокситов или бокситовых глин. Растворы железных и алюминиевых соединений попадали из возвышенных областей, где происходили процессы латеритного выветривания, в пониженные равнины, покрытые озерами и болотами, в части которых шло накопление угля. Этим, между прочим, и должен объясняться тот факт, что зола углей в некоторых случаях и, повидимому, нередко содержит избыточный глинозем».

Чтобы уяснить, как могут действовать на различные горные породы обычные факторы выветривания, мною совместно с Н. В. Соловьевым организованы были наблюдения над действием на некоторые из них насыщенной углекислотой воды. Не входя в подробности постановки этих

опытов, я укажу лишь, что заключенные в склянки порошки пород в течение почти двух лет обрабатывались при ежедневном взбалтывании насыщенной углекислотой водой; после 8—10 дней такой обработки жидкость отстаивалась, и большая часть ее сливалась; затем склянка дополнялась вновь дистиллированной водой, которая насыщалась CO_2 , и процесс выщелачивания продолжался указанным способом.

Анализы пород до выщелачивания и после выщелачивания, если для облегчения сравнения исключить в виде CaCO_3 карбонаты, имевшиеся до начала опытов в порфирите и моренной глине, приведены в табл. 40*.

Сравнение каждой пары анализов показывает совершенно отчетливо, что при действии одного раствора углекислоты кремнекислота в породе накапливается, а глинозем выщелачивается. Таким образом, экспериментальные лабораторные данные как будто вполне подтверждают наши соображения, что в процессе выветривания алюмосиликатных горных пород могут выноситься в растворе большие количества Al_2O_3 . Не лишне подчеркнуть, что процессы, происходившие при наших опытах, могли иметь не только чисто химический, но и биохимический характер, так как в сосудах, в которых происходила обработка пород углекислотой, конечно, должна была развиться бактериальная жизнь.

При решении вопроса о происхождении растворов, содержащих соединения алюминия, кроме явлений латеритного выветривания, необходимо, мне кажется, тщательно учитывать возможность образования при выветривании растворимых сернокислых солей алюминия. Я указывал на это уже в первой своей статье о происхождении бокситов и с еще большей уверенностью могу говорить о значении сульфатов в процессе переноса алюминия в настоящее время, после исследований Безрукова и Яншина в Мугоджарах, где названные геологи обнаружили присутствие значительного количества сернокислых солей алюминия. Здесь нижняя часть пласта бобовой руды состоит из обычного боксита, в основной же массе верхней его части содержится большое, до 12%, количество SO_3 , а также белые желваки, которые, по исследованию Рожковой и Соболевой, состоят в основном из сульфатов алюминия. Анализы бобовин и основной массы обогащенного SO_3 боксита приведены в табл. 41, а алунитовых желваков — в табл. 42, заимствованных из работы Рожковой и Соболевой (1936). По простиранию бокситовый слой переходит в железистые песчаники и пески, среди которых также залегают прослой конкреций алунита; анализы последних приводятся в табл. 42 вместе с пересчетами на минералогический состав, произведенными Рожковой и Соболевой.

Приведенный минеральный состав не оставляет сомнений в том, что при его формировании растворы сернокислых солей алюминия и железа играли серьезную роль, и мы не имеем оснований отрицать эту роль и в других случаях. Выделение из растворов сульфатов было обусловлено какими-то особыми причинами, восстановить которые пытаются в своей статье Рожкова и Соболева; в остальных же случаях растворы сернокислых солей, попадая в озерные бассейны, давали гидраты окисей. Что сульфатные растворы могли иметь при образовании мезозойских бокситов большое значение, говорит между прочим широкое распространение в районах их развития пород, обогащенных сульфидами. Обсуждая интересующий нас сейчас вопрос, Яншин говорит между прочим следующее (1937):

* В анализе порфирита до обработки углекислотой явно допущена ошибка, так как полученное количество CO_2 слишком велико. Повторить анализ вследствие израсходования материала не удалось.

Результаты обработки горных пород водой, насыщенной углекислотой

Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	П. л. п.	H ₂ O _{110°}	Сумма	CO ₂
Гранит (Южный Урал)																	
До обработки	72,59	0,41	13,17	1,81	Следы	2,68	0,05	2,35	0,69	3,08	1,01	0,06	0,09	1,60	0,14	99,73	0,14
После обработки	73,12	0,43	12,76	1,87	Следы	2,65	0,05	2,31	0,67	3,02	0,91	0,08	0,06	1,59	0,18	99,70	0,20
Порфирит выветренный (Южный Урал)																	
До обработки	50,31	2,63	15,75	1,98	Нет	13,61	0,22	1,47	5,22	3,64	0,08	0,51	0,17	11,55	0,11	107,25	0,41
После обработки	50,63	2,60	15,77	2,90	Нет	12,91	0,13	0,74	4,81	3,63	0,11	0,49	0,13	5,18	0,36	100,39	0,41
Змеевик выветренный (Южный Урал)																	
До обработки	36,02	Нет	1,25	4,00	0,39	1,01	0,15	0,51	39,75	Нет	—	Нет	Нет	16,82	0,52	100,42	—
После обработки	38,60	Нет	0,59	4,97	0,54	1,03	0,09	0,39	39,17	Нет	—	Нет	Нет	14,12	0,66	100,16	—
Каолин (Глухов)																	
До обработки	57,59	0,61	30,10	0,48	0,04	—	Следы	0,30	0,12	—	—	—	—	9,41	0,52	99,17	0,73
После обработки	58,48	0,69	32,39	0,39	0,04	—	Следы	0,03	0,01	—	—	—	—	9,20	0,58	98,81	0,96

Таблица 41

Анализы верхней части бокситового слоя одного из месторождений Мугоджар (в %)

Компоненты	Основная масса	Бобовины
SiO ₂	24,78	12,42
TiO ₂	1,07	1,82
Al ₂ O ₃	40,60	17,88
Fe ₂ O ₃	13,01	58,15
FeO	0,38	0,86
MnO	0,20	0,15
CaO	Нет	Следы
MgO	»	»
SO ₃	12,83	0,39
P ₂ O ₅	0,17	0,28
H ₂ O 110°	1,23	1,69
П. п. п.	5,72	7,08
Сумма	99,99	100,72

Таблица 42

Анализы алунитов из боксита и песчаников Мугоджарских месторождений (в %)

Компоненты	Конкреции из боксита		Конкреции из песчаников	
SiO ₂	0,57	5,98	0,38	
TiO ₂	Следы	0,33	Следы	
Al ₂ O ₃	37,29	35,85	37,71	
Fe ₂ O ₃	0,59	1,43	0,72	
CaO	0,39	0,15	0,11	
MgO	0,16	0,11	0,07	
K ₂ O	9,55	7,25	9,39	
SO ₃	35,55	33,92	36,27	
H ₂ O 110°	0,25	0,36	0,29	
П. п. п.	15,66	15,06	15,58	
Сумма	100,01	100,44	100,52	
Минералогический состав конкреций:				
Алунит	83,96	63,37	82,65	
Алуминит	6,59	11,69	3,75	
Вертеманнит	4,45	—	—	
Кшанит	1,57	16,04	10,29	
Гиббсит	2,29	1,35	1,03	
Кварц	—	5,48	1,56	

«Обращает на себя внимание приуроченность бокситоносных районов к полосам пиритизации древних пород. На Енисейском кряже в районе распространения бокситов сильно пиритизированы все породы докембрия. На Салаире сильно пиритизированы метаморфические сланцы и, кроме того, широко развито сульфидное оруденение. Г. С. Лабазин отмечает, что все месторождения бокситов на Салаире лежат вблизи участков сильного оруденения. В Акмолинском районе значительным распространением пользуются сублиматные вкрапленники сульфидных соединений в порфириновых ла-

вах силур-девона. Наконец, на Урале и в Мугоджарах все месторождения бокситов приурочены к полосе, расположенной на восток от зоны кристаллических сланцев, — полосе, в которой широко развиты и пиритизированные изверженные породы, и сульфидные месторождения гидротермального типа. Вместе с тем на западном склоне Урала, где континентальные юрские отложения известны теперь в большом количестве пунктов от бассейна р. Печоры до Актюбинской области, мы не имеем ни одного месторождения бокситов. Невольно возникает мысль о связи этого явления с отсутствием на западном склоне Урала палеозойских формаций, богатых серпистыми соединениями».

Если мы при оценке сказанного примем еще во внимание состав вод, получающихся при выветривании пород, обогащенных сульфидами (см. выше, стр. 515), то крупная роль, которую могли играть в процессе образования бокситов сернокислые соли алюминия, сделается для нас в высшей степени вероятной.

Посмотрим теперь, что говорит фактический материал о самом процессе отложения бокситов в тех озерных бассейнах, в которые попадали растворы соединений железа и алюминия.

Первое, что в этом отношении обращает на себя внимание, это приуроченность бокситов к окраинным частям заполненных озерными отложениями древних котловин. Повидимому, как правило, бокситы залегают, однако, не на самом краю котловин, а в некотором небольшом расстоянии от него. Такое положение залежей имеет место на всем огромном протяжении Урала и в Акмолинском районе; лишь в Енисейском крае, по наблюдениям Шукиной, бокситоносная фация заполняющих древние котловины пород приурочивается к средним их частям. Такое отклонение от общего правила объясняется, быть может, небольшими размерами древних карстовых воронок или же какими-то не известными еще нам причинами. Указанные условия залегания залежей свидетельствуют, повидимому, о том, что условия озерной среды быстро нарушали равновесие растворов, и потому растворенные вещества выделялись в близком расстоянии от берегов бассейна. В огромном большинстве случаев выделение соединений Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 происходило совместно, с тем, однако, различием, что окислы алюминия и титана осаждались близ берегов почти нацело, и здесь в отдельных случаях возникали почти чистые алюминиевые руды, а окислы железа частично совместно с SiO_2 продолжали осаждаться и в удаленных от берегов частях озерных котловин. На это указывают многочисленные наблюдения Безрукова, Белоусова и Яншина на Южном Урале и в Мугоджарах, Великовской — в Акмолинском районе и отчасти, наконец, Шукиной — в Енисейском крае. Наиболее ярко выражается это в том, что по мере удаления от окраин котловин бокситы и бокситовые бобовины в заполняющих котловины глинах сменяются железистыми, часто сильно кремнистыми. Необходимо еще отметить, что в пределах Сосновского месторождения в Акмолинском районе глины с железистыми бобовинами в средних частях котловины в свою очередь замещаются глинами с конкрециями известняка (Великовская, 1936). Таким образом выделение веществ, приносимых в озера впадавшими в последние текучими водами, происходило в определенной последовательности.

То, что бокситы заключают в себе железо в подавляющем числе случаев почти исключительно в окисной форме, может наводить на мысль о том, что среда, в которой происходило выделение окислов, была резко окислительной; это обстоятельство, между прочим, может рассматриваться как серьезное доказательство того, что бокситы образуются, согласно латеритной теории, в результате выветривания на самой поверхности почвы. Более внимательное изучение вопроса показывает, что дело могло обстоять

и существенно иным образом. Присутствие в месторождениях Среднего Урала в значительном количестве сидерита, лептохлоритов и пирита указывает, что на дне бассейнов или по крайней мере в более глубоких частях отлагавшихся здесь осадков существовали и восстановительные условия.

Ввиду того, что названные выше минералы в значительных количествах находимы были до настоящего времени только в бокситовых месторождениях Среднего Урала, может казаться, что образование их было вызвано исключительными местными условиями, которые в других местах не могли осуществляться. Бокситы всех месторождений имеют, однако, одно общее свойство, которое при углубленном изучении его может послужить серьезным аргументом против господства окислительных процессов в момент образования материнского вещества бокситов. Свойство это — магнитность, которая присуща бобовинам боксита и которую нельзя объяснить механической примесью частиц обломочных магнитных минералов. Вопрос о происхождении магнитности бокситов был подвергнут специальному исследованию со стороны Е. В. Рожковой и Н. В. Соловьева (1936), которые получили весьма интересные результаты.

Уже давно известно, что, осаждавая гидраты из растворов смеси окисных и закисных соединений железа, можно получить после высушивания их при повышенной температуре магнитные вещества. Рожкова и Соловьев констатировали, что магнитность наблюдается и в том случае, если гидраты осаждаются из смеси растворенных солей железа и алюминия, а высушивание их происходит при невысокой температуре. Ниже я привожу результаты их опытов.

Если сказанное справедливо, то в магнитности бокситов можно видеть весьма серьезное доказательство того, что осаждение железа происходило, хотя бы и частично, из закисных соединений его. Это может указывать, что среда на дне озер не была резко окислительной. Обстоятельство это представляет в вопросе о способе отложения бокситов и другой интерес, показывая еще раз, что мы имеем здесь дело с выделением вещества из растворов, а не с переносом продуктов разрушения ранее существовавших залежей во взвешенном состоянии.

Нам остается поставить вопрос о самом существе процесса выделения окислов, о причинах, вызывающих это явление.

С самого начала приходится признать, что имеющийся в нашем распоряжении материал еще далеко недостаточен для действительного решения этого вопроса, и пока приходится ограничиться лишь указанием возможных путей таких решений. Здесь могут быть две принципиально отличных одна от другой точки зрения.

Можно принять, что осаждение комплекса гидроокисей, которые образуют бокситы, происходило под влиянием жизнедеятельности микроорганизмов и в частности — особых бактерий, как это признается многими исследователями по отношению к морским и озерным железным рудам, в том числе и бобовым. Такая точка зрения мне представляется вполне законной, но приходится прежде всего подчеркнуть, что доказать ее правоту в настоящий момент представляется еще совершенно невозможным. С другой стороны, биохимическая точка зрения, взятая в указанном виде, совершенно не может, по крайней мере в настоящий момент, объяснить те особенности в распределении Al, Ti, Fe, Si и Ca среди озерных отложений, которые были отмечены выше. Не входя, в силу полной неизученности вопроса, в обсуждение предположений о непосредственном участии тех или других организмов в образовании бокситов, я считаю необходимым подчеркнуть, что косвенное участие биохимических факто-

ров в процессе отложения наших руд для меня является несомненным. Мы знаем, что биохимические процессы в значительной мере определяют состав озерной и иловой воды, в которой происходят рудообразующие реакции, и в частности рН озерных растворов, которая, судя по всему, играет здесь чрезвычайно важную роль.

Вторая точка зрения — чисто физико-химическая — выставлена была Хаббардом (Hubbard, 1922), мною (Архангельский, 1933) и другими авторами, признававшими химическое, осадочное происхождение бокситов, и чрезвычайно интересно развитая и экспериментально обоснована в Институте геологии и минералогии Е. В. Рожковой и Н. В. Соловьевым (1936). В основе она сводится к тому, что растворы, содержащие Fe, Al и Ti и приносимые в озера источниками и ручьями, попадают здесь в иные физико-химические условия и под влиянием их выделяют заключающиеся в них вещества. Эта точка зрения, если принимать ее в той форме, которая предложена Рожковой и Соловьевым, достаточно удовлетворительно, по крайней мере для настоящего момента, объясняет и распределение бокситовых залежей и распределение в осадках древних озерных бассейнов железо-алюминиевых и железистых конкреций и, наконец, делает интересную попытку объяснить и самую структуру руды.

Для изложения чрезвычайно интересных выводов, которые делаются упомянутыми авторами из их экспериментальных работ, я приведу большую выдержку из статьи Рожковой и Соболевой.

«Структуры, близкие к бобовым, были получены при медленном осторожном приливании раствора аммиака, какой-либо щелочи или соли слабой кислоты и сильного основания к растворам, содержащим соли закиси или окиси железа и алюминия.

«Выпадающие в этих условиях гидраты состоят из скоплений мелких округлых образований, которые имеют следующее своеобразное строение: внешняя периферическая часть представлена довольно тонкой оболочкой, окрашенной в светлые тона, и внутренняя часть состоит из более темного вещества. В случае, если осаждение ведется из растворов, содержащих только соли алюминия, бобовины выпадают белыми; если — из растворов закисного железа, то бобовины окрашены в зеленоватый цвет и если указанные соли содержат окисное железо, то цвет бобовин обычно желтовато-коричневый. Первое время по образованию бобовины мелкие, располагаются у самой поверхности (при осаждении аммиаком), затем, постепенно сливаясь одна с другой и покрываясь общей оболочкой, образуют более крупные бобовины, которые постепенно падают на дно. Приливание избыточных количеств аммиака или какой-либо другой щелочи приводит обычно к образованию сплошного бесструктурного геля, который, быстро увеличиваясь в объеме, как бы поглощает бобовины и превращает их в однообразную массу геля. Было установлено, что для получения бобовых структур из растворов различных солей, безразлично каким реактивом пользоваться¹; необходимо, чтобы соблюдалось одно только условие: изменение рН среды.

«Соседниения железа (закисного и окисного) и алюминия обладают кислой реакцией. При осторожной нейтрализации бобовые структуры неизменно образуются, причем в первый момент их образования, который наступает обычно при рН 2,5—3, появляются легкие полые прозрачные футлярчики, которые при стоянии легко снова переходят в раствор, а при дальнейшем прибавлении щелочи становятся плотными, непрозрачными и надолго устойчивыми.

«Измерение рН среды показывает, что щелочность к моменту образования устойчивых бобовин заметно увеличивается и становится больше рН 4. Бобовины быстро разрушаются и образуют бесструктурный гель, если рН среды тотчас по их получении будет иметь значение 7. Если же бобовому осадку дать постоять 30—60 минут, то дальнейшее изменение рН не разрушает его структуры. Бобовые структуры сохраняются в этом случае даже при значении рН 9—10.

«Измерение рН раствора, из которого выпадают бобовины, и самих бобовин дает всегда различные результаты: рН бобовин всегда больше рН среды.

«Интересные наблюдения удалось сделать, прибавляя к растворам солей закисного железа и алюминия некоторое количество растворимого стекла. В этом случае при постепенной нейтрализации раствора выпадают бобовины очень крупные (диам.

¹ При наших опытах мы часто пользовались органическими основаниями, как например, пиридин, диэтиламин и др.

3—4 см), которые при действии какой-либо минеральной или органической кислоты постепенно растворяются, оставляя прозрачный легкий белый скелетик.

«Бобовины, содержащие в своем составе коллоидный кремнезем, представляют собою достаточно прочные образования. Их можно промывать сильной струей воды в чашке, затем отбирать крупной рукой и снова складывать в сосуд, причем никаких заметных деформаций они не испытывают.

«Однако подсушивание на воздухе свежесвиделенных бобовин приводит к их разбуханию. Как только гель начинает терять последнюю воду, бобовины сжимаются и разрушаются. Очевидно, уплотнение их будет происходить лишь одновременно с медленной диффузией внутрь пленки, состоящей, по видимому, из основных солей, новых порций вещества.

«При постепенной потере воды слоем отложившегося коллоида, состоящего из отдельных бобовин и геля, происходит неизменно растрескивание подсыхающего вещества в различных направлениях, в некоторых случаях с образованием небольших обособленных участков. Какая деформация происходит при этом в самих бобовинах, наблюдать не удалось, однако, допустить, что бобовины при этом остаются не деформированными, невозможно.

«Воды потоков, попадая в бассейны, изменяют свою начальную концентрацию водородных ионов. Скачок в изменении pH сопровождается выпадением геля бобовой структуры.

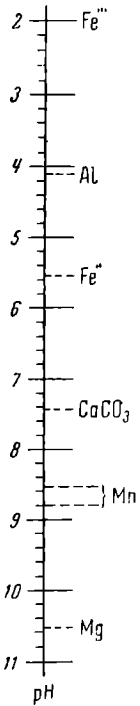
«Вероятнее всего, что среда бассейна, в котором отлагались бокситы, была полностью или отчасти восстановительной. Присутствие сидерита, шамозита (в бокситах среднеуральских месторождений) и пирита является прекрасным подтверждением этого факта. Образование магнитных, коллоидных окислов железа также представляет доказательство того, что среда не была полностью окислительной и наряду с окисными соединениями железа существовали закисные.

«Различные, часто незначительные колебания концентрации водородных ионов могут вызывать появление известных уже нам типов бобовых бокситов. Чтобы понять условия их образования, надо принять во внимание свойства железа и алюминия давать гидраты окислов при различных pH.

«В таблице (рис. 8) приведены значения pH для интересующих нас элементов при выпадении их в виде гидратов окислов.

«При проникновении кислых береговых вод в щелочные воды бассейна в первую очередь (pH=4) будут выпадать преимущественно гидраты окиси алюминия и окисного железа и, быть может, небольшие количества закисного железа; в последующую, при pH=5,0—6,0 — соединения закисного железа и меньшее количество гидрата окиси алюминия. Очевидно, этим фактом должно быть объяснено то явление, что у берегов водоемов откладываются руды с большим содержанием глинозема, тогда как в центральных его частях количество глинозема иногда настолько падает, что боксит постепенно переходит в железную руду. Изменением pH на коротких расстояниях как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, очевидно, можно объяснить и постоянную изменчивость руды. Для некоторых разновидностей бокситов, как уже указывалось выше, удавалось наблюдать присутствие мелких алюминиевых бобовин, окрашенных в светлые тона наряду с крупными, сильно железистыми. Одновременное присутствие тех и других легко объяснить, если принять во внимание ту же очередность выпадения окислов в зависимости от концентрации водородных ионов. В первую очередь, как это показывает эксперимент, выпадают мелкие бобовины, состоящие в основном из гидратов окиси алюминия, в последующую, когда относительные количества железа и алюминия в растворе, вследствие выпадения алюминиевых бобовин, изменятся, появляющиеся вновь бобовины содержат окислы и алюминия и закиси железа в иных соотношениях, с преобладанием гидратов закисного железа. Надо принять во внимание, что бобовины, выпадающие из разбавленных сред, всегда более крупные в сравнении с теми, которые появляются в средах более концентрированных. Мелкие алюминиевые бобовины, выпавшие в первую очередь, или сохраняются и тогда представляют собою микроскопические бобовины цемента (основной массы вещества) или постепенно, в связи с колебаниями pH, изменяют свою структуру, превращаются в тонкозернистый, а впоследствии, может быть, и в бесструктурный гель. Крупные бобовины, выпавшие вследствие последующих изменений pH среды, уплотняются благодаря диффузии вещества внутрь бобовины, образуют плотные железистые, часто магнитные бобовые образования, которые мы обычно наблюдаем в бокситах.

Рис. 8. Порядок выпадения гидратов Fe, Al и других в зависимости от изменения pH, по Бриттону.



«Подсушенные гидраты приобретают заметную магнитность в том случае, если в растворе, из которого они были получены, содержались соли закисного железа. Если же в растворе соли закисного железа отсутствовали и все железо содержалось в виде окисных солей, подсушенный осадок был немагнитным. Кроме того, наши наблюдения над свежевыделенными гидратами закисного железа показывают, что они очень быстро теряют воду. В случае, если гидрат закиси железа медленно окисляется и медленно подсушивается на воздухе, количество воды, которое в нем содержится, укладывается в соотношениях $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

«Различными исследователями, получившими магнитные гидраты окислов из смеси солей закисного и окисного железа, взятых в эквимолекулярных магнетиту количествах, установлено, что получающиеся вещества представляют собою магнитную разность гематита, кристаллизующуюся в отличие от немагнитных разностей в правильной системе.

«Магнитные окислы, полученные Frebold и J. Hasemann, высушенные при 105° , представляют собою вещества коричнево-красного цвета, которые содержат весьма малые количества закисного железа (в одном случае 2,69%, в другом 0,42%) и воды, но обладают сильной магнитностью. При наших опытах выделения магнитных гидратов окислов было выделено несколько разновидностей их: совершенно черная, коричневатая-черная и коричневатая-красная в зависимости от растворов исходных солей, взятых для осаждения, и от щелочи, которая употреблялась для получения гидратов.

«В случае осаждения аммиаком закисного и окисного железа в количествах, эквивалентных магнитному железняку, получаются, главным образом, черные разности; при обработке содой солей закисного железа образуются исключительно темнокоричневые, сильно магнитные разности.

«Интересно сопоставить полученные результаты с теми наблюдениями, которые удалось сделать над соединениями железа при изучении бокситов.

«Как уже указывалось выше, бокситы окрашены в коричневатые или красноватые тона содержащимися в них окислами железа, причем очень часто коричневатая кирпично-красная основная масса обладает хорошо выраженными магнитными свойствами. Очевидно, явления магнитности в бокситах следует связывать с моментом выпадения соединений закисного железа, которые в виде зольей железоорганических соединений или истинных растворов присутствовали наряду с соединениями алюминия. Их осаждение и последующее окисление привело к образованию магнитных и маловодных или почти безводных окислов.

«Попробуем теперь несколько подробнее остановиться на условиях образования боксита на дне какого-либо небольшого бассейна: озера, карстовой воронки или болота.

«Воды, содержащие в своем составе окислы железа, алюминия и кремнезема, приносимые в бассейн, могут иметь щелочную или кислую реакцию; pH этих растворов в соответствии с растворимостью алюминиевых соединений может быть или выше 7, что будет соответствовать щелочному раствору, или ниже 7, что соответствует кислому раствору, способному извлекать алюминий из пород. В этих последних условиях происходит интенсивное растворение соединений окисного железа.

«Воды, питающие озера, болота и другие водоемы, приносятся потоками, которые берут свое начало на недалеком расстоянии от места впадения. Если принять во внимание сильную пиритизацию палеозойских пород в районах месторождений, то нетрудно себе представить, что эти потоки могли иметь достаточно кислую реакцию от присутствия некоторых количеств сернокислых солей алюминия и железа. Реакция вод бассейнов, находящихся в соприкосновении с известковыми массивами, будет несомненно иметь слабо щелочный характер.

«На строение самой бобовины также должна оказывать влияние концентрация водородных ионов той среды, из которой бобовины выпадают. При малых значениях pH периферическая часть бобовины состоит из основных алюминиевых солей, впоследствии переходящих в гидраты, тогда как внутренняя часть, более щелочная, содержит гидраты окисла алюминия и закисного железа. Если гели алюминия и железа выпадают одновременно, бобовина имеет однородный характер, и периферическая часть ее по виду отличается от ядра.

«Как уже указывалось, бобовые бокситы содержат чрезвычайно небольшие количества известки и магнезии, которые, повидимому, могут быть связаны отчасти с обломочными минералами (например, со сфеном и отчасти с тонким глинистым веществом, приносимым с берега). Невозможно допустить, чтобы воды, как поступающие с континента, так и находящиеся в водоеме, не содержали бы некоторого количества углекислых соединений известки, тем не менее известка входит в состав бокситов в очень малых количествах. Возможно, что углекислая известка не осаждается с гидратами алюминия и железа вследствие того, что осаждение ее происходит при $\text{pH} > 7$, при которых бобовые структуры не образуются».

Всемерно подчеркивая интерес и значение опытов Рожковой и Соловьева с получением бобовин, я в то же время считаю необходимым отметить, что вопрос этот в окончательной форме решенным, как это, повидимому, думают некоторые из моих товарищей, считаться не может. При оценке результатов опытов прежде всего необходимо иметь в виду, что твердых бобовин при них пока получить не удалось, и полученные образования при всем их внешнем сходстве с бобовинами бокситовых месторождений отождествлять с последними отнюдь еще нельзя.

Во-вторых, обстановка опытов была чрезвычайно далека от природной, и потому переносить их результаты на рудообразование без дальнейшей тщательной проработки вопроса мы без оговорок пока не имеем права. Все это заставляет желать дальнейшего развития начатых так удачно экспериментов.

У. КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ БОКСИТЫ

1. БОКСИТЫ ТИХВИНСКОГО РАЙОНА

Я не говорил до сих пор о нижнекаменноугольных бокситах Тихвинского района, месторождения которых стали у нас известны раньше других, и которые в настоящее время уже доставляют сырье для алюминиевых заводов. Объясняется это тем, что Тихвинские месторождения не изучались Институтом геологии и минералогии, и в моем распоряжении по этому вопросу имеется лишь скудный и крайне разнородный литературный материал. Основываясь на этом материале, я уже высказал свою точку зрения на тихвинские бокситы в первой своей статье, и мне остается повторить ее, несколько расширив изложение на основе вновь появившихся работ А. Н. Волкова (1934) и С. Ф. Малявкина (1937).

Постелью залежей тихвинских бокситов являются в одних случаях зеленоватые и синеватые глины девона, а в других — пестрые или серые глины с прослойками угля, угольной сажи и черных глин; эти последние породы относят уже к каменноугольной системе. Кровлей бокситов в тех случаях, когда сохранилась нормальная последовательность слоев и покрывающие их коренные породы не уничтожены ледником, служат глинистые и песчаные породы угленосной свиты каменноугольной системы. Из сказанного следует, что залежи тихвинских бокситов приурочены к нижним горизонтам континентальных угленосных отложений каменноугольного периода.

Подробно и надлежащим образом условия залегания бокситов, а также строение последних и вмещающих их пород еще не описаны. Чтобы представить себе их, приходится использовать весьма краткие геологические указания в последней статье Волкова (1934). К сожалению, понимание приводимых им разрезов сильно затрудняется, с одной стороны, тем, что автор пользуется при своих описаниях, главным образом, местной рудничной терминологией, а с другой, — тем, что, стоя на точке зрения латеритной теории, он весьма широко пользуется термином «латерит», который в данном случае весьма мало что объясняет. Напомню, что, по терминологии Гаррасовича (Harrassowitz, 1926), проводимой у нас Малявкиным (1925, 1926, 1927, 1937) и принятой в Тихвинском районе, под именем аллютов разумеются «разнообразные породы, в составе которых преобладающую роль играют свободные гидраты глинозема, что, выражается существованием отношения $Al_2O_3 : SiO_2 > 1$ ». Под именем сиацитов Малявкин понимает «породы, в которых химическим анализом сво-

бодного глинозема не обнаруживается, но которые находятся в тесной генетической связи с аллитами, и в которых присутствие свободных гидратов глинозема может быть открыто комбинированным, микроскопическим, физико-химическим (кривые нагревания и обезвоживания) и рентгеноскопическим анализом» (Малавкин, 1937). Латериты Волкова отвечают, если не принимать во внимание генетический смысл этого термина, повидимому, аллитам и ссиллитам, взятым вместе.

На рис. 9 воспроизводится разрез, данный Волковым для одного месторождения. Разрез этот сопровождается следующим, чрезвычайно интересным для наших целей описанием (Волков, 1934).

«Как видно из разреза через месторождение, поверхность верхнего девона с латеритной корой постепенно понижается к югу и обозначается довольно широкая низина с отметкой верхнего девона менее 85 м, тогда как в северной части этого разреза поверхность девона несколько более 100 м. По мере продвижения по данному разрезу на юг при достижении

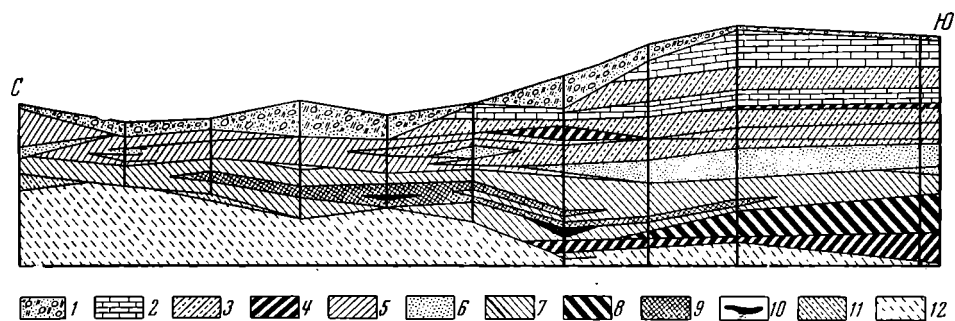


Рис. 9. Продольный разрез месторождения бокситов, по Волкову:

1 — валунная глина; 2 — известняк; 3 — песчанистая глина; 4 — черная и серая глина; 5 — пластичная глина; 6 — песок и песчаник; 7 — ссиллит; 8 — черный и серый ссиллит; 9 — аллит; 10 — боксит; 11 — нестроичетная глина; 12 — девон.

верхним девонем абсолютной высоты около 88 м, начинают на девоне появляться черные, углистые, гумусовые глины. Мощность этих глин постепенно, по мере понижения поверхности верхнего девона, возрастает.

«Латеритные образования нормального характера в северной части разреза приобретают постепенно к югу серый землистый характер, лишаются почти совсем железа, содержат углистые частицы и постепенно вытесняются указанными глинами.

«Оставляя пока в стороне физико-химическую сторону изменения латеритов под влиянием гумусовых и углистых образований, так как этот вопрос служит предметом особого исследования, остановимся на отношении углистых глин и серых латеритов.

«Во-первых, углистые глины и серые латериты южной части разреза, повидимому, одновременны или очень близки по времени своего образования с обычными латеритами северной части месторождения. Следовательно, необходимо допустить, что в то время как в пониженностях происходило образование болотного характера черных углистых глин, по окраине этого болота на более высоких частях шло латеритное выветривание».

«Если,— говорит он,— обратит внимание на геологический разрез, проведенный не через одно месторождение, а на протяжении нескольких километров и через несколько месторождений, то наблюдается такая картина. Латеритная кора находится, вообще говоря, не только в пониженных частях верхнедевонского рельефа, она покрывает большую часть верхнедевонских пород. К пониженностям же приурочены только вздутия, т. е. те места, где латеритная кора имеет наибольшую мощность. К этим местам наибольшей мощности и приурочены бокситы, как одна из зон латеритных пород. Во-вторых, можно наблюдать, что латеритная кора имеет большую мощность в тех местах, где развиты мощные глины и мелкоземы описанного выше типа; напротив, где

последние развиты мало или замещены кварцево-слюдистым песком и песчаниками, латеритная кора или слабо выражена, или, наконец, отсутствует.

Таким образом латериты приурочены лишь к небольшим понижениям, так сказать, понижениям второго порядка. Более обширные и глубокие понижения заполнены гумусовыми глинами болотного типа; латериты в таких понижениях или отсутствуют, или носят своеобразный характер, и остается еще не изученным вопрос о том, находятся ли они там во вторичном или коренном залегании».

Кроме описанного месторождения Волков дает еще сводный разрез по южной части бокситового района, воспроизводимый нами на рис. 10.

Строение, химический и минералогический состав бокситов и сопровождающих их пород для Тихвинского района известны еще очень плохо.

Отметим, что тихвинские бокситы по своей структуре очень сильно отличаются от ранее нами описанных; здесь преобладают частью каменистые, частью же более рыхлые красные или пестро-окрашенные породы, не имеющие бобового или оолитового строения, нередко сильно пористые. Бобовые разности, однако, встречаются и здесь, образуя прослои и линзы в

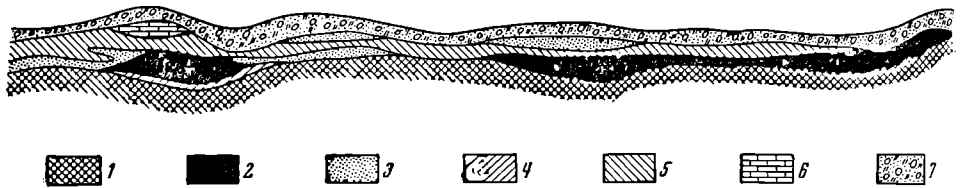


Рис. 10. Разрез по южной части Тихвинского бокситорудного района, по Волкову:

1 — верхний девон; 2 — латериты; 3 — пески C_1^1 ; 4 — пестроцветная глина; 5 — глины C_1^1 ; 6 — известняк; 7 — валунная глина.

обычном боксите. По минералогическому своему составу тихвинские бокситы в основном являются диаспоровыми.

Переходя к вопросу об условиях образования тихвинских бокситов, приходится отметить, что в литературе по этому поводу имеется крайнее расхождение мнений и что для объяснения генезиса тихвинских месторождений были высказаны чуть ли не все возможные гипотезы.

Большинство геологов, именно Стопневич, Аншелес и Волков, рассматривают эти месторождения как месторождения выветривания, но в деталях эти авторы очень сильно расходятся. Стопневич (1919) считал возможным рассматривать тихвинские бокситы, как terra rossa, образовавшуюся за счет выветривания известняков, повидимому, в недавнее геологическое время.

Предположение это совершенно неправильно, так как никаких следов известняка под бокситами не имеется и нельзя найти никаких указаний на то, чтобы ранее они в Тихвинском районе на месте бокситов существовали.

С прослоями известняка, существовавшими ранее на месте тихвинских бокситов, связывает образование последних также и А. Е. Ферсман (1922), но процесс их формирования рисуется ему совершенно иначе, чем Стопневичу.

«Происхождение бокситовых скоплений,— говорит Ферсман,— крайне изменчивых по своему составу, делает наиболее вероятным предположение, что они образовались путем гидрохимического изменения ранее бывших прослоев известняка, и что этот

процесс приходится скорее всего относить к тому огромному континентальному периоду, который наступил в этом районе с момента отхода на восток каменноугольного моря. Лично я связываю его с прибрежным преобразованием береговой полосы известняков при отступании каменноугольного моря к востоку и готов видеть начало бокситизации еще в периоды отложения на востоке продуктового известняка».

Каким именно образом происходило упомянутое «гидрохимическое изменение», автор не указывает, но из общей последовательности изложения можно заключить, что здесь имеется в виду метасоматическое замещение известняков полуторными окислами при взаимодействии их с растворами сульфатов алюминия и железа, образующимися при окислении колчеданов, рассеянных в толще песчано-глинистых пород угленосной свиты.

Весьма близко к А. Е. Ферсману по своим взглядам стоит Аншелес (1927). Автор этот также связывает образование тихвинских бокситов с разложением каменноугольных глин под действием растворов серной кислоты, возникших при окислении колчеданов. Образующиеся при этом сульфаты алюминия под действием растворов бикарбонатов, уголекислоты или при взаимодействии с известняками выделяют гидраты глинозема.

Принимая во внимание, что в Тихвинских месторождениях известняков под бокситами не имеется, Аншелес полагает, что осаждение глинозема здесь происходило главным образом при действии растворов двууглекислого кальция, и лишь отчасти, быть может, причиной осаждения являлся мергель.

Доказательством правильности своих взглядов Аншелес считает следующее:

1) нахождение тихвинских бокситов именно среди отложений угленосной свиты, которые всегда богаты пиритом;

2) расположение их в полосе выходов угленосной свиты на поверхность, где условия благоприятны для окисления пирита;

3) непосредственным подтверждением того, что разложение глин серной кислотой здесь происходило, служит то, что в глинах, сопровождающих бокситы, до сих пор циркулируют растворы сернокислых соединений алюминия, калия и пр.; на это указывает анализ водной вытяжки из них; отложение в пустотах боксита соединений, в состав которых входит серная кислота и алюминий, как алунит и др., также указывает на существовавшие здесь процессы разложения глин серной кислотой;

4) глины угленосной свиты часто содержат кальцит, и из продуктовых известняков, которые развиты в непосредственной близости от Тихвинских месторождений, вытекают растворы двууглекислого кальция; таким образом, налицо имеются и необходимые условия для выпадения из растворов сульфатов гидратов окиси алюминия.

На вопросе о времени образования бокситов Аншелес не останавливается; легко, однако, видеть, что, принимая его точку зрения, мы должны будем отнести процесс бокситизации к сравнительно недавнему прошлому. Для окисления пирита, находившегося в глинах, необходим свободный доступ кислорода, а это могло иметь место лишь после того, как с пород угленосной свиты эрозией были удалены покрывавшие ее ранее толщи более молодых пород.

Волков выдвигает по отношению к тихвинским бокситам ту же самую гипотезу латеритного выветривания подстилающих их осадочных пород, которая Н. И. Архангельским предложена была по отношению к мезозойским бокситам Среднего Урала, и применяет для доказательства своих предположений тот же метод химических анализов. Проанализировав ряд образцов, взятых в трех пунктах из различных горизонтов пород,

отделяющих настоящие бокситы от девонских глин, он приходит к заключению, что переход от последних к бокситам совершается постепенно.

«Все промежуточные между верхлудевонскими глинами или мелкоземами и бокситовыми породами» образования, — говорит он, — представляют не что иное, как непрерывную последовательную цепь изменений как с физико-минералогической, так и с химической стороны, совпадающую полностью с теми изменениями, которые наблюдаются при процессе латеритного выветривания.

«Таким образом вытекает, что по крайней мере те латеритные образования, которые нами рассмотрены, лежат *in situ*.

«Для доказательства этого положения, так сказать, «от противного», я попытался рассматривать тихвинские латериты, как образования не *in situ*, а как аллювиальные. Пренебрегая всеми данными минералогического исследования, можно допустить существование таких (правда, необычных) условий, при которых осаждалась в бассейне мусть, состоящая, с одной стороны, из настоящего, почти чистого боксита, а с другой стороны, — из какого-либо тонкого илесто-песчанистого материала, причем осаждалась так удачно, что образовывалась постепенно изменяющуюся цирпорцию в соотношении между бокситовым веществом и илом, т. е., согласно нашей схеме, вначале должно быть больше илестых частей и меньше бокситовых, затем постепенно, по мере накопления осадков, количество илестых частиц должно уменьшаться и, наоборот, увеличиваться количество бокситовых частиц.

«Прослойков, допустим, ни ила, ни более или менее чистого боксита ни разу не образовывалось».

С. Ф. Малявкин в отношении тихвинских бокситов проводит ту же точку зрения отложения в озерах и болотах тончайших частиц, возникших при разрушении первичных латеритных бокситов, с которой мы уже познакомились выше.

«Изучение условий залегания бокситов, — говорит он (Малявкин, 1926), — и их химического и минералогического состава, а также их физических свойств в связи с находками в рудном горизонте остатков каменноугольной флоры (каламиты, лепидодендроны), указывающих на существование во время образования бокситов теплого, влажного климата, привели к заключению о латеритном характере образования залежей боксита.

«Характер залегания бокситовых залежей — выполнение котловин размытого девонского ложа или линзообразное положение их среди песчано-глинистой нижнекаменноугольной толщи, тесное смешение с глинистым веществом и общая структура породы указывают на то, что латериты, послужившие для образования залежей бокситов, перенесены с места их образования и перетолжены. В дальнейшем они подверглись в некоторых местах, благодаря своей пористости, обогащению известью, которая находится обычно в виде CaCO_3 .

«Материнской породой для этих латеритов могли быть как слюдястые пески и песчаники девона (почти целиком состоящие из щелочных слюд), так и полевошпатовые породы Прионежья.

«Образовавшиеся этим путем латериты были смесены соответствующими потоками и перетолжены в мелких бассейнах, на месте которых мы наблюдаем песчано-глинистую толщу карбона, несущую все признаки озерно-речных осадков. Ясно, что переносимые во взвешенном состоянии латериты были отмучены и загрязнены лишь такой же мутью, но происходящей от размывания глин.

«Этот способ образования и обусловил загрязнение наших бокситов частично содержанием каолинита, где глинозем связан химически с кремнеземом. Этим же объясняется ничтожное содержание в наших бокситах кремнезема в виде кварца (песка)... Отсюда же и разнообразие состава бокситов как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, сопровождаемое естественным обогащением отдельных зон».

И в своей первой статье о бокситах полагал, что тихвинские бокситы подобно уральским образовались путем химического осаждения из растворов.

В докладе о генезисе бокситов СССР С. Ф. Малявкин (1937), исходя из изложенных выше представлений о крайне малой подвижности соединений алюминия в растворенном состоянии, считает, что я переоцениваю «роль химических реакций при перемещении продуктов латеритного выветривания, придавая перемещению в виде молекулярных растворов пре-

валирующее значение. Не только не отрицая этого фактора, — говорит он, — но и подчеркивая его роль в деле образования обогащенных зон, я все же продолжаю считать, что перенос совершается в виде суспензий, но не растворов. Как гипотезой А. Н. Волкова, так и гипотезой А. Д. Архангельского невозможно объяснить маловодность тихвинских бокситов.

Подавляющая их масса относится к малогидратным». Это последнее замечание для меня представляется непонятным, так как большая древность тихвинских бокситов достаточно объясняет переход их из тригидратов в моногидраты.

Нет никакой нужды критиковать все эти гипотезы, так как это в достаточной степени уже сделано в предыдущем, а в отношении взглядов Волкова дополнительные соображения интересующиеся могут найти в докладе Малявина. Полезно, однако, вместе с последним, ввиду существующего у нас увлечения составлением «латеритных профилей», отметить еще одно методическое недоразумение в работе Волкова. Чтобы доказывать латеритное происхождение бокситов тем путем, каким делает это он, нужно быть уверенным, что измененные выветриванием породы первоначально имели тот самый состав, какой свойственен подстилающим их девонским глинам. В этом заключается весь смысл латеритных профилей Гаррасовича.

Между тем в рассматриваемом случае сам Волков подчеркивает изменчивость девонских пород и устанавливает, что каменноугольные отложения чрезвычайно резко от них отличаются.

При крайне неудовлетворительном состоянии наших знаний о строении Тихвинских месторождений, конечно, очень трудно составить окончательное мнение о способе их образования. Сравнивая, однако, условия залегания бокситов в Тихвинском районе с тем, что известно относительно мезозойских месторождений, легко усмотреть большое сходство тех и других. И там, и здесь бокситы залегают среди континентальных озерных и болотных отложений; и там и здесь бокситовые залежи приурочиваются к впадинам древнего рельефа; и там и здесь бокситы, повидимому, распространены лишь в периферических частях этих котловин, а в средних частях последних замещаются отложениями иного характера, в частности, угленосными.

Все это позволяет с большой долей уверенности перенести с необходимыми, конечно, изменениями наши представления о генезисе мезозойских бокситов и на нижнекаменноугольные бокситы Тихвинского района.

2. БОКСИТЫ ТУРКЕСТАНСКОГО ХРЕБТА (СЕВЕРНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)

В 1932 г. А. П. Марковским в толще каменноугольных известняков северного склона Туркестанского хребта, в окрестностях кишлака Шахристан, южнее г. Ура-тюбе, были обнаружены бокситы, что дало повод направить сюда В. Н. Павлинова, который установил их условия залегания, а также изучил структуру и химический состав этих интересных месторождений (Павлинов, 1936). Позднее область эта изучалась А. В. Пейве, работавшим по поручению Таджикско-Памирской экспедиции и вполне разъяснившим условия залегания и строение шахристанских бокситов.

Я не могу подробно останавливаться на результатах работ А. В. Пейве, так как они производились уже после сдачи в печать этой статьи. Оказалось, что бокситы в Шахристане и в ряде других месторождений по

южной окраине Ферганской котловины залегают в основании среднекаменноугольных отложений. По залеганию среди известняков, минералогическому составу и по структуре они весьма похожи на бокситы силурийских и девонских отложений Урала и подобно им, конечно, представляют нормальные морские осадочные образования.

VI. ОБЩИЕ ВЫВОДЫ ОТНОСИТЕЛЬНО ПРОИСХОЖДЕНИЯ БОКСИТОВ И ПОИСКОВ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИХ

Из предыдущего следует, что благодаря главным образом работам последних лет бокситы в СССР открыты в четырех геологических системах: силурийской (верхний силур), девонской (нижний и граница среднего и верхнего отделов), каменноугольной (нижний и средний отдел) и юрской. Месторождения их обнаружены в большом числе пунктов на огромной территории, западной границей которой служит наша западная государственная граница, а восточная проходит несколько восточнее р. Енисея.

Несмотря на такое разнообразие возраста, резкие различия в составе окружающих пород и на крайнюю удаленность месторождений друг от друга, бокситы во всех случаях представляют нормальные осадочные химические породы, среди которых по условиям образования, по минералогическому составу и по условиям залегания можно выделить два типа: морские и озерно-болотные бокситы. Бокситы морского происхождения залегают среди известняков, образуя выдержанные пласты, которые могут быть прослежены на большом расстоянии; в минералогическом отношении они характеризуются тем, что нередко содержат лептохлориты и переходят в диаспор-шамозитовые, шамозитовые и гематитовые руды. Бокситы озерного типа залегают среди песчано-глинистых пород, нередко содержащих угли, и образуют линзы и неправильные пластообразные залежи; лептохлориты в них встречаются, повидимому, лишь в редких случаях; бокситы этого типа чрезвычайно часто переходят в бобовые железные руды.

Результаты наших исследований по вопросу о генезисе бокситов в СССР, в правильности которых я теперь совершенно твердо уверен, невольно заставляют поставить вопрос об отношении наших несомненно осадочных руд к бокситам Западной Европы и других частей света, которые, согласно, по крайней мере, господствующим воззрениям, образуются в процессе латеритного выветривания или в процессе выветривания, растворения известняков, словом, являются образованиями элювиальными.

Условия залегания наших морских восточно-уральских или среднеазиатских бокситов настолько близки к условиям залегания бокситов средиземноморской области, что я не сомневаюсь и в генетической близости этих месторождений. К сожалению, нам неизвестен минералогический состав серых и богатых пиритом бокситов, о которых говорит Фокс (см. выше, стр. 532), но мне кажется в высшей степени вероятным, что в них наряду с окислами железа и алюминия важную роль играют и лептохлориты. Как вывод из этого следует, что вопрос о происхождении бокситов средиземноморской области должен быть после наших исследований целиком пересмотрен.

Обращаясь к бокситам озерно-болотного типа, мы видим, что и они имеют близкие аналоги в других странах. Не останавливаясь на некоторых месторождениях Ирландии и Северной Америки, которые залегают

среди песчано-глинистых, несомненно осадочных пород, иногда содержащих также лигнит, и несомненно аналогичных нашим по способу их образования, я должен подчеркнуть, что и месторождения, считающиеся за тип латеритных, например, индостанские, обнаруживают очень много сходства с некоторыми из описанных выше.

Те месторождения мезозойских бокситов Урала и Акмолинского района, в которых подстилающие руду красные глины залегают непосредственно на продуктах выветривания древних пород, при недостаточном знании иных соотношений бокситоносной толщи чрезвычайно легко принять за месторождения выветривания и весьма трудно отличить от месторождений Индостана, как они изображены на приведенной выше схеме Фокса. Изучая эту схему, легко между прочим убедиться, что ходячие представления о постепенности перехода от материнских изверженных пород к бокситам ни в какой мере не подтверждаются ею. В противоположность идее о постепенном переходе мы видим, как над каолинизированным базальтом, в котором отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 2,27$, располагается сильно кремнистый литомарж, где $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 4,99$, далее — латерит $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 0,90$, боксит $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 0,02-0,11$ и, наконец, железистая кора, в которой $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ вновь увеличивается до 0,52; что касается отношения $\text{F}_2\text{O}_3 : \text{Al}_2\text{O}_3$, то в рассматриваемых нами разделах латеритного профиля оно колеблется.

Таким образом мы видим на схеме слоистое тело, в котором боксит выполняет углубления в подстилающем его латерите.

Схема Фокса наводит меня на мысль, что мы имеем здесь два совершенно различных комплекса:

- 1) базальт и продукты его выветривания и
- 2) осадочные породы, покрывающие кору выветривания совершенно так же, как это мы видим на восточном склоне Урала, в Акмолинской области и т. д.

Чрезвычайно характерно, что сходство это распространяется и несколько дальше.

По словам Фокса, бокситы в Индостане не покрывают плато целиком, но сосредоточиваются в отдельных пунктах, которые отвечают древним долинам, существовавшим еще в эпоху латеритизации и нередко сказывающимся еще в современном рельефе. Нетрудно видеть, что и в этом отношении условия залегания индостанских бокситов близки к тем, которые имеют место у нас, например, в Акмолинской области. Все это заставляет меня и в отношении так называемых первичных латеритных бокситов, развитых в тропических странах, сомневаться в правильности латеритной теории и подозревать, что очень часто и здесь мы в бокситах имеем дело с осадочными химическими породами; подозрение это особенно подкрепляется тем, что ряд геологов, исследовавших индостанские бокситы, рассматривали их, как отложения озер и болот, аналогичные озерным бобовым железным рудам.

Если вдуматься, наконец, в существо латеритной теории, как она обычно излагается, то окажется, как это, может быть, и ни странно, что в ней самой заложены элементы водной, осадочной теории. Латеритная теория не в состоянии объяснить накопление окислов алюминия и железа одними процессами выветривания и принуждена прибегать к предположению, что эти окислы переходят в раствор, что в сухое время года растворы эти поднимаются по капиллярам вверх и здесь на поверхности отлагают заключающиеся в них вещества. Легко видеть, что отсюда, по существу, один шаг и до озерно-болотной теории; чтобы перейти к ней, необходимо только предположить, что растворы, содержащие соединения железа и алюминия,

выходят, что неизбежно, на поверхность и отлагают окислы в тех болотах и озерах, в которые эти источники и ручьи впадают.

Все довольно уже многочисленны месторождения бокситов, которые мы в настоящий момент знаем в СССР, если исключить Тихвинские, найдены в течение всего 5 последних лет. Уже одно это дает основания думать, что территория СССР достаточно богата рудами алюминия, и что в будущем они могут быть найдены еще в очень многих пунктах. Вопрос о правильном направлении поисков этих новых месторождений не может быть решен, если не составить общий научно обоснованный план исследований, исходя из достаточно проверенных теоретических предпосылок. Руководя поисковыми работами в течение трех последних лет, я широко использовал свои генетические построения, основанные на предварительных исследованиях 1932 г. и в огромном большинстве случаев имел полный успех; из всех многочисленных направлений работ неудачными оказались лишь поиски бокситов в северо-западной части Донецкого бассейна. Это дает основание надеяться, что при учете опыта последних лет можно еще далее расширить наши теоретические построения и сделать общий набросок плана широких поисковых работ на ближайшее будущее.

Не может быть никаких сомнений в том, что приуроченность бокситов к определенным статиграфическим горизонтам определенных районов является не случайной и выражает некоторые общие закономерности в распределении во времени и пространстве тех физико-географических условий, которые создавали необходимые для образования бокситов предпосылки.

Попытаемся выяснить, в чем заключались эти условия, и каким образом мы можем их использовать для направления наших поисков.

Мы видели уже, что бобовые железные и железо-алюминиевые руды очень широко распространены в юрских континентальных отложениях советской Азии; для увеличения площади их распространения можно упомянуть, что к рассмотренному нами типу рудных скоплений относятся также и месторождения железных руд в бассейне р. Малки на Северном Кавказе. Что касается озерно-болотных бокситов каменноугольного возраста, то, кроме рассмотренных выше месторождений Тихвинского района и окрестностей Шахристана, известен ряд находок бокситов минералогического значения в южном крыле Подмосковного бассейна и небольшое месторождение в бассейне р. Чусовой в угленосных отложениях западного склона Урала (А. Д. Архангельский, 1933; Земятченский, 1923; Земятченский и Зильберминц, 1933; Пустовалов, 1933; Смольянинов, 1926).

Вторая половина нижнекаменноугольного и среднекаменноугольного времени (визейский, намюрский и московский века), с одной стороны, и нижнеюрское и среднеюрское время, с другой, имели на территории СССР много сходных черт. После обширного распространения моря в верхнедевонскую, этрельскую и турнейскую эпохи, со второй половины последней началась регрессия, приведшая в век отложения угленосной свиты Подмосковного бассейна к образованию огромного участка суши, охватывавшего северную и центральную части Восточно-Европейской плиты, а также значительную часть территории современного Казахстана и почти всю Сибирь.

Очень большие участки этой суши представляли низменные равнины, легко при малейших опусканиях покрывавшиеся морем, которое располагалось южнее рассматриваемого континента. В московское и уральское время благодаря одному из таких опусканий море покрыло большую часть севера Восточно-Европейской плиты, но к концу кунгурской эпохи плита вновь полностью осушилась. Еще более обширные пространства заняты были сушей в пределах территории СССР в средне- и особенно нижнеюрскую эпоху, когда море занимало только южную Кавказско-Памирскую геосинклинальную область, а также проникало в Донецкий бассейн, в Поволжье и Печорский край (вторая половина средней юры), в Ленско-Вилуйскую впадину, в Приамурье и Забайкалье. И в эту эпоху суша на огромных пространствах носила характер низменных равнин.

Этим сходство физико-географических условий двух рассматриваемых нами геологических эпох, однако, не ограничивается. И в верхнем палеозое, и в начале юрского периода низменные равнины нашего континента были покрыты огромным количеством больших и малых озер и болот; и в то и в другое время существовала богатая растительность, давшая начало огромным массам каменного угля. Из всего сказанного мы имеем право заключить, что климат обеих рассматриваемых эпох был влажный и, вероятно, достаточно теплый, что создавало весьма благоприятные условия для интенсивного выветривания слагавших сушу пород, среди которых было очень много и изверженных, обязанных своим происхождением интенсивной вулканической деятельности силурийского и девонского, а для юрского периода — также и верхнепалеозойского времени.

Неизмеримо меньше знаем мы о физико-географических условиях на границе силурийского и девонского периода, а также на границе среднего и верхнего девона, когда образовались бокситы и диаспор-шамозитовые руды Урала. Граница силура и девона, совпадающая с заключительными фазами каледонского складкообразования, является эпохой одного из наиболее крупных геократических движений земной коры, и в это время море на территории СССР сохранилось только в немногих геосинклинальных областях; морские породы, относящиеся несомненно к этой эпохе, известны у нас с достоверностью лишь на Урале и в южных дугах Тянь-шаня. Вся Восточно-Европейская и Сибирская плиты, а также значительная часть Урало-Сибирской и северная часть Тянь-Шаньской геосинклинальной области представляли в рассматриваемое время сушу. К началу верхнего девона размеры этой суши значительно сократились, но все же она оставалась достаточно обширной, и крупнейшая трансгрессия девона получила свое настоящее развитие в верхнем отделе периода. О климате рассматриваемой эпохи мы знаем по существу еще очень мало. В это время на суше происходило в озерных бассейнах и речных долинах накопление красочетных песчаных и глинисто-мергельных пород, образование которых принято связывать с жарким тропическим климатом. Выше я уже указывал, как рисует себе климатические условия верхнего силура и нижнего девона в Казахстане Кассин.

При теплом и влажном климате и обилии выходов изверженных пород в процессе выветривания должно было в большом масштабе происходить образование растворимых соединений алюминия, железа и титана. Растворы эти, поступая в озерные и морские бассейны, должны были под влиянием изменившейся физико-химической обстановки выделять находившиеся в них вещества, и при определенных благоприятных условиях могли таким образом возникать скопления железных, железо-алюминиевых и алюминиевых руд. Мы уже видели выше, что в озерах эти руды могли возникать при том условии, что по соседству были развиты изверженные породы

или осадочные породы, богатые продуктами механического разрушения изверженных, и отложение их могло происходить в такие моменты, когда принос механических осадков в силу выравнивания рельефа становился минимальным и прекращался; напомним, кроме того, что руды должны были отлагаться в периферических частях бассейнов, недалеко от берегов.

При каких условиях могло происходить накопление рудного вещества на дне морских бассейнов, мы выше не разбирали, и потому на этом вопросе придется несколько остановиться теперь. При поступлении растворов, приносимых пресными водами суши в море, изменение физико-химических условий должно вызывать еще более быстрое выпадение растворенных веществ, нежели это имеет место в озерах, и потому отложение руд должно и в морских условиях происходить вблизи от берегов. Заметное накопление рудного вещества может происходить здесь конечно только при том условии, что принос механических осадков с суши является минимальным, т. е. там, где терригенные осадки почти отсутствуют. Мы знаем, что в областях, где принос обломочных частиц отсутствует, на дне моря, особенно теплого, начинают прежде всего отлагаться известняки. Таким образом, теоретически наиболее вероятным является залегание бокситов среди известковых пород; накопление их, как и накопление других химических осадков нормального соленого моря, например, глауконита и фосфоритов, может начаться в моменты, когда отложение известняков почему-либо прекращается.

Учитывая все сказанное, я и попытаюсь набросать в самых, конечно, общих чертах план дальнейших поисков бокситов.

Поиски бокситов озерного типа мы можем в первую очередь производить в областях развития континентальных угленосных отложений каменноугольной системы и среди континентальных угленосных мезозойских, в основном юрских пород Сибири, Казахстана, Средней Азии и Дальнего Востока.

Наиболее вероятным является нахождение среди этих пород бокситов в тех районах, где развиты также и изверженные породы или кристаллические сланцы, конечно, более древнего возраста, нежели те породы, в которых производятся поиски. Что касается озерных каменноугольных бокситов, то их месторождения в будущем, возможно, будут найдены по западной окраине распространения каменноугольных пород севернее Тихвинского района, а также в области развития угленосной свиты на Урале и в восточном Казахстане.

В отношении юрских озерных железо-алюминиевых руд можно сказать с полной уверенностью, что значительное число новых месторождений может быть найдено на восточном склоне Урала и особенно — в Казахской складчатой стране, где работы Института геологии и минералогии едва затронули обширное поле развития мезозойских и континентальных отложений. Далее, несомненным кажется мне нахождение юрских озерных бокситов в Средней Азии и вполне вероятным представляется их присутствие по периферии мезозойских угленосных бассейнов в Западной и Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

Наибольший интерес, конечно, представляет открытие новых месторождений бокситов морского происхождения, отличающихся от озерных выдержанностью рудных слоев и высоким качеством руды. Мне представляется в высшей степени вероятным, что верхнесилурийские и девонские бокситы при тщательном изучении стратиграфии пород соответствующего возраста на Урале могут быть найдены и севернее и южнее известных в настоящее время месторождений. Возможно, однако, ожидать, что в ряде слу-

чаев бокситы будут замещаться диаспор-шамозитовыми рудами типа ивдельских.

Мы знаем, что уральский тип верхнесилурийских и нижнедевонских отложений распространяется на юг, в область Тянь-Шаня, именно, в район южных дуг последнего, и потому естественно было бы ожидать встретить здесь и бокситы. Предпринятые до сих пор попытки отыскания их среди древнепалеозойских известняковых толщ Туркестанского хребта пока, правда, не увенчались успехом, но это ни в коем случае не должно еще считаться доказательством их отсутствия. Быть может, отрицательным показателем для Тянь-Шаня является малое развитие здесь древнепалеозойских изверженных пород.

Передвигаясь на север от Тянь-Шаня в район Казахской складчатой страны, Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау и Западного Саяна, мы и здесь находим в верхнем силуре и девоне известняки, переслаивающиеся с вулканогенными и терригенными обломочными породами. Близость рассматриваемых областей к континенту верхнесилурийского и в особенности девонского времени и обилие древнепалеозойских изверженных пород позволяет считать вероятным существование здесь в тех или иных районах бокситов или диаспоро-шамозитовых руд.

При организации поисков верхнесилурийских и девонских руд в указанных областях приходится обратить особенное внимание на крайне малую изученность статиграфии и палеонтологии интересующих нас отложений.

Между тем, судя по известным нам в настоящее время фактам, бокситы морского происхождения приурочиваются к строго определенным стратиграфическим горизонтам, и потому для успешности их поисков, вероятно, понадобится столь же углубленное знание статиграфии и палеонтологии, какое необходимо при изучении фосфоритов и нефти. Это должно служить импульсом к скорейшей организации соответствующих палеонтолого-стратиграфических исследований.

Бокситы в морских отложениях каменноугольного периода известны в настоящий момент лишь в предгорьях Туркестанского хребта, и потому для дальнейших поисков их прежде всего должны быть детально изучены породы соответствующего возраста в районе южных дуг Тянь-Шаня и в первую очередь — по периферии Ферганской котловины. Для Урала не имеется решительно никаких указаний на присутствие в карбоне интересующих нас руд, но нужно подчеркнуть, что пограничные горизонты нижнего и среднего карбона принадлежат к числу наименее изученных среди верхнепалеозойских образований Уральского хребта, и потому отрицать возможность нахождения их в этой области мы не имеем права. Указывать на какие-либо другие районы в целях поисков бокситов в морских каменноугольных отложениях я пока не считаю возможным.

До настоящего времени морские бокситы у нас были найдены только среди палеозойских известняков, тогда как в Средиземноморской области они встречаются также и в известняках мезозоя и кайнозоя. У нас мезозойские известняки широко развиты в Крымско-Кавказской области, в Большом Балхане, Копет-даге, юго-западном Таджикистане и на Памире. Пока никаких указаний на присутствие в них бокситов не имеется, но это ничего еще не доказывает, и при широкой организации поисков мы не можем пройти мимо и этих отложений. С точки зрения моих теоретических представлений наиболее вероятно встретить бокситы в восточных частях указанной сейчас полосы, к востоку от Каспийского моря. Большой интерес однако представляет изучение мезозойской известняковой толщи и на Кавказе, особенно в Закавказье, где широко развиты юрские изверженные породы.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Аншелев О. М. Микроскопическое исследование глин, песков и бокситов Череповецкой губернии. Изв. Геол. ком., 1927, 46, № 2.
- Архангельский А. Д. К вопросу об условиях образования бокситов в СССР. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1933, 2, № 4.
- Архангельский Н. И. Уральские месторождения боксита. Уральский алюминиевый комбинат. Сборник, посвященный строительству Уральского алюминиевого комбината. Металлургиздат, 1934.
- Безруков П. Л. и Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. Тр. Ин-та геол. и мин., 1934, вып. 7.
- Безруков П. Л. и Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения алюминиевых руд в Примугоджарских степях. Тр. Ин-та мин. сырья, 1936, вып. 110. Бокситы, т. 1, ч. 1.
- Белоусов А. К. Диаспор-шамозит-гематитовые руды р. Катава. Тр. Ин-та мин. сырья, 1936, вып. 112. Бокситы, т. 2.
- Белоусов А. К. Верхнедевонские диаспор-шамозит-гематитовые руды р. Катава. Тр. конфер. по генезису руд. М.—Л., изд. Акад. Наук СССР, 1937.
- Богданович К. И. Железные руды России. СПб., 1911.
- Богданович К. И. Рудные месторождения, т. 2. СПб., 1913.
- Великовская Е. М. Бокситы северо-восточного Казахстана. Тр. Ин-та мин. сырья, 1936, вып. 111. Бокситы, т. 1, ч. 1.
- Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. 2. История природных вод, ч. 1, вып. 2. Л., ОНТИ, 1934.
- Волков А. Н. О латеритном выветривании некоторых верхнедевонских пород в Тихвинском районе (к вопросу о генезисе бокситов). Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1934, вып. 351.
- Волкова М. С. Некоторые данные о бокситах и латеритах Бат-Баккаринского и Есильского районов Казахской АССР. Пробл. сов. геол., 1933, № 3.
- Ермолаев С. С. и Попов Г. Г. Результаты геолого-поисковых работ на салаирские бокситы в 1933 г. Вестн. Зап.-Сиб. геол.-разв. упр., 1933, № 6.
- Землячский П. А. Физико-химические свойства глин с. Карповки. К познанию русских глин. Отчеты о деятельности Комиссии ест.-произв. сил Акад. Наук СССР, 1923, № 18.
- Землячский П. А. и Зильбермиц В. А. Месторождения фарфоровой, огнеупорной и других глин с. Карповки Раменбургского уезда Рязанской губ. Отчеты о деятельности Комиссии ест.-произв. сил Акад. Наук СССР, 1923, № 18.
- Касаткин В. Почвы и грунты по линии Троицкой ж. д. Тр. Бюро по землед. и почвовед. Учен. Ком. Министерства Земледелия, 1915.
- Кассин Н. Г. Краткий геологический очерк северо-восточного Казахстана. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1931, № 165.
- Краснопольский А. А. Общая геологическая карта России, лист 126. Пермь — Соликамск. Тр. Геол. ком., 1889, 11, № 1.
- Крашенинников И. Из наблюдений над формациями леса и степи в Челябинском уезде в 1910 г. Изв. СПб. бот. сада, 1912, № 1.
- Крашенинников И. К тектонике Челябинского гранитного массива. Ежег. геол. и мин. России, 1914, 16, № 1.
- Крашенинников И. Древняя кора выветривания лесостепного Зауралья. Изв. Докучаевского комитета, 1915, № 3.
- Малаявкин С. Ф. Тихвинские бокситы. Изв. Геол. ком., 1925, № 1.
- Малаявкин С. Ф. Боксит. Нерудные ископаемые, т. 1. Изд. Акад. Наук СССР, 1926.
- Малаявкин С. Ф. Алюминий и боксит. Обзор минеральных ресурсов СССР. 1927.
- Малаявкин С. Ф. К вопросу о генезисе месторождений бокситов СССР. Тр. конфер. по генезису руд. Изд. Акад. Наук СССР, 1937.
- Марков К. Оолитовые красные железняки на западном склоне Урала. Зап. Мин. об-ва, 1907, 45.
- Марков К. Условия залегания оолитовых красных железняков на западном склоне Урала. Изв. Геол. ком., 1926, 45, № 8.
- Маркова Н. Г. и Штрейс П. А. Исследование палеозойских бокситов восточного склона Урала и стратиграфии вмещающих их толщ. Тр. Ин-та мин. сырья, 1936, вып. 112. Бокситы, т. 2.
- Миропольский Л. М. Бокситы у д. Волковой Каменского района на Урале. Учен. зап. Казанск. ун-та, 1934, 100, кн. 1.
- Молдаванцев Е. П. Бокситы Северного Урала и проблема их изучения. Тр. ЦНИГРИ, 1934, вып. 24.

- Нагорский М. П. Бокситы юго-западного Прикаспия. Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, 1934, вып. 17.
- Обручев В. А. Понски алюминиевых руд в Тульской и Рязанской губерниях Рудн. вестн., 1917, 2, № 1.
- Павлинов В. П. Бокситы Шахристанского района (Северный Таджикистан). Тр. Тадж.-Памир. экспед., 1934, вып. 39. Изд. Тадж.-Памир. экспед. Акад. Наук СССР, 1936.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания, т. 1. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1934.
- Пустовалов Л. В. Генезис тульских и липецких железных руд. Тр. Вест. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 285.
- Рожкова Е. В. и Соболева М. В. Минералогия и условия образования железо-алюминиевых руд. Тр. Ин-та мин. сырья, 1936, вып. 111. Бокситы, т. 1, ч. 2.
- Рожкова Е. В. и Соловьев Н. В. Экспериментальное изучение условий образования бобовых железо-алюминиевых руд. Тр. Ин-та мин. сырья, 1936, вып. 3.
- Смольянинов Н. А. Химико-минералогический очерк Журавлинского месторождения. Тр. ин-та прикл. мин., 1926, вып. 19.
- Стопневич А. Д. Общий очерк и геологический характер бокситов и бокситовых пород в Тихвинском уезде Новгородской (ныне Череповецкой) губ. Мат. Комиссии ест.-произв. сил Акад. Наук СССР, 1919.
- Сыромятников Ф. В. О минеральном составе ивдельского боксита. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1933, 11, вып. 4.
- Усов М. А. Формации месторождений полезных ископаемых Салаира. Вестн. Зап.-Сиб. геол.-разв. упр., 1933, вып. 6.
- Усов М. А. Алюминиевые руды. Полезные ископаемые Западно-Сибирского края, т. 1. Новосибирск, 1934.
- Федоров Б. М. О мезозойских бокситах восточного склона Среднего Урала. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1935, 13, № 1.
- Федоров Б. М. Генезис мезозойских бокситов Среднего Урала. Тр. конфер. по генезису руд. Изд. Акад. Наук СССР, 1937.
- Ферсман А. Е. Геохимия России. Пг., 1922.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 2, 1934.
- Хитаров Н. И. и Муликовская Е. П. К геохимии рудничных вод сульфидных месторождений. Пробл. сов. геол., 1935, 5, № 8.
- Щукина Е. Н. Бокситы Енисейского кряжа. Тр. Ин-та мин. сырья, 1936, вып. 111. Бокситы, т. 1.
- Яшин А. Л. Условия залегания и генезис бокситов Южного Урала, Казахстана и Западной Сибири. Тр. Конфер. по генезису руд, Изд. Акад. Наук СССР, 1937.
- Berg G. Die Entstehung der sedimentären Eisenerze. Geol. Rdsch., 1924, 15.
- Bergz. Über die Natur und Bildungsweise der marinen Eisensilikate. Berlin, 1926.
- Burton R. Observation on the bauxite-laterites of Seoni. Rec. Geol. Surv. India, 1917, 48.
- Clarke F. The data of geochemistry. Bull. U. S. Geol. Surv., 1924.
- Fermor L. What is laterite? Geol. Mag., 1911.
- Fox C. Bauxite and aluminous laterite. London, 1932.
- Harrassowitz H. Laterit. Fortschr. Geol. Paläont., 1926, 4, H. 14.
- Hubbard J. Colloids in geology problems. Amer. Journ. Sci., 1922, 4.
- Hummel K. Die Entstehung der eisenreicher Gesteine durch Halmyrolise. Geol. Rdsch., 1932, 13.
- Kispatič M. Bauxit des Kroatoschen Karstes und ihre Entstehung. N. Jb., 1912, 88, 34.
- Jacroix A. Les latérites de la Guinée. Nouv. Archive du Museum, 5 sér., 1933, 5.
- Leinz V. Alunit-Diaspor-Neubildungen in liparitischen Tuffen von Sumatra. Geol. Rdsch., 1935, Sonderband.
- Mallet F. Iron ores of North-East Ulster (Ireland). Rec. Geol. Surv. India, 1881, 14.
- Orceel J. Recherches sur la composition chimique des chlorites. Bull. Soc. Min., 1927.
- Spencer J. The Palaeozoic group. Geol. Surv. of Georgia, 1893.
- Tucan F. Terra rossa, deren Natur und Entstehung, N. Jb., 1912, 34.
- Yung H. Beiträge zur Kenntniss von Thüringit und Chamosit. Chemie d. Erde, 1932, 7.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Т а б л и ц а I

Рис. 1 Верхнедевонская руда Осиновского месторождения в Чусовском районе. Черное — гематит и лимонит, светлое — лептохлориты и диаспор. $\times 40$. Из материалов А. К. Белоусова.

Рис. 2. Часть рудного оолита из Осиновского месторождения. Из материалов А. К. Белоусова.

Рис. 3. Рудный оолит с р. Катава. Внутренняя часть образована неслоистой зеленоватой массой с выделениями кристаллов диаспора (α). В слоистой оболочке черное — гематит, светлое — лептохлориты и диаспор. $\times 50$. Из материалов А. К. Белоусова.

Рис. 4. «Боксит-брекчия». Богословск. Светлое — известняк, темное — боксит. Натуральная величина.

Т а б л и ц а II

Рис. 5. Нижнедевонский боксит Красной Шапочки. Зерна, образованные диаспором и частично шамозитом в основной массе, богатой гематитом. $\times 40$.

Рис. 6. То же. $\times 40$.

Рис. 7. «Боксит-брекчия». Темное — боксит, светлое — известняк. Натуральная величина.

Рис. 8. Мезозойский бобовый боксит. Акмолинский район. Натуральная величина. Из материалов Е. М. Великовской.

Т а б л и ц а III

Рис. 9. Мезозойский бобовый боксит Акмолинского района. Натуральная величина. Из материалов Е. М. Великовской.

Рис. 10. Юрский боксит Каменского месторождения. $\times 15$. Из материалов Е. М. Федорова.

Рис. 11. То же; сильное развитие трещин, выполненных гипсом. $\times 50$.

Рис. 12. То же; встречаются бобовины с зонарной структурой. $\times 60$.



1



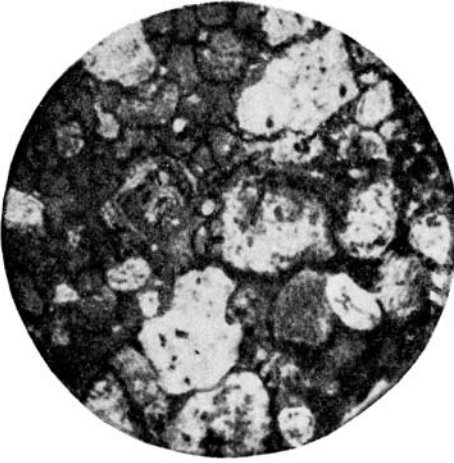
2



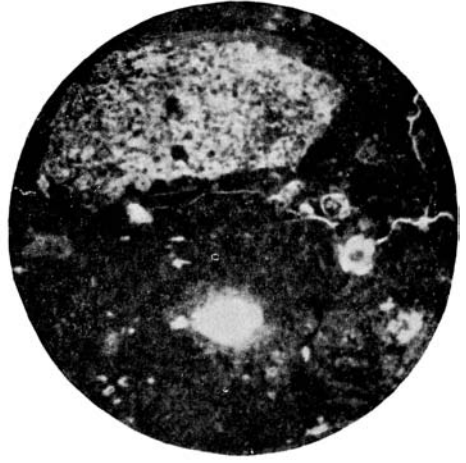
3



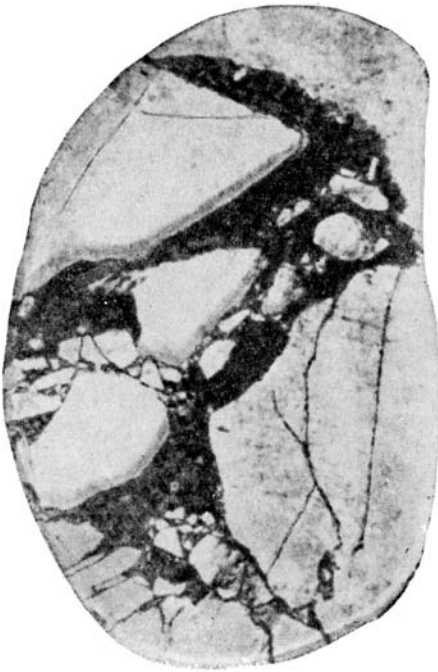
4



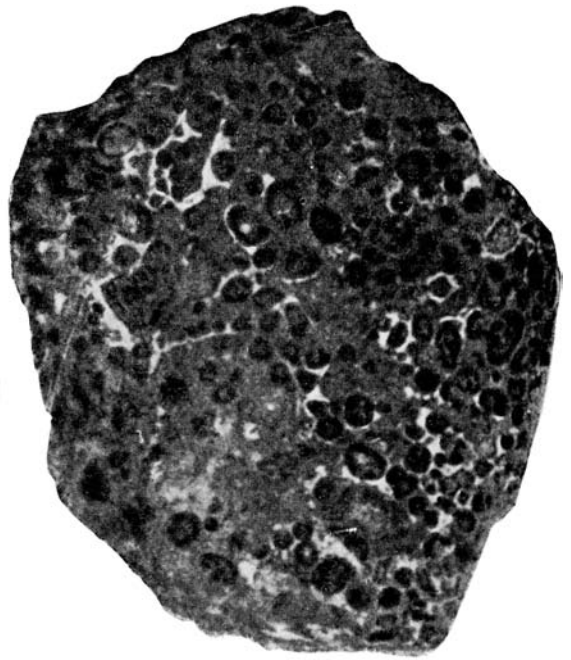
5



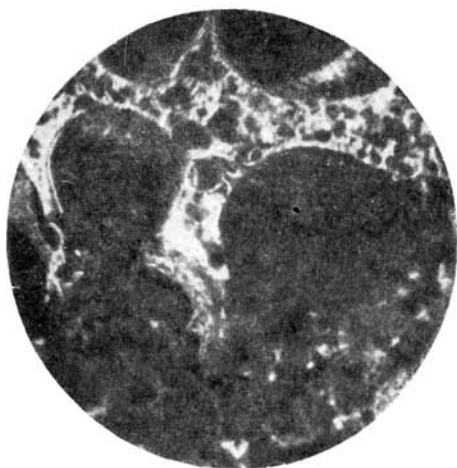
6



7



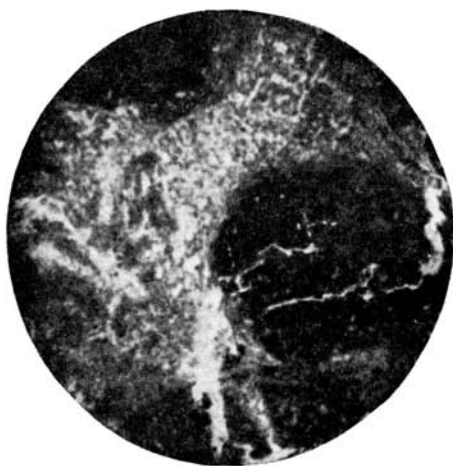
8



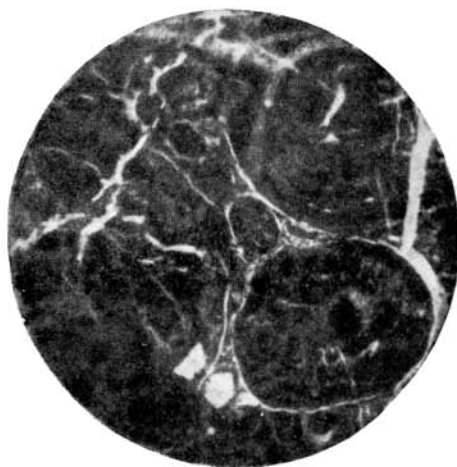
9



10



11



12

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУССКИХ ФОСФОРИТОВ¹

Почти все месторождения русских фосфоритов, исключая лишь оригинальные месторождения Южного Урала, приурочиваются к морским осадочным образованиям. Материал, накопленный работами Комиссии по исследованию фосфоритов, дает возможность почти с исчерпывающей полнотой осветить стратиграфию фосфоритовых слоев и их распространение, а также проверить высказываемые ранее мнения о геологических условиях образования фосфоритовых горизонтов. Полной стратиграфической сводки фосфоритоносных месторождений у нас еще не было, вопрос же об условиях их образования с достаточной полнотой освещен на ряде примеров работами Архангельского (1910, 1912, 1916, 1922; Архангельский и Ланге, 1911), Розанова (1912) и Ламанского (1905).

Чтобы сократить дальнейшее изложение, мы должны сказать предварительно несколько слов о тех соотношениях, которые существуют между фосфоритами и фациями осадочных пород. Русский материал совершенно определенно показывает, что фосфориты встречаются только в отложениях морских бассейнов, обладающих нормальной соленостью воды, и в осадках терригенного или пелагического характера.

В отложениях бассейнов с ненормальной соленостью воды, опресненных или, наоборот, слишком осолоненных, фосфориты совершенно не встречаются, а среди отложений бассейнов нормальной солености они отсутствуют в фации бентогенных известняков. В силу этих причин фосфориты почти не встречаются в палеозойских отложениях СССР, которые представлены или известняками, или осадками ненормально соленых бассейнов (часть силурийских отложений Сибири, часть девона европейской части СССР, пермская система), или, наконец, континентальными образованиями. В силу тех же причин отсутствуют фосфориты и в русских неогеновых образованиях, представляющих отложения опресненных бассейнов, зараженных в глубоких частях сероводородом.

Другой интересной особенностью распространения фосфоритов является их редкость в областях геосинклиналей, несмотря на то, что здесь нередко встречаются породы, в фациальном отношении как будто и подходящие для образования фосфоритов. Объясняется этот факт может в значительной степени той непрерывностью осадочного процесса, который характеризует геосинклинали, и редкостью тех перерывов, к которым обычно приурочивается образование фосфоритовых слоев и которые так часто встречаются на платформах; полностью, однако, эти причины едва ли могут объяснить интересующие нас явления.

¹ Печатается по тексту, опубликованному в кн. «Фосфориты СССР». Л., изд. Геол. ком., 1927.— *Ред.*

Учитывая эти общие выводы, мы видим, что фосфориты в СССР должны встречаться почти исключительно в мезозойских и палеогеновых отложениях Русской платформы, как этот термин понимается Архангельским. В Сибири они неизвестны совершенно, в Туркестан к юго-востоку от границы Русской платформы фосфориты заходят только в верхнемеловых и палеогеновых образованиях. В Крымско-Кавказско-Копет-дагской горной области известны только ничтожные фосфоритовые прослойки в мелу и в палеогене (Крым); на Урале в осадочных породах фосфоритов не известно вовсе.

В породах кембрийской системы фосфориты в России не известны, если не учитывать возможности нахождения в песчанике с *Obolus apollinis* тех фосфоритовых желваков, которые найдены в этом горизонте Самойловым в Эстонии.

В силурийских отложениях фосфориты известны как на севере, в Прибалтийской области, так и на юге, в Приднестровье. В северном районе мелкие фосфоритовые желвачки встречаются в основании горизонта *Asaphus expansus* и *A. lamanskii* (В_{III} L), который залегает трансгрессивно на размытой поверхности подстилающих его пород. В Днестровской области фосфоритоносной породой являются нижнесилурийские (?) глинистые сланцы, в которых фосфориты встречаются в виде отдельных крупных желваков, нередко срастающихся по два и по три вместе.

В девоне известно только одно местонахождение фосфоритов в виде мелких желваков, в Воронежской губернии. Ни в каменноугольных, ни в пермских образованиях фосфориты найдены не были; неизвестны они и в отложениях триасовой системы, которые впрочем у нас еще очень плохо изучены.

Значительные скопления фосфоритов появляются в верхнеюрских образованиях, начиная с келловоя, но отдельные небольшие конкреции их известны в байосских глинах с *Parkinsonia donetziana* в Донецком бассейне. Нижнеюрские отложения в морской их фации имеются в СССР на Кавказе, в Крыму и в Донецком бассейне. В эпоху средней юры начинается трансгрессия, которая достигает своего максимума в оксфорде и в нижнем кимеридже, почему каждый последующий горизонт юрских отложений до оксфорда включительно в пределах европейской части СССР пользуется по сравнению с предыдущими все более и более широким распространением. Начало регрессии падает на границу между кимериджем и нижневожжским ярусом, и максимум отступления моря совпадает с концом юрского периода.

В нижнем келловее фосфоритовые желваки встречаются вообще очень редко (Сергачский уезд), и только в области Общего Сырта, которая в нижнекелловейскую эпоху только что была захвачена морем, они образуют целый слой. В среднем келловее фосфориты становятся более обычным явлением, и отдельные конкреции их в песчано-глинистых породах этого возраста известны от Большеземельской тундры на севере до Симбирского Поволжья на юге. Слоевое фосфоритообразование и в эту эпоху имеет место лишь на Общем Сырте и в западной части Костромской губ., на которую только что распространилась трансгрессия.

В верхнем келловее и оксфорде распространение фосфоритов остается приблизительно таким же, что и в среднем келловее. В глинистых породах южного Поволжья, Подмосковного бассейна и Ярославской губернии мы встречаем отдельные фосфоритовые желваки, а на юго-востоке, на Общем Сырте и за р. Уралом, вплоть до Индерского озера, оксфорд и верхний келловей заключаются в том же фосфоритовом слое, что и более низкие горизонты келловоя.

В нижнекимериджских породах слоев фосфоритов неизвестно, но отдельные конкреции встречаются, повидимому, повсеместно; в верхнем киммеридже кое-где по окраинам бассейна намечается слоевое фосфоритообразование (Ярославская губ.).

Наибольшее количество фосфоритов сосредоточивается в самых верхних горизонтах юрской системы, выделяемых под именем нижнего и верхнего волжских ярусов.

Площадь, занятую нижневолжскими породами, можно подразделить на участки, резко между собою отличающиеся по степени фосфоритосности.

К востоку от Волги располагается обширная область мощного развития нижневолжских слоев, среди которых преобладают глины и мергели и значительную роль играют горючие сланцы. Каких-либо следов перерывов осадочного процесса здесь не наблюдается. Фосфоритами эта область чрезвычайно бедна: на Общем Сырте в нижневолжских отложениях фосфориты вовсе не найдены, и на Индере в них известен только один тонкий прослой фосфоритовых желваков.

Другая область мощного и полного развития нижневолжских отложений лежит в бассейне верхней Камы и Сысолы, где, как и в Заволжье, преобладающими породами являются глины, глинистые сланцы и мергели. Фосфориты и в этой области встречаются сравнительно редко, а часто и вовсе отсутствуют.

Полную противоположность заволжскому типу развития нижневолжских отложений представляет тот, который можно назвать среднерусским. В Средне-Русской области, а также в Ульяновской (б. Симбирской), Костромской и Ярославской губерниях среди пород нижневолжского яруса залегают многочисленные слои фосфоритов; мощность пород, слагающих ярус, сравнительно с Заволжьем здесь очень мала, и на каждом шагу в них встречаются следы перерывов осадочного процесса, выражающиеся в появлении прослоев конгломератов и в выпадении то той, то иной палеонтологической зоны. Обзор этих перерывов можно найти в работах Розанова и Архангельского (1922).

Залегание фосфоритов в нижневолжских отложениях имеет двойкий характер. С одной стороны, здесь встречаются отдельные желваки, иногда очень крупные, разбросанные в глинистых или песчаных породах, с другой же — фосфориты образуют целые слои, которые в большинстве случаев приурочиваются к горизонтам перерыва; сюда относятся: фосфоритовый слой в основании зоны *Perisphinctes panderi* в Костромской губ. с ископаемыми верхнего киммериджа, слой фосфоритов с обломками ископаемых обеих нижних зон яруса в основании слоев с *P. nikitini* в Сызранском районе, нижний фосфоритовый слой подмосковного фосфоритового профиля и многие другие.

Последний из приведенных примеров представляет более сложное явление, нежели предыдущие. Встречающиеся в нем ископаемые зоны *P. panderi* не окатаны, и между тем вся зона этого имени представлена только этим тонким слоем; очевидно, мы имеем здесь дело с явлением, аналогичным образованию фосфоритового слоя на Общем Сырте, в котором, несмотря на его ничтожную мощность, заключаются, несомненно, в первичном залегании ископаемые всего келловей и оксфорда. Явления эти можно объяснить или тем, что осадок, в котором образовались первоначально фосфориты, был впоследствии размыт без окатывания содержащихся в нем конкреций, или же тем, что какие-то причины препятствовали приносу осадков, и на дне моря накапливались с крайней медленностью фосфоритовые конкреции. В других случаях, повидимому более редких, следов перерыва к фосфоритовым слоям не приурочивается. Сюда относится, например,

верхний фосфоритовый слой подмосковного профиля. Случай этот можно объяснить также некоторой приостановкой осадочного процесса.

В отложениях верхневожжского яруса фосфориты встречаются всюду, где осадки этого возраста развиты: в области Подмосковной котловины, в Симбирском Поволжье и, может быть, на Общем Сырте. Подробно на этих фосфоритах останавливаться мы не станем, так как к ним целиком приложимо все то, что было сказано о фосфоритах нижневожжских.

Подводя итоги всему, что сказано было о распространении и условиях залегания юрских фосфоритов, мы можем прийти к следующим выводам относительно условий их образования.

В условиях спокойного накопления осадков, в открытом море, в юрское время на Русской платформе или совсем не происходило образования фосфоритов, или же в отлагавшемся здесь илу образовывались только отдельные конкреции; образование пластовых скоплений фосфоритов было связано преимущественно с колебаниями уровня моря. Фосфоритовые слои накапливались в тех частях морского дна, которые находились в достаточной близости от берега или от поверхности моря, чтобы могло иметь место или замедление осадочного процесса, или перемывание ранее отложившихся, содержащих конкреции фосфоритов, осадков. Местами в юрском море образовались отмели, весьма долгое время существовавшие и покрывшиеся довольно мощным слоем фосфоритов (Общий Сырт).

В нижнемеловых отложениях фосфориты играют относительно менее важную роль, нежели в юрских.

Главнейший фосфоритовый горизонт располагается в основании нижнемеловых отложений и в большинстве случаев имеет валанжинский возраст. Мы не знаем фосфоритов в валанжинских породах только в Крымско-Кавказской области. К северу отсюда, начиная от Эмбинского нефтеносного района на юге и до Большеземельской тундры на севере, непосредственно на поверхности юрских пород и в самых нижних горизонтах мела, всюду встречаются фосфориты, образующие более или менее продуктивные слои. Возраст последних в различных районах является несколько различным. Там, куда нижнемеловая трансгрессия проникла ранее, чем в другие места (Рязанская, Костромская губ. и др.), фосфоритовый слой относится к самым древним горизонтам нижнего мела; и в других случаях (Пензенская, Тамбовская губ. и др.) фосфориты основания нижнемеловых отложений принадлежат среднему валанжину, и, наконец, в некоторых случаях (Саратовская и Владимирская губ.) фосфоритовый слой приходится отнести уже к баррему. Фосфоритовый материал слоя в значительной своей части возник за счет перемывания более древних фосфоритоносных отложений, что доказывается нахождением в фосфоритовых гальках ископаемых всех горизонтов юры, начиная с келловей. Вместе с этими вторичными фосфоритами в слое встречаются и фосфориты, образовавшиеся в валанжинское время: они или служат только цементом конгломерата или же образуют и самостоятельные желваки. Выше этого основного конгломерата среди валанжинских пород нередко встречаются еще прослойки фосфоритовых желваков, обычно имеющих неправильную конкреционную форму, характеризующую первичные фосфориты.

В аптских отложениях на Русской платформе фосфориты совершенно неизвестны, несмотря на то, что ко времени их образования относится начало регрессии нижнемелового моря. Не имеется также фосфоритов и в толще немых пород, которая отделяет в Поволжье аптские породы от среднего альба и время отложения которой (нижний альб) соответствует максимуму регрессии. Фосфориты, образование которых связано с рассматриваемой регрессией, существуют в Эмбинском нефтеносном

районе, на Мангышлаке и в Кавказско-Копет-дагской области. Во всех этих местностях тонкий фосфоритовый прослоек обнаружен в основании апта, а на Мангышлаке, кроме того, фосфориты известны в зоне *Leymeriella tardefurcata* (нижний альб).

Причины отсутствия фосфоритов в аптских и нижнеальбских отложениях, быть может, находятся в связи с некоторыми ненормальными условиями осадочного процесса, которые имели место в это время.

После максимального сокращения моря в нижнеальбскую эпоху в среднем альбе происходит наступление моря, которое проникает на север вплоть до Подмосковного бассейна. С этой трансгрессией, как и с двумя предыдущими, вновь связывается фосфоритообразование. Среднеальбские фосфориты известны в Московской, Пензенской и Тамбовской губерниях, а также в Поволжье. Они то залегают отдельными желваками, то образуют слои. После некоторого стационарного состояния бассейна во враконскую эпоху последовала вторая фаза трансгрессии, которая достигла своего максимума в сеноманское время. Эта фаза ознаменовывается отложением фосфоритового слоя, который может быть прослежен почти непрерывно на огромное расстояние, от Днестра на западе до южного Поволжья на востоке; крайние восточные выходы фосфоритов этого возраста находятся на Мангышлаке. Характер враконского слоя не оставляет сомнения в том, что значительная, если не главная, часть фосфоритов является вымытой из среднеальбских пород, но другая часть их отлагалась одновременно с образованием самого слоя.

Следующий по возрасту фосфоритовый слой приурочивается к смене сеноманских песков мергельно-меловыми образованиями. Так как эта смена происходила в разных пунктах в несколько различное время, то и возраст слоя колеблется от сеномана до нижнего турона. Распространение этого слоя огромно и даже превышает несколько распространение враконского. Он прослеживается от Подолии на западе, через всю Южно-Русскую впадину, до берегов Волги в Саратовской губ. и заходит, кроме того, в Московский район и на южную окраину Донецкого бассейна. В Заволжье сеноманские фосфориты, как и вообще сеноман, исчезают, но появляются вновь в бассейне Эмбы и Сагиза, заходят на Мангышлак и, наконец, на побережье Аральского моря. Отдельные желваки фосфорита мне приходилось видеть среди сеноманских коллекций Нацкого с Копет-дага; известен, наконец, сеноманский фосфоритовый слой и на восточном Кавказе.

В толще верхнемеловых пород, лежащих выше сеномана, существует несколько фосфоритовых горизонтов, распространение которых представляет чрезвычайно большой интерес для выяснения условий их образования.

Мы начнем знакомство с существующим материалом с Южно-Русской впадины. На северной окраине последней в толще рассматриваемых пород имеются следующие фосфоритовые горизонты:

1. Слой белых фосфоритов на границе между сеноманскими и туронскими мергелями, прослеженный от р. Свапы до р. Оскола. По направлению на юго-восток слой делается менее определенным и в средних частях впадины, повидимому, исчезает.

2. Слой фосфоритов на границе между туронско-коньянской меловой толщей и сантонскими мергелями. Слой связывается с резко выраженными следами перерыва, во время которого подстилающие фосфоритовый горизонт породы подвергались значительному размыванию. По мере движения к югу, к осевой полосе впадины, следы перерыва постепенно сглаживаются, и одновременно с этим исчезают и фосфориты.

3. В северо-западной части области, в Черниговской и Могилевской губ., сантонские слои отделяются от кампанских весьма резкой границей, выраженной фосфоритовым слоем, лежащим в глауконитовом мелу или в глауконитовом песке, который иногда достигает большой мощности. В районе Белгорода этот горизонт становится гораздо менее резким, а в средних частях впадины от него не остается никаких следов, так что мукронатовый мел переходит здесь в подстилающие породы вполне постепенно.

4. Последний фосфоритовый горизонт, развитый также в только что упомянутых местностях, располагается на границе кампанских и маастрихтских слоев, т. е. между мукронатовым и лянцолятовым горизонтами. По мере движения на юг и этот слой выклинивается.

По южной окраине впадины известны только два фосфоритовых горизонта, из которых один располагается внутри коньяских слоев, а второй на границе между коньяскими и сантонскими породами. Сантонские породы имеют в рассматриваемой области резко выраженное трансгрессивное залегание.

Из сказанного видно, что образование верхнемеловых фосфоритовых горизонтов в пределах Южно-Русской впадины находилось в теснейшей связи с колебаниями осадочного процесса. В центральных частях впадины, где толща верхнемеловых отложений отличается исключительной полнотой и где в ней мы не замечаем никаких следов перерывов, фосфориты отсутствуют. На периферии впадины фосфоритовых слоев имеется несколько, и каждому из них отвечает изменение в петрографическом составе осадков и нередко ясные следы перерыва и размывания лежащих ниже пород.

Намеченные выше фосфоритовые горизонты прослеживаются чрезвычайно далеко за пределы Южно-Русской впадины. Фосфоритовый слой в основании сантонских пород, известный под именем губкового слоя, может быть прослежен по всему Поволжью с прилегающими к последнему с запада местностями (Пензенская и Тамбовская губернии), в области, расположенной к востоку от р. Урала, и, наконец, в северных Кызыл-кумах; всюду к нему приурочиваются следы более или менее резких нарушений правильного хода осадочного процесса, движений морского дна и связанного с этим размывания ранее образовавшихся пород; наибольшую продуктивность имеет слой там, где поднятия дна и связанные с этим явления размывания были наиболее сильны. Фосфоритовый слой в основании зоны *Pteria tenuicostata* (верхний сантон) известен в Саратовской губернии, в бассейне Хопра и в прилежащих частях Пензенской губернии.

Почти столь же широким распространением, как и губковый слой, пользуется фосфоритовый горизонт в основании слоев с *Belemnitella mucronata*, известный в Пензенской губернии, в Поволжье, в Актюбинском уезде и в северных Кызыл-кумах.

Нам остается сказать несколько слов относительно фосфоритов в третичных отложениях.

В Южно-русской впадине, где нижнетретичные отложения теперь уже довольно хорошо изучены, среди них можно выделить три фосфоритовых горизонта. Самый нижний из них, располагающийся непосредственно на поверхности верхнемеловых отложений, представляет основной конгломерат палеогена и в главной своей массе состоит из кремневых галек; гальки фосфорита здесь являются лишь более или менее существенной примесью. В покрывающих этот галечник песках бучакского яруса встречаются также отдельные гальки фосфоритов.

Второй определенный фосфоритовый горизонт располагается в основании мергелей киевского яруса (верхний эоцен) и связывается со

значительными фациальными изменениями пород и с трансгрессивным залеганием их.

Наконец, третий горизонт третичных фосфоритов залегает в основании песков харьковского яруса (нижний олигоцен), которые покрывают киевские мергели. Горизонт этот с полной определенностью установлен только по северной окраине Донецкого бассейна, где образование его связывается с крупной трансгрессией харьковского моря, покрывшего значительную часть палеозойского массива Донецкого кряжа. Если правы те геологи, которые относят к харьковскому ярусу песчаные породы, покрывающие меловые отложения по северной окраине Южно-Русской впадины, то слои фосфоритовых желваков в основании этих пород придется параллелизировать рассматриваемому сейчас горизонту.

В Поволжье можно пока выделить только один определенный горизонт третичных фосфоритов, залегающий в основании мергелей киевского яруса. Кроме того, небольшие, не связанные пока между собою прослойки фосфоритов наблюдались в толще эоценовых и палеоценовых отложений, подстилающих киевские мергели. Наконец, местами в основании палеоцена наблюдается скопление галек фосфоритов, вымытых из мела.

В Крыму и на Аральском море фосфориты встречаются в основании среднеэоценовых нуммулитовых известняков. Крайние юго-восточные выходы третичных фосфоритов известны в Туркестане близ г. Туркестана, Ташкента и в Фергане. Возраст их может быть олигоценовый, т. е. образование их может быть связано с той же трансгрессией, что и образование харьковских фосфоритов Южно-Русской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Исследования залежей фосфоритов по побережью Волги в Симбирской и северной части Саратовской губернии. В кн.: Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей, вып. 2. Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов, 1910.
- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. Мат. геол. России, 1912, 25.
- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения Туркестана. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1916, вып. 151.
- Архангельский А. Д. Обзор геологического строения Европейской России, т. 1. Пг., изд. Геол. ком., 1922.
- Архангельский А. Д. и Ланге О. К. Отчет об исследованиях фосфоритовых залежей в Пензенской губернии в 1910 г. В кн.: Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей, т. 3. Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов, 1911.
- Ламанский В. Древнейшие слои силурийских отложений России. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1905, вып. 20.
- Розанов А. Н. О зонах подмосковного портланда и о вероятном происхождении фосфоритовых слоев под Москвою. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1912.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУССКИХ ФОСФОРИТОВ¹

Изучение химического состава и петрографии русских фосфоритов еще далеко не может считаться законченным, но все же в этом отношении работами Самойлова, Архангельского, Лучицкого, Чирвинского и др. собран довольно значительный материал. Материал этот показывает, что состав фосфоритов существенно зависит от свойств вмещающих их пород и резко меняется в зависимости от фациальных изменений последних. Фосфориты, находящиеся в первичном залегании, а не попавшие в содержащий их слой из более древних, уничтоженных размыванием пород, в общем, по своему микроскопическому строению, представляют участки вмещающей их породы, проникнутые фосфатом. Последний или цементирует минералы, слагающие породу, или же замещает собою вещество последней. Так как отложение фосфата имело место на дне моря еще до превращения находившегося там осадка в породу, то в фосфоритах часто сохраняются те элементы материнской среды, которые вне их уничтожаются нацело диагенетическими процессами. Не имея возможности здесь останавливаться на этом вопросе подробно, мы только отметим для примера, что в юрских фосфоритах часто в огромном количестве бывают включены остатки радиолярий и диатомей, которые в окружающих фосфориты глинах обычно отсутствуют совершенно. Аналогичные явления, как известно, наблюдаются, повидимому, во всех фосфоритовых месторождениях мира.

Все русские фосфориты можно свести к очень немногим основным типам, и мы могли бы ограничиться описанием этих типов, указывая, к какому из них принадлежит та или иная фация того или иного стратиграфического горизонта. Такое расположение материала мало, однако, соответствует практическим запросам, при которых фосфориты группируются обычно по возрасту, и потому в дальнейшем изложении мы будем придерживаться стратиграфического порядка.

СИЛУРИЙСКИЕ ФОСФОРИТЫ

Особняком ото всех остальных русских фосфоритов стоят по своей структуре силурийские фосфориты Подолии, в описании которых мы будем следовать В. Чирвинскому.

На расколе они обнаруживают радиальнолучистое строение основной массы, которая состоит из тонких изогнутых лучей; последние то срастаются, образуя твердую компактную массу, то расходятся, оставляя в промежутках пустоты (табл. I, рис. 1). У фосфоритов, залегающих в самих

¹ Печатается по тексту, опубликованному в кн.: «Фосфориты СССР». Л., изд. Геол. ком., 1927. *Ред.*

силурийских сланцах, или коренных, основная масса на шлифах действует на поляризованный свет чрезвычайно слабо, у части же вторичных, которые залегают в основании покрывающих силур меловых отложений, действие это хорошо заметно и без применения чувствительных пластинок. У этих последних фосфоритов основная масса при сильных увеличениях распадается на кристаллы, которые по краям пустот имеют ясные и правильные очертания; в фосфоритах первичных кристаллы всегда являются очень плохо выраженными. Кроме того, у вторичных фосфоритов северного района основное вещество нередко образует прекрасно выраженные сферолиты (табл. I, рис. 2), которые в первичных фосфоритах редки и плохо образованы. Все это заставляет Чирвинского думать, что во вторичных месторождениях фосфориты подвергались отчасти перекристаллизации.

Из минеральных включений в фосфоритах встречается кварц, заполняющий пустоты в основной массе, глауконит (только во вторичных фосфоритах), кальцит, барит, магнитный и бурый железняк и некоторые другие.

ЮРСКИЕ ФОСФОРИТЫ

Из юрских фосфоритов мы остановимся только на келловейско-оксфордских фосфоритах Общего Сырта и на нижневоложских.

Основная фосфатовая масса келловейско-оксфордских фосфоритов на шлифах представляется весьма неоднородной. В одних участках она является желтоватой, однородной, прозрачной, в других же имеет весьма неравномерную серовато-бурокоричневую окраску и содержит много непрозрачных включений; местами зерна обломочных минералов сцементированы сплошь такой непрозрачной железистой массой, представляющей продукты окисления глауконита. Изредка сохраняются и неизменные участки этого в высшей степени оригинального глауконитового цемента. Остатки организмов крайне редки. Зерен обломочных минералов и глауконита весьма много, но распределены они крайне неравномерно, и местами значительные участки основной массы почти лишены их. На поляризованный свет основная масса действует весьма слабо, но по периферии минеральных зерен кое-где намечается образование более энергично действующих корочек; последние, однако, гораздо менее резки, нежели у типичных песчаных фосфоритов.

Описанные фосфориты по своему строению стоят между песчаным и глинистым типами (см. ниже).

Среди нижневоложских фосфоритов, в зависимости от состава вмещающих их пород, можно выделить два типа.

К первому принадлежат конкреции, залегающие среди глинистых пород, содержащих небольшое сравнительно количество глауконита; сюда относятся нижневоложские фосфориты западных частей Костромской губ. и часть подмосковных. В дальнейшем мы будем называть этот тип глауконитово-глинистым.

Основная масса рассматриваемых фосфоритов значительно, а иногда и чрезвычайно резко преобладает над минеральными включениями. На шлифах она имеет желтовато-серую и буроватую, неправильно-пятнистую окраску и весьма слабо действует на поляризованный свет. В этой массе иногда в сравнительно небольшом, иногда же в огромном количестве встречаются панцыри радиолярий, кремнезем которых замещен фосфатом (табл. I, рис. 3); полости панцырей выполнены или фосфатом, или же глауконитом. Некоторые из панцырей сохранены очень хорошо, другие же лишь с трудом можно выделить из основной массы. Часто основная масса бывает сильно

загрязнена мелкими углистыми включениями и примазками водных окислов железа.

Фосфориты в изобилии содержат, как и окружающая их глина, мелкие зерна обломочных минералов, преимущественно кварца, и глауконит, частью зернистый, частью волокнистый, частью, наконец, выделяющийся в трещинах других минералов. Часто встречаются мелкие зерна пирита. В некоторых случаях значительную роль играет кальцит, образующий на шлифах обыкновенно неправильные светлые пятна. Корочек радиальнолучистого фосфата вокруг минеральных зерен обычно не бывает.

К иному типу принадлежит нижневолжские фосфориты Симбирской губернии, а также часть подмосковных, которые залегают среди глауконитовых песков и песчаников. Основная масса фосфата здесь продолжает сохранять в общем только что описанный характер, но в ней появляется огромное количество глауконита, который иногда начинает преобладать над фосфатом. Вокруг глауконитовых зерен обособляются корочки радиальнолучистого, оптически деятельного фосфата.

Фосфориты эти можно уже относить к типу глауконитовых, характерным представителем которых является рязанский «сухарь» (см. ниже).

НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ФОСФОРИТЫ

Фосфориты валанжинского яруса исследовались петрографически из бассейна верхней Камы, из западных частей Пензенской и Костромской губерний и из Рязанской.

Фосфоритовый слой, лежащий в основании нижнемеловых отложений, имеет конгломератовое строение и состоит из фосфоритовых галек, вымытых из различных горизонтов юрских отложений, и из цемента; последний в одних случаях содержит лишь ничтожное количество P_2O_5 , в других же так богат им, что слой переходит целиком в фосфоритовую руду.

Валанжинские фосфориты западной части Костромской губернии проходят, главным образом, из нижневолжского яруса и потому петрографически почти тождественны с описанными выше; отличием их от коренных нижневолжских является только большее содержание кальцита. Совершенно такое же строение имеют и конкреции среднего слоя фосфоритового профиля Слободского уезда, в которых кальцит, однако, встречается редко.

Главная масса фосфоритовых галек валанжинского слоя Пензенской губернии происходит, повидимому, из размытых киммериджских отложений. Они относятся к особому типу фосфоритов, характеризующих настоящие глинистые породы, бедные зернами обломочных минералов и глауконита. Зерен обломочных минералов в этих фосфоритах очень мало, и они мелкие, а остатков организмов (радиолярий и губок) иногда так много, что они совершенно переполняют фосфорит. Как в скорлупках радиолярий, так и в спикулах губок кремнезем часто бывает замещен бурым железняком, представляющим продукт изменения глауконита, которым ранее были замещены скелетные элементы (табл. I, рис. 4). Основная масса фосфорита часто бывает окрашена в бурый цвет и реже — в зеленоватый. Красящее вещество в последнем случае является пигментным глауконитом, а в первом — продуктом его окисления. В случае зеленоватой окраски фосфат приобретает слабую агрегатную поляризацию, свойственную пигментному глаукониту.

К совершенно иному типу относится первичный валанжинский фосфорит, цементирующий описанные гальки или образующий конкреции в песке. Фосфорит этот представляет довольно крупнозернистый кварцевый песчаник с фосфоритовым цементом (табл. I, рис. 5). Кроме кварца, в

фосфоритах в значительном количестве встречаются зерна глауконита, часто переходящие в бурый железняк. Фосфатовый цемент, где он скопляется в значительном количестве, имеет обычную неравномерную грязнобурюю окраску и слабо действует на поляризованный свет; бурый оттенок происходит от окисления пигментного глауконита, который нередко сохраняется и в неизменном состоянии. Там, где цемент соприкасается с зернами включенных в него минералов, или где он образует между ними только тонкие прожилки, фосфат переходит в хорошо окристаллизованную, энергично действующую на поляризованный свет разность. Этот радиальнолучистый фосфат образует корочки не только около кварца и глауконита, но нередко облекает и небольшие участки фосфата первого рода. Слагающие его кристаллики располагаются приблизительно перпендикулярно к поверхности облекаемых корочками зерен.

Описанные фосфориты принадлежат к типу, характеризующему фосфоритовые горизонты песчаных пород.

По сравнению с глауконитово-глинистым типом, песчаные фосфориты характеризуются обилием минеральных включений, которые часто преобладают над фосфатовым цементом, и большим, а иногда и исключительным, развитием хорошо окристаллизованного, радиальнолучистого фосфата, облекающего зерна минералов. Остатки кремневых организмов здесь никогда не играют той роли, которая принадлежит им в глинистых или глауконитово-глинистых фосфоритах.

Рязанский «сухарь» (табл. I, рис. 6.) весьма близок к только что описанным песчаным валажинским фосфоритам, но отличается тем, что подавляющее большинство минеральных зерен, включенных в фосфатовый цемент, принадлежит глаукониту, который представлен здесь всеми известными для него разностями. Фосфат и здесь является в двух разновидностях — малодейственной оптически основной массы и радиальнолучистых корочек, облегающих как зерна посторонних минералов, так и небольшие участки фосфата первого рода (табл. II, рис. 7). Фосфорит этот можно считать типичным представителем глауконитовых фосфоритов.

Среди фосфоритов альбского яруса можно выделить среднеальбские, которые образуют первичные конкреции в песчаных или глинистых породах, и верхнеальбские, образующие галечник или конгломерат с фосфоритовым цементом в основании осадков вранковского яруса.

Фосфориты песчаной фации среднего альба представляют довольно крупнозернистый песчаник с радиальнолучистым фосфатовым цементом (табл. II, рис. 8). Среди минералов песчаника резко преобладает кварц, глауконит же играет только подчиненную роль. В фосфате в московских фосфоритах резко преобладает радиальнолучистая разность, в пензенских же — немалую роль играет и основная, слабо оптически деятельная масса, в которой встречаются нередко превращенные в фосфат остатки диатомей и радиолярий.

Фосфориты песчано-глинистой фации в петрографическом отношении обнаруживают большое сходство с нижеволжскими. Основная масса фосфата желтовато-бурого цвета, весьма слабо действующая на поляризованный свет, всегда содержит большое количество фосфатизированных остатков губок, радиолярий и диатомей и представляет иногда настоящий фосфатизированный трепел (табл. II, рис. 9). По периферии включенных в фосфат минеральных зерен, в каналах иголок губок и в случайных пустотах развиваются корочки радиальнолучистого фосфата, но встречаются фосфориты, в которых эта разность совершенно отсутствует. Минеральные включения в массе фосфата распределены неравномерно, так что то резко преобладает последний, то главную массу фосфорита образуют

минеральные зерна, среди которых обособляются участки фосфата, почти лишенные их. Среди включений весьма важную роль играет глауконит в различных его разновидностях; иногда он почти вытесняет другие минералы, но в других случаях, особенно в Саратовской губернии, преобладающим минералом является кварц, сопровождаемый полевыми шпатами, слюдой, кремнем и др. В глауконите иногда встречается пирит.

Строение враконского фосфоритового слоя изменяется в зависимости от состава пород, на которые он налегает; по северной окраине Южно-Русской впадины и в Камышинском уезде в его состав входят песчаные фосфориты, в западных уездах Пензенской губ. — как песчаные, так и глинистые и, наконец, в Саратовском Поволжье — глинистые. Останавливаясь подробно на структуре слоя мы не будем, так как он состоит из галек только что описанных среднеальбских фосфоритов, то не цементированных, то спаянных в конгломерат фосфатом второй генерации.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ФОСФОРИТЫ

На петрографическом строении сеноманских фосфоритов мы здесь останавливаться не будем, так как оно не отличается от строения других песчаных фосфоритов; упомянем только, что среди минералов, включенных в цемент, резко преобладает кварц, а глауконит играет совершенно подчиненную роль (табл. II, рис. 10)

Т у р о н с к и е ф о с ф о р и т ы изучены в Поволжье южнее Саратова. Слой имеет сложное строение и представляет конгломерат, гальки которого состоят или из простых фосфоритов, или из окатанных кусков более ранних генераций фосфоритового конгломерата. Слой залегает в песчаном мергеле, который близ фосфоритов нередко постепенно переходит в последнюю генерацию фосфатового цемента. Фосфориты то более, то менее богаты зернами обломочных минералов и глаукопита; фосфат представлен двумя обычными разновидностями и постепенно переходит в окружающий мергель (табл. II, рис. 11 и 12); в нем нередко встречаются зерна и небольшие участки не замещенного еще фосфатом мергеля (табл. III, рис. 13).

Ф о с ф о р и т ы из основания с а н т о н с к и х о т л о ж е н и й (зона *Inoceramus cardissoides*) изучены на довольно большом пространстве от Поволжья до Эмбы. В южных частях Саратовского Поволжья, где слой залегает в мергелях, фосфориты представляют куски мергеля, в которых CaCO_3 замещен фосфатом. Фосфориты так же бедны минеральными включениями и богаты остатками организмов, как и вмещающая их порода. Часто встречается окрашивание фосфата пигментным глауконитом, который, кроме того, замещает нередко все раковины организмов и иногда образует в фосфате яркозеленые прожилки (табл. III, рис. 14 и 15). В областях, где слой трансгрессивно переходит на сеноманские пески, фосфориты приобретают все описанные выше особенности песчаных и конгломератовых фосфоритов (табл. III, рис. 16). Фосфориты мергельной фации рассматриваемого горизонта можно отнести к особому типу, очень часто встречающемуся среди верхнемеловых отложений. На кампанских и маастрихтских фосфоритах мы останавливаться здесь не будем.

ТРЕТИЧНЫЕ ФОСФОРИТЫ

Из третичных фосфоритов петрографически достаточно охарактеризованы только фосфориты Киевского Приднепровья и замечательной линзы к югу от г. Кролевца на Десне.

Огромное большинство третичных фосфоритов принадлежит к обычному песчаному типу, и для характеристики их мы ограничимся лишь рисунком (табл. III, рис. 17). К совершенно особому типу принадлежат фосфориты, образующие примесь (около 10%) к песчаным фосфоритам залежи у с. Разлеты на Десне и иногда в виде галек встречающиеся внутри первых. Зерен обломочных минералов в этих фосфоритах чрезвычайно мало, а глауконит отсутствует вовсе. Слабо действующая на поляризованный свет сероватая основная масса фосфорита содержит большое, а иногда и чрезвычайно большое количество зерен FeS_2 , который, кроме того, очень часто замещает стенки или выполняет полости скорлупок фораминифер (табл. III, рис. 18).

Полных анализов русских фосфоритов, если исключить подольские, имеется очень мало; большинство их сведено в табл. 1, а анализы сеноманских фосфоритов Кавказа приводятся в статье В. П. Ренгартена (1927).

Всматриваясь в приведенные здесь цифры, нетрудно видеть, что три основных петрографических типа фосфоритов (глауконито-глинистые, глауконитовые и песчаные) находят себе ясное отражение и в аналитических данных.

Тип глауконитово-глинистых фосфоритов в химическом отношении характеризуется: 1) малым относительно содержанием R_2O , которое колеблется главным образом в зависимости от содержания глауконита от 1 до 2%; 2) малым содержанием MgO , обычно не больше 1%; 3) малым сравнительно содержанием $\text{R}_2'''\text{O}_3$ (около 3%) и, наконец, 4) малым содержанием SiO_2 . К сожалению, большинство анализов глауконитово-глинистых фосфоритов, и в том числе всех наиболее типичных, производилось путем обработки царской водкой, а не путем сплавления, и потому полученные при них данные не достаточно хорошо характеризуют материал.

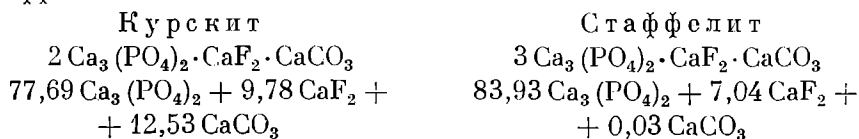
Некоторые из фосфоритов как по петрографическим, так и по химическим признакам имеют переходный характер между глинистыми и песчаными, в зависимости от значительной примеси кварцевых зерен.

Глауконитовые фосфориты являются по содержанию R_2O , MgO , $\text{R}_2'''\text{O}_3$ и SiO_2 полной противоположностью глинистым. Щелочей они содержат около 3%, магнезии — около 1,2%, полуторных окислов — от 4 до 12% и кремнекислоты — от 19 до 33%.

Фосфориты песчаные по содержанию R_2O , MgO , $\text{R}_2'''\text{O}_3$ очень похожи на глауконитово-глинистые, но кремнекислоты в них очень много — свыше 40%.

Подольские фосфориты с чисто аналитической точки зрения больше всего подходят на глинистые, что вполне согласуется с залеганием в глинистых сланцах.

Переходя к вопросу о форме соединений, в которых находится P_2O_5 в наших фосфоритах, мы видим (табл. 2), что отношения между $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$, CaF_2 и CaCO_3 , полученные при соответственных перечислениях анализов, наиболее близко подходят к тем, которые характеризуют курскит и стаффелит:



К типу курскита принадлежит фосфат большинства фосфоритов глауконитово-глинистых пород, а к типу стаффелита — большинства

Химический состав фосфоритов

Компоненты	Силур Подолни							Глаукоцитово-глинистый тип				Песчаный тип			Глаукоцитовый тип		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Na ₂ O	0,23	Следы	0,34	0,22	0,16	0,66	0,07	0,99	0,74	0,59	1,28	0,38	0,80	1,75	1,29	1,40	1,37
K ₂ O	0,16	Следы	0,31	0,20	0,15	0,45		0,92	0,34	0,33	0,54	0,56	0,50		1,79	1,43	1,09
CaO	47,99	53,05	50,50	53,03	53,12	51,31	49,50	39,08	44,60	47,07	42,43	32,52	26,62	24,59	33,69	28,24	31,44
MgO	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	—	0,37	0,82	0,64	0,69	0,59	1,30	0,65	0,65	1,25	1,19	1,02
MnO	Следы	0,57	Следы	Следы	Следы	—	—	—	—	—	—	0,56	0,12	—	0,10	0,62	—
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,40	—	0,34	—	—
Al ₂ O ₃	2,52	0,64	0,35	Следы	Следы	0,46	1,12	1,70	2,60	1,64	0,84	1,60	1,08	—	4,16	4,85	1,84
Fe ₂ O ₃	2,65	1,06	1,96	1,80	1,35	1,73	1,90	1,67	1,34	1,26	1,92	1,29	2,67	2,20	7,93	2,29	3,06
Mn ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	36,53	40,42	37,89	38,60	25,56	36,44	38,38	21,51	28,98	25,10	26,21	19,88	16,54	13,60	21,76	18,21	18,95
CO ₂	0,30	0,27	0,86	2,32	16,29	4,18	1,31	5,47	5,54	11,72	4,40	2,89	2,23	3,45	2,20	2,40	3,73
F	3,00	3,55	3,13	3,34	2,23	0,26	1,37	1,82	3,28	2,97	3,32	1,49	1,63	2,40	1,79	1,68	2,25
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	Следы	Следы	—	—	—	Следы	—	—	—
SiO ₂	6,34	0,69	3,36	1,22	0,50	4,87	5,05	0,47	0,40	0,14	11,32	36,15	44,29	0,65	19,30	33,42	33,93
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10	—	—	—	—	—	0,51
SO ₃	—	—	—	—	—	—	0,42	—	0,99	0,87	1,72	1,27	0,94	0,80	0,96	1,48	1,15
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	0,13	—	—
FeS ₂	—	—	—	—	—	—	—	2,52	0,60	0,72	5,32	0,71	—	—	—	1,55	0,06
П. п. п.	2,11	1,32	2,17	1,27	1,09	0,56	1,66	0,61	7,96	7,72	2,80	0,68	2,32	1,00	4,22	2,60	2,52
Нерастворимый остаток	—	—	—	—	—	—	—	19,43	2,96	0,74	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O при 105°	—	—	—	—	—	—	—	—	0,90	0,73	—	—	—	49,00	—	—	—
	—	—	—	—	—	100,92	101,15	100,92	101,87	99,31	102,85	102,03	100,81	100,09	100,89	101,36	102,92
	—	—	—	—	—	-0,08	-0,60	-0,76	-0,69	—	-1,40	-0,63	-0,69	-1,01	-0,75	-0,71	-0,95
	—	—	—	—	—	100,84	100,55	100,16	101,18	—	101,45	101,40	100,12	99,08	100,14	100,65	101,97

Содержание солей кальция и FeS_2 в фосфоритах по анализам таблицы 1

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$	79,78	88,28	82,75	84,30	55,82	79,51	83,74	46,96	63,18	54,72	57,21	4,2	36,11	29,67	47,50	39,8	41,33
CaF_2	6,82	8,07	7,12	7,59	5,07	0,53	2,80	3,74	6,72	6,09	6,81	3,1	3,34	4,92	3,67	3,5	4,62
CaCO_3	0,62	0,55	1,77	4,76	33,46	9,50	2,98	10,41	11,00	24,93	10,00	6,6	5,07	7,84	5,00	5,5	8,48
$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	—	—	—	—	—	—	—	—	2,13	1,86	3,69	2,7	2,03	1,73	2,06	3,2	2,47
FeS_2	—	—	—	—	—	—	—	2,53	0,60	0,72	5,38	0,7	0,04	—	0,24	1,6	0,06
	—	—	—	—	—	89,54	89,52	63,64	83,63	88,32	83,09	56,3	46,59	—	58,47	53,6	56,96

Соотношения между $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$, CaF_2 и CaCO_3 в процентах по анализам таблицы 1

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$	91,47	91,10	90,30	87,22	59,16	88,80	93,54	76,85	77,97	63,82	77,29	81,7	81,11	69,93	84,57	81,6	75,93
CaF_2	7,82	8,33	7,77	7,85	5,37	0,59	3,13	6,12	8,31	7,10	9,20	5,8	7,50	11,59	6,53	7,1	8,49
CaCO_3	0,71	0,57	1,93	4,92	35,46	10,61	3,33	17,03	13,72	29,08	13,15	12,5	11,39	18,48	8,90	11,3	15,58

К ТАБЛИЦАМ АНАЛИЗОВ

№ 1—2. Подольский фосфорит (Шлакгефер): 1 — внешний слой; 2 — внутренний слой. № 3—5. Подольский фосфорит (Шлакгефер): 3 — внешняя часть; 4 — средняя часть; 5 — внутренняя часть. № 6. Подольский вторичный фосфорит (Чирвинский). № 7. Подольский фосфорит (Кейслер). № 8. Нижневолжский фосфорит из буровой скважины в Петровско-Разумовском под Москвою. № 9. Нижневолжский фосфорит. Р. Кистега Костромской губернии. № 10. Валажжиский фосфорит, отсюда же. № 11. Палеогеновый фосфорит. Близ с. Разлеты Крелевецкого уезда Черниговской губернии. № 12. Альбский фосфорит. Крутецкий буерак, Саратовского уезда. № 13. Сеноманский фосфорит. Р. Ведуга, Землянского уезда Воронежской губернии. № 14. Сеноманский фосфорит. Курская губерния (Клаус). № 15. Валажжиский фосфорит («сухарь»). Новоселки Рязанской губернии. № 16. Альбский фосфорит. Сенгилей Симбирской губ. № 17. Палеогеновый фосфорит. Близ с. Разлеты Крелевецкого уезда Черниговской губернии.

песчаных; таким образом, получается впечатление, что курскит выражает состав оптически недеятельного или малодейтельного фосфата, стаффелит же — состав радиальнолучистого. В тех случаях, когда имеются налицо обе разновидности фосфата, мы должны иметь смеси этих двух минералов.

Среди подольских фосфоритов Чирвинский различает, как известно, два типа. К первому он относит неперекристаллизованные фосфориты, в которых не имеется CO_2 , химически связанной с $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$; фосфат в этих случаях представлен фторапатитом — $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}$. В перекристаллизованных фосфоритах CO_2 оказывается химически связанной с фосфатом, и состав основной массы наиболее хорошо перекристаллизованных конкреций близок к формуле $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaCO}_3$ (подолит). Весьма часто фосфат представляет смеси этих двух минералов.

ЛИТЕРАТУРА

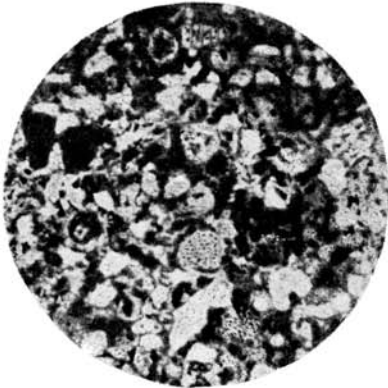
- Архангельский А. Д. Геологическое описание фосфоритовых отложений Костромской губернии по Волге к западу от г. Киешмы и по р. Мере. В кн.: Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей, вып. 1. Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов, 1909.
- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения Востока Европейской России. Мат. геол. Россип, 1912, 25.
- Архангельский А. Д., Добров С. А. и Семихатов А. Н. Отчет об исследованиях залежей фосфоритов в Саратовской губернии в 1910 году. В кн.: Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей, т. 3. Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов, 1911.
- Архангельский А. Д. и Ланге О. К. Отчет об исследованиях фосфоритовых залежей в Пензенской губернии в 1910 году. В кн.: Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей, т. 3. Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов, 1911.
- Замяткин А. Н. Отчет о геологических исследованиях фосфоритов в Уральской области, в районе нижнего течения р. Темира и верхнего течения р. Эмбы в 1913 году. Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов, 1914, 6.
- Лучицкий В. И. Отчет о геологических исследованиях фосфоритовых отложений Киевской губернии. Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов, 1913, 5.
- Ренгартен В. П. Очерк месторождений фосфоритов на Кавказе. Сборник «Фосфориты СССР», 1927.
- Самойлов Я. В. К вопросу о фосфоритах Ферганы и Сыр-Дарьинской области. Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов, 1913, 5.
- Самойлов Я. В. К минералогии фосфоритовых месторождений, ст. I—IV. Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов, 1911, 3; 1912, 4; 1914, 6, 1915, 7.
- Чирвинский В. П. Химическое и микроскопическое исследование подольских фосфоритов. Зап. Киевск. об-ва естествоисп., 1907, 20, вып. 3.
- Чирвинский В. Zur Frage über die mineralogische Natur der russischen Phosphorite. (К вопросу о минералогической природе русских фосфоритов.) N. Jb., 1911.
- Чирвинский В. Н. Фосфориты Украины. Изд. Ком. Акад. Наук по науч. ест. произв. сил, 1919.
- Чирвинский П. Н. Геологическое строение правобережной полосы по р. Сейму в пределах Курской губернии. Зап. Киевск. об-ва естествоисп., 1913, 23.
- Чирвинский П. Н. Фосфориты из округи г. Рыльска. Ежег. геол. и мин. России, 1906, 8.



1



2



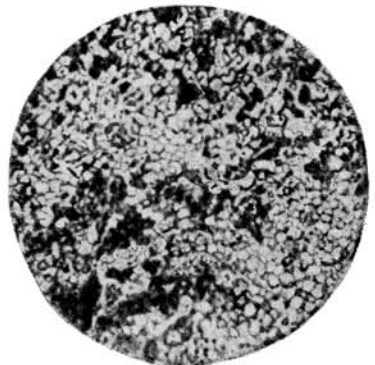
3



4



5



6

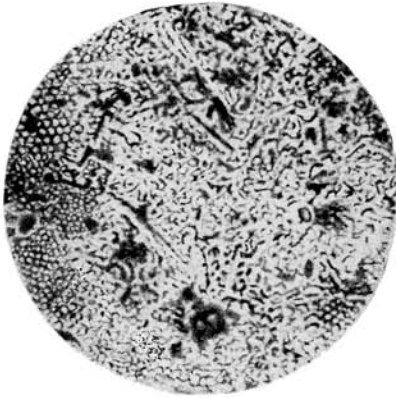
Объяснения к таблицам I—III см. в тексте.



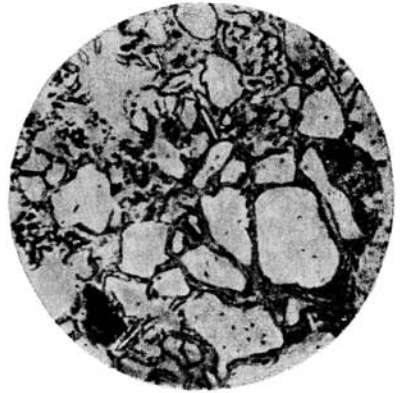
7



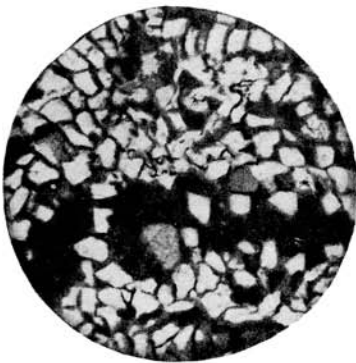
8



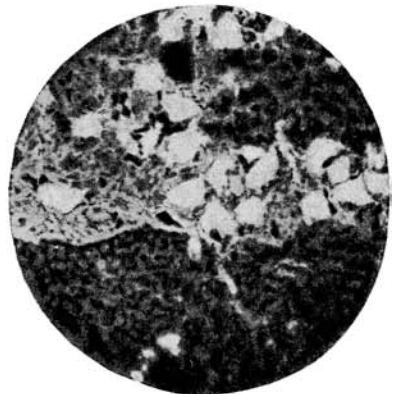
9



10



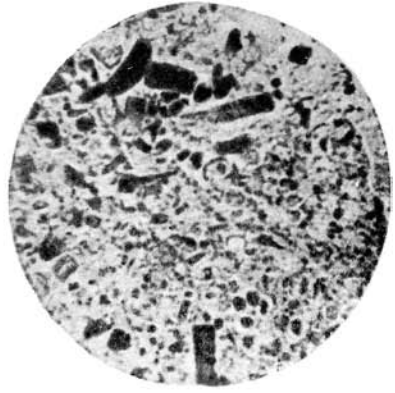
11



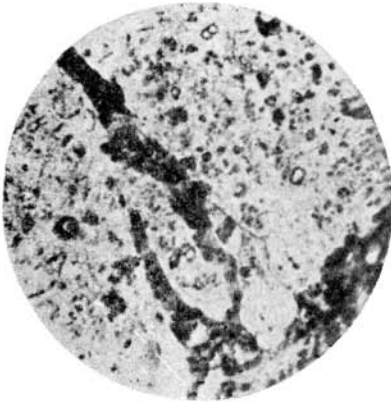
12



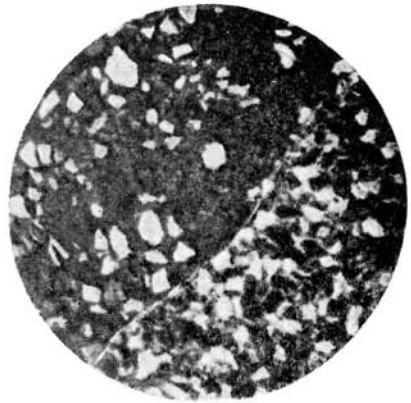
13



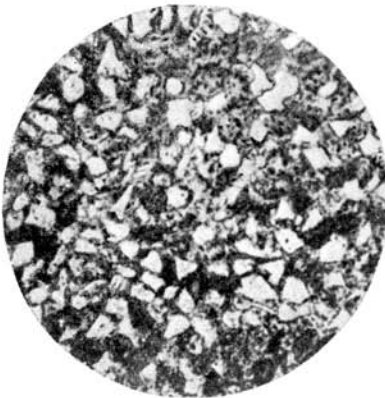
14



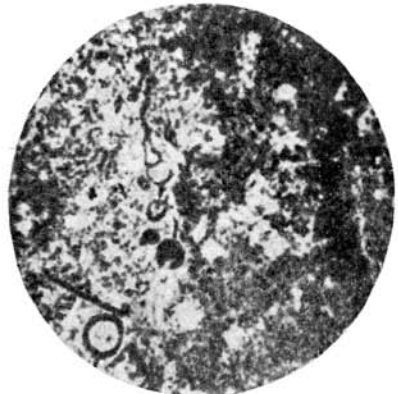
15



16



17



18

О ПОИСКАХ ЗАЛЕЖЕЙ ФОСФОРИТОВ В СССР¹

(Доложено в ОФМ 30. I 1930)

Намечаемый на ближайшие годы план развития сельского хозяйства в СССР и в особенности коллективизация деревни предъявляют огромные требования на минеральные удобрения, и в том числе, в первую очередь, на фосфориты. Всего несколько лет тому назад удовлетворение этих требований сырьем из советских месторождений казалось совершенно невозможным, но в настоящий момент положение приходится считать резко изменившимся. Интенсивная и плодотворная работа Научного института по удобрениям подготовила к эксплуатации целый ряд значительных месторождений фосфоритов в средних, северо-восточных и юго-восточных частях европейской части Союза, а открытие апатитов в Хибинских тундрах не только обеспечило снабжением фосфорной кислотой нашего северо-запада, но и наметило возможность крупного экспорта апатитов.

Несмотря на эти успехи в обеспечении страны фосфоритовым сырьем, мы отнюдь не можем успокоиться на том, что уже сделано, и обязаны максимально развивать поиски новых месторождений. К этому понуждает прежде всего то обстоятельство, что во всех известных сейчас месторождениях, приуроченных к осадочным породам, т. е. исключая хибинские, фосфориты залегают относительно тонкими слоями, не образуя особенно больших запасов, и, кроме того, не отличаются высоким содержанием P_2O_5 , которое позволяло бы сопоставить их с фосфоритами Северной Африки, а также Флориды и Теннесси в Северной Америке; в соответствии с этим условия добычи и переработки наших фосфоритов неизмеримо менее благоприятны, нежели американских и африканских.

Долголетние работы по изучению русских фосфоритовых месторождений привели к внедрившемуся в общее сознание положению, неоднократно сформулированному Я. В. Самойловым, что осадочные отложения в пределах СССР, несмотря на обилие и постоянство фосфоритоносных горизонтов, не содержат в себе мощных и богатых P_2O_5 пластов; общие запасы фосфоритов в Союзе колоссальны, но они разпылены среди не содержащих P_2O_5 пород на огромной площади в виде тонких прослоек с относительно низким содержанием P_2O_5 . На первый взгляд выводы эти кажутся обоснованными чрезвычайно солидным фактическим материалом, но более углубленная проработка вопроса показывает, что исчерпывающим этот материал считать нельзя, а потому и самое заключение еще не является вполне бесспорным.

¹ Печатается по тексту, опубликованному в Докладах Акад. Наук СССР, 1930, № 5.— *Ред.*

Теоретической базой всех поисков фосфоритов в осадочных отложениях служат у нас работы А. Н. Розанова (1912, 1927) и автора этой заметки (Архангельский, 1911, 1912, 1916, 1927). Сообразно с основными научными интересами обоих авторов, работы эти были направлены исключительно на выяснение условий образования фосфоритов в ходе нормального процесса отложения морских осадков и пород. В основе их лежит известное положение Кайё (Cayeux, 1906), что образование фосфоритов на дне моря падает на эпохи более или менее резких нарушений нормальной жизни бассейна, которые обычно проявляются в его отложениях следами перерывов осадочного процесса и резкой сменой фаций. На русском материале это положение получило блестящее подтверждение и никем теперь больше не подвергается сомнению, служа совершенно надежным основанием для поисковых работ.

Ни в какой мере не оспаривая всех этих положений и теперь, я должен отметить, что работы А. Н. Розанова и мои рассматривают лишь частный, хотя и наиболее распространенный и бросающийся в глаза случай образования фосфоритовых слоев, и отнюдь не захватывают проблему фосфоритообразования во всем ее объеме. Поскольку это правильно, поскольку другие возможные случаи образования фосфоритовых пород у нас вовсе не изучались и не имелись в виду, мы, конечно, не имеем права считать, что их на территории СССР не имеется, и именно на них должны сосредоточить в настоящий момент свое внимание. Я имею здесь в виду образование фосфоритов путем метасоматических процессов.

Как известно, в современных условиях на коралловых островах в большом масштабе происходит фосфатизация известняков под влиянием растворов фосфорнокислого аммония, берущих свое начало из залежей гуано; часть образующихся таким путем месторождений фосфоритов имеет промышленное значение. Процессам метасоматоза на суше приписывают, как известно, частично происхождение знаменитых месторождений фосфоритов во Флориде (Sellards, 1927). Другое важнейшее месторождение САСШ, Теннессианское, обязано своим происхождением, судя по всему, также метасоматическим процессам, которые протекали, однако, не на суше, а на дне моря; последующее выщелачивание оставшихся неизмененными участков известняка привело затем к особому обогащению породы трудным растворимым фосфатом кальция (Самойлов, 1914). Образование североафриканских фосфоритов (Самойлов, 1912) для меня не совсем ясно, но не подлежит сомнению, что в основе этого процесса также лежало метасоматическое замещение известняков, а отчасти, вероятно, и трепелов; процесс протекал, как и в Теннесси, повидимому, на морском дне.

В СССР фосфатизированные метасоматически известняки (мел) и трепелы сделали известны уже с самого начала систематического изучения фосфоритов. В большинстве случаев эти фосфатизированные породы представлены лишь отдельными гальками в фосфоритовых слоях обычного типа, происхождение которых может быть различно. Во-первых, они могут быть остатками ранее существовавших пластов фосфата, которые были разрушены при образовании включающего гальки слоя; во-вторых, гальки могут представлять окатанные куски мела и опоки, которые были фосфатизированы лишь в процессе отложения заключающего их фосфоритового пласта. В сеномане и туроне мы можем, однако, отчетливо наблюдать и фосфатизацию известковой массы, расположенной между фосфоритами более ранних генераций. В самое последнее время в окрестностях Вольска найдены были во вторичном залегании обрывки пластов чрезвычайно своеобразной белой очень богатой P_2O_5 фосфатизированной породы, которая была замечена мною еще в студенческие годы и принята за сильно

измененный, слабо вскипающий с HCl мел. Изучение шлифов из образцов, доставленных мне теперь инж. Курманом, заставляет думать, что мы имеем дело с фосфатизацией не мела, а опоки или трепела.

Таким образом, фосфатизация известковых и кремнистых пород, несомненно, имела место и на территории Союза, и весь вопрос заключается в том, насколько мощные слои были захвачены метасоматическими процессами и сохранились ли они от последующей эрозии и абразии.

Приходится признать, что для решения этого вопроса у нас еще почти ничего не сделано. Рассмотрим сначала случай возможной фосфатизации пород на дне моря, принимая во внимание тот эмпирический закон, что выделение фосфатов приурочивается обычно к некоторым изменениям нормального режима бассейнов, проявляющимся весьма часто или перерывами в серии отложений, или резкими сменами фаций последних.

Далеко не всякий перерыв в серии нормальных морских отложений обозначается фосфоритовым слоем обычного типа; как пример, можно указать границу каменноугольных известняков и юрских глин в Подмосковном крае. Такие границы у нас вовсе не изучались, и фосфатизация подстилающих пограничную поверхность пород, если только измененный горизонт по своим внешним признакам не походит на обычный фосфорит, могла заведомо остаться незамеченной; а ниже мы увидим, что фосфатизированные породы могут по внешнему виду совершенно не напоминать фосфориты. В тех случаях, когда к границе двух слоев приурочивается обычный фосфоритовый горизонт, подстилающая последняя порода также не исследовалась в силу того, что внешние признаки не указывали на присутствие в ней P_2O_5 . Вольская фосфоритовая порода, которая, несмотря на свое богатство P_2O_5 (свыше 30%), ни в какой мере не похожа на обычный фосфорит и напоминает в одних образцах каолин, а в других окремнелый мел, доказывает, что на внешние признаки полагаться совершенно нельзя. При таких условиях геолог мог пройти мимо нацело фосфатизированного известняка, мела, опоки или глины, совершенно не подозревая, что он имеет дело с ценным полезным ископаемым.

Что касается случаев фосфатизации пород в континентальных условиях, то возможность такого процесса у нас вовсе не принималась в расчет.

Все сказанное делает очевидным, что поиски фосфоритов в осадочных породах СССР далеко еще не могут считаться законченными; точнее, можно утверждать, что к отысканию наиболее ценных метасоматических месторождений до сих пор еще не приступлено. Оставляя в стороне частный случай фосфоритовой породы Вольска, к отысканию коренных месторождений которой нужно идти особым путем, я могу указать следующий путь к решению рассматриваемого вопроса.

В ближайшую очередь следует организовать особые поисковые геологические партии, снабженные легкими полевыми лабораториями для изучения пород, подстилающих известные уже фосфоритовые слои, обращая особое внимание на известняки и опоки, но отнюдь не отбрасывая и породы иного характера. Параллельно с этим должны быть изучены и те границы различных геологических свит, отделенных друг от друга перерывами, которые не отмечены фосфоритами; особое внимание должно быть сосредоточено на тех случаях, где подстилающей породой являются известняки.

При всех этих поисках приходится иметь в виду, что крупнейшие метасоматические месторождения Америки и Африки лежат в тропическом и субтропическом поясе. Возможно, что мы имеем здесь дело лишь со случайностью, но вероятно и то, что условия жаркого климата благоприят-

ствуют процессу фосфатизации не только на суше, что совершенно очевидно, но и на морском дне. Учитывая это, мы должны при поисках обратить особое внимание на Крым, Кавказ и Туркестан. Важно отметить, что для мелового и начала третичного периода климат Туркестана ничем, повидимому, не отличался от климата Северной Африки.

Предполагаемые работы должны, кроме поисков уже известных типов месторождений, преследовать и еще одну цель. Мы не имеем никаких оснований считать, что законы концентрации фосфора в осадочных породах нам уже вполне известны; справедливее, вероятно, будет сказать, что они известны еще весьма несовершенно, а потому кроме известных типов месторождений могут существовать и иные, нам совершенно неизвестные. Поэтому при поисковых работах необходимо должна быть поставлена и задача выяснения распределения фосфора в осадочных породах вообще с целью отыскания общих законов его накопления. Только выяснив эти законы, мы в состоянии будем полностью овладеть фосфоритовой проблемой, поскольку она, конечно, связана с осадочными породами.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения Востока Европейской России. *Мат. для геол. России*, 1912, 25.
- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения Туркестана. *Тр. Геол. ком.*, нов. сер., 1916, вып. 151.
- Архангельский А. Д. Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов. *Сб. Фосфориты СССР*. М., изд. Геол. ком., 1927.
- Архангельский А. Д. и Ланге О. К. Отчет об исследованиях фосфоритовых залежей в Пензенской губернии в 1910 г. В кн.: *Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей*, т. 3. *Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов*, 1911.
- Розанов А. Н. О зонах подмосковного порглана и о вероятном происхождении фосфоритовых слоев под Москвою. *Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы*, 1912.
- Розанов А. Н. Стратиграфия содержащих фосфориты отложений Центральной и Северо-восточной области, фосфоритовые горизонты и их вероятное происхождение. *Сб. Фосфориты СССР*. М., изд. Геол. ком., 1927.
- Самойлов Я. В. Месторождения фосфоритов Алжира и Туниса. *Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов*, 1912.
- Самойлов Я. В. Из поездки в Северную Америку в 1913 году. *Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов*, 1914.
- Сауеих L. Les concrétions phosphatées de l'Agulhas bank d'après de Dr. L. W. Collet. *Genèse de gisements de phosphates de chaux sédimentaires*. *Bull. Soc. géol. France*, 4 sér., 1906, 5.
- Sellards E. H. The Florida phosphate deposits. *Congr. géol. intern. C. R. de la XIV session, Madrid*, 1927.

К ВОПРОСУ ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ХОПЕРСКИХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД¹

За последние годы у нас в СССР сильно повысился интерес к вопросам образования месторождений железных руд в осадочных породах, и в связи с этим появилось довольно большое число работ. К числу месторождений, состав и условия образования которых рассматривались в этих работах, принадлежали и так называемые хоперские руды, развитые в бассейне реки Подгорной и левых притоков Хопра, в пограничных областях Нижневолжского края и Центральной черноземной области. Наибольшее значение для познания этих руд имеют работы Н. Х. Платонова и Н. Н. Годлевского; несколько интересных замечаний по вопросу об их происхождении можно найти также в последних работах Л. В. Пустовалова.

Мне удалось посетить район развития хоперских железных руд в 1931 г., когда я осмотрел наиболее характерные выходы рудного горизонта. Обработка собранного во время этой поездки материала, которую удалось закончить лишь осенью 1932 г., дала ряд интересных результатов, краткому изложению которых и посвящена эта предварительная заметка. Более полная статья будет напечатана в другом месте.

По существующим представлениям хоперские руды залегают в толще верхнемеловых отложений и относятся к коньяскому ярусу, который трансгрессивно покрывает туронские и сеноманские породы. По нашим наблюдениям стратиграфические отношения рудного слоя иные: в северных выходах он действительно покоится на сеномане, но южнее трансгрессивно переходит не только на турон, но и на более высокие горизонты верхнемеловых пород, именно на мел с *Belemnitella praecursor*, которые должны относиться к сантонскому ярусу. Прикрываются рудные слои по неровной границе везде песчаниками, которые принято относить к эоцену, именно к бучакскому ярусу; в основании этих пород всегда залегают конгломерат. Такие условия залегания определяют возраст хоперского рудного горизонта как верхнесенонский (кампан-маастритх) или палеоценовый. Какое из этих двух предположений является более правильным, в настоящий момент решить еще нельзя, так как из ископаемых в самом слое встречаются лишь мелкие обломочки раковин иноцерамов, которые могут здесь находиться и во вторичном залегании. Как будет видно в дальнейшем, хоперский горизонт² по наиболее оригинальным своим литологическим признакам имеет много общего с известными фосфоритами

¹ Печатается по тексту, опубликованному в Бюллетене Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол., 1933, 11, № 1.— *Ред.*

² Я буду употреблять для обозначения пачки слоев, содержащей руды, этот термин, предложенный Платоновым.

окрестностей Вольска на Волге, которые по содержанию *Scaphites constrictus* и залегаюто над слоями с *Belemnitella lanceolata*, несомненно, принадлежат к маастрихтскому ярусу.

Подробных и точных описаний состава хоперского рудного горизонта еще не имеется. Не входя в подробности, я укажу здесь, что этот горизонт имеет малую мощность, обычно не более 1,5—2 м, и состоит из весьма своеобразного и изменчивого комплекса чередующихся пластов опок, зеленоватых глин, в большей или меньшей степени оруденелых, характерных охристых глин, часто более или менее богатых весьма мелкими оолитоподобными железистыми зернами, бурых железняков весьма разнообразной структуры и происхождения и, наконец, весьма сильно обычно оруденелой белой породы, которую почти все предыдущие исследователи хоперских руд принимали за мел или мергель; лишь в самое последнее время Меленевский показал, что белая порода является фосфоритом.

Эта порода, которая часто почти нацело бывает метасоматически замещена бурым железняком и сохраняется лишь в виде белых пятен в центре рудных «жеод», представляет наиболее характерную и оригинальную особенность хоперского горизонта. Уже простое опробование соляной кислотой показывает, что мы имеем дело в белой породе не с мелом, так как она, растворяясь почти нацело в HCl , при этом или вовсе не вскипает или вскипает весьма слабо. Анализы показывают, что порода содержит всегда большое (до 35%) количество фосфорной кислоты и является весьма оригинальным фосфоритом, близко напоминающим по своему виду упомянутые выше фосфориты побережья Волги в окрестностях г. Вольска. При изучении под микроскопом на прозрачных шлифах наименее затронутые оруденением образцы фосфата представляют прозрачное, бесцветное, чрезвычайно слабо действующее на поляризованный свет, а нередко и вполне оптически изотропное вещество. В нем встречаются мелкие раковины фораминифер из родов *Textularia* и *Rotalia*, а также очень мелкие обломочки призматического слоя раковин моллюсков.

Кроме концентрации P_2O_5 в виде пластов фосфата, мы находим ненормально высокое содержание его также и в глинистых породах (до 3 и 7%). Как известно, весьма богаты фосфором и самые хоперские железные руды; к вопросу о причинах этого последнего явления я вернусь в дальнейшем.

Переходя к краткой характеристике железных руд хоперского горизонта, прежде всего следует подчеркнуть, что здесь, как и во всяком другом месторождении бурых железняков, необходимо различать первичные и вторичные формы оруденения. К первым относятся разности руды, образовавшиеся непосредственно на дне бассейна, в котором отлагались породы хоперского горизонта, вторые же обязаны своим происхождением перемещениям первичных гидратов окиси железа в толще содержащих последние слоев, независимо от времени и характера этих перемещений.

К числу первичных образований относятся, вероятно, очень богатые железом охристые глины, мелкие полумикроскопические оолитоподобные тельца, чрезвычайно оригинальные, похожие на пчелиные соты пористые бурые железняки (сотовая руда) и, наконец, некоторые из тонких прослоечек бурого железняка среди глинистых пород.

К вторичным рудам принадлежат часть пластинчатых бурых железняков и чрезвычайно широко распространенные и важные в практическом отношении «жеодистые» руды. Термин этот происходит из Липецкого железорудного района, где под именем «жеод» разумеют разнообразной формы полые образования, стенки которых состоят из плотного бурого железняка, а внутренность то бывает заполнена какой-либо породой (песком, глиной, известняком и пр.), то оказывается пустою;

изредка полости жеод бывают выполнены водой. Жеоды или залегают в породе по одиночке, или же, что бывает в подавляющем большинстве случаев, тесно прилегают друг к другу, образуя пласты оригинальной крупноячеистой руды.

По вопросу о способе образования жеод за последние годы был высказан целый ряд мнений. Не считая возможным в этой краткой заметке вдаваться в полемику с Л. В. Пустоваловым, придерживающимся иных, на мой взгляд, совершенно неверных взглядов, я ограничусь лишь замечанием, что изучение хоперских и ряда уральских месторождений окончательно убедило меня в правильности выводов, сделанных мною в 1930 г. на основе знакомства с жеодистыми рудами липецких месторождений.

Жеодистые руды возникают в связи с перемещением гидратов окиси железа из одного слоя в другой, весьма часто сопровождаемым метасоматическим замещением той породы, в которой происходит вторичное их отложение. В основном процесс происходит следующим путем. Коллоидальные растворы гидратов окиси железа проникают в породу по сети трещин, из которых она диффундирует внутрь кусков, ограниченных этими трещинами. Здесь окислы железа выделяются, причем выделение это весьма часто носит характер ритмического процесса, вследствие чего возникают характерные кольца Лизеганга. В результате этого вдоль трещин образуются все более и более утолщающиеся железистые корки, часто имеющие тонкое концентрически скорлуповатое строение; более редко расположенные концентрические скорлупы наблюдаются часто и внутри кусков. Если порода, в которую проникают растворы, может растворяться (известняк, опока, фосфорит и пр.), то выпадающие окислы железа становятся на место растворенных частиц, и происходит метасоматическое замещение породы бурым железняком. Наиболее темным местом в вопросе об образовании жеодистых руд является происхождение полых жеод. Обширный материал, имеющийся у меня по этому вопросу, не оставляет сомнений в том, что полые жеоды возникают в процессе растворения породы, заполнявшей ранее среднюю часть жеод обычного типа. Растворение это неизбежно должно быть в том случае, когда перемещение гидратов окиси железа прекращается, растворяющее же действие растворов, циркулирующих в породе, сохраняется. При этом процесс метасоматоза должен уступить место растворению, которое при благоприятных условиях будет продолжаться до полного исчезновения не замещенных бурым железняком участков породы; из заполненных породой жеод при этом должны образоваться жеоды полые. В хоперском железорудном районе жеодистая структура возникает в пластах различного петрографического состава — в глинах, охристых глинах и пр., но особенно типичные жеоды образуются в пластах бледного фосфорита; легкая растворимость последнего обуславливает, с одной стороны, возможность образования почти сплошных слоев метасоматических бурых железняков, а с другой — появление полых жеод; различные стадии образования последних встречаются в Хоперском районе очень часто.

Химический состав хоперских руд достаточно хорошо выяснен анализами, которые приводятся в работах Платонова и Годлевского.

Я здесь приведу несколько примеров из работы последнего (см. стр. 646).

Изучение аналитического материала, литературного и полученного в лабораториях Института геологии и минералогии, позволяет установить некоторые интересные соотношения между отдельными элементами. Совершенно ясно делается при этом, что содержание в рудах фосфора уменьшается при увеличении содержания железа, и обратно. Наоборот,

Компоненты	Охристый бурый железняк	Плотный бурый железняк	Оолитовый бурый железняк	Компоненты	Охристый бурый железняк	Плотный бурый железняк	Оолитовый бурый железняк
SiO ₂	8,12	5,35	10,86	CO ₂	0,95	0,11	1,41
TiO ₂	0,16	0,14	0,18	S	0,05	0,03	0,05
Al ₂ O ₃	6,75	5,23	11,52	SO ₃	0,07	0,03	0,13
Fe ₂ O ₃	66,82	71,49	53,19	As ₂ O ₃	0,019	0,021	0,019
MnO	1,46	0,40	1,54	P ₂ O ₅	1,69	1,70	5,32
MnO ₂	0,20	0,06	0,81	V ₂ O ₅	0,002	Следы	Следы
CaO	1,03	1,29	2,98	H ₂ O+	11,24	11,96	9,75
MgO	0,39	0,35	0,37	H ₂ O—	1,12	0,81	1,64
				Сумма	99,92	99,87	99,77

между содержанием марганца и железа существует прямая зависимость, так что отношение Mn/Fe остается приблизительно постоянным, колеблясь в узких пределах 0,02—0,04. Содержание ванадия, мышьяка и никеля в хоперских рудах очень низкое, и закономерности в его изменении подметить не удается. Чрезвычайно интересно, что наибольшее и притом постоянное количество меди (0,006—0,007%) обнаружено в первичных «сотовых» рудах; в большинстве остальных типов руд медь вовсе отсутствует; в немногих образцах их оказалось 0,002—0,003% меди.

Учитывая условия залегания, структуру и химический состав хоперских железных руд, можно с довольно большими деталями восстановить процесс их формирования.

В неизвестный нам с точностью момент конца мелового периода в области распространения хоперского горизонта имели место поднятия морского дна, приведшие к образованию низменных плоских участков суши, на поверхности которых эрозия создала сеть неглубоких котловин, русел и пр. При последовавшем вскоре после этого опускании район был затоплен очень мелким морем, образовавшим в упомянутых неровностях рельефа сложную систему лагун и лиманов, в которых происходило накопление комплекса осадков, образующих в настоящий момент хоперский горизонт. При дальнейшем опускании страны и углублении моря осадки эти сменились однообразными толщами чередующихся пластов опок и глин, покрывающих хоперский горизонт, и рудообразование прекратилось.

Процесс отложения осадков на дне хоперского бассейна представлял весьма много оригинальных особенностей.

Прежде всего необходимо отметить малый и крайне неравномерный приток в бассейн обломочных частиц; поступание последних по временам совершенно прекращалось, и тогда на дне начинали отлагаться исключительно химические осадки. В моменты максимального притока обломочного материала отлагались глины; при уменьшении его последние замещались охристыми глинами и охристыми бурыми железняками, частично оолитовыми, которые в большей своей части представляют отложения химические. Наконец, в моменты прекращения притока обломочных частиц на дне лагун накапливались исключительно химические и притом весьма разнообразные осадки — то сплошные пласты фосфатов кальция, то почти чистые бурые железняки, то, наконец, водный кремнезем, давший впоследствии опоки.

Второй особенностью осадочного процесса было только что отмеченное раздельное осаждение из раствора различных химических соединений.

Случаи, в которых бы отлагались смешанные кремнисто-фосфато-железистые осадки, мне не известны. Правда, повышенное содержание фосфора чувствуется всюду, в том числе и в первичных железных рудах, но до образования настоящих фосфато-железистых отложений, повидимому, ни разу не доходило.

В связи с этой изменчивостью условий осаждения и с пересыщением воды различными веществами находится, повидимому, третья особенность осадков лагун — отсутствие в них остатков организмов, если не считать мелких фораминифер и радиолярий, которые могли заноситься сюда из открытого моря течениями.

Последней особенностью режима лагун было, повидимому, периодическое их обмеление и порою полное осушение дна. Следы этого можно найти в структуре «сотовых» руд. Весьма возможно, что эти периодические осушения имели чрезвычайно большое влияние на дальнейшее формирование месторождений, так как в это время под влиянием обсыхания ила и дегидратации различных богатых водою веществ должны были возникать трещины, по которым в дальнейшем в первую очередь начали циркулировать растворы.

В указанных условиях на дне лагун отложились слои первичных руд.

Вторая фаза формирования месторождений связывается с упоминавшимся уже мною перемещениями первичных коллоидальных гидратов окиси железа. Перемещаясь из пласта в пласт, проникая в трещины теряющего воду ила, диффундируя внутрь пластов и выпадая здесь в виде геля, гидраты эти создавали все те разнообразные формы вторичных руд, о которых говорилось выше. Изучение структуры жеоидных руд определенно указывает, что процесс этот был прерывистым. В моменты прекращения циркуляции железистых растворов происходило растворение фосфатов и образование полостей жезд, а в эпохи возобновления этой циркуляции в некоторых из образовавшихся полостей вторично выпадали гидраты окислов железа.

В недавнем прошлом большинство железных руд Европейской части СССР считалось метасоматическими, причем обычно принималось, что железистые растворы, вызывавшие оруденение той или иной породы, преимущественно известняков, возникали за счет окисления пирита, находившегося в глинистых породах, которые покрывали эти известняки. За последние годы выяснилось, что эти взгляды не соответствуют действительности и что в пластах бурых железняков и сферосидеритов мы имеем в основном образования первичные; вместе с тем стало ясным, что внутри рудных слоев в каждом месторождении совершаются сложные вторичные перемещения железа. При этом процессы метасоматоза были отодвинуты на второй план и в значительной мере стали даже игнорироваться. Изучение хоперских месторождений показывает, однако, что этого делать нельзя и что при вторичных перемещениях первичного рудного материала процессы метасоматоза играют весьма большую роль.

Изложенные выше факты вполне объясняют то высокое содержание фосфора и неравномерное распределение его, которое характеризует хоперские руды. Часть P_2O_5 , которую дают анализы средних проб руды, принадлежит первичным разностям последней, но значительная часть приходится на долю вполне замещенных бурым железняком фосфоритов. Факты эти должны быть тщательно учтены при выработке способов обогащения хоперских руд.

ОБ УСЛОВИЯХ НАКОПЛЕНИЯ МЕДИ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ¹

С 1909 по 1925 г. в русских и иностранных изданиях была опубликована целая серия статей покойного Я. В. Самойлова, посвященных роли организмов в образовании минералов, встречающихся в осадочных породах².

Роль эта, по мнению Самойлова, очень велика, и в одной из своих статей он выдвигает положение, что «в каждом определенном случае, где установлена принадлежность какого-либо минерального тела к определенному геологическому горизонту, необходимо выяснить, не связано ли образование этого минерала с жизнедеятельностью организмов» (стр. 88).

Следя за развитием идей Самойлова, легко убедиться, что интерес к организмам как минералообразователям возник у него под влиянием изучения фосфоритов, связь которых с организмами едва ли может оспариваться. Учитывая строгую приуроченность фосфоритов к определенным стратиграфическим горизонтам, в которых они прослеживаются на огромные расстояния, Самойлов и ставит вопрос о связи с организмами тех минералов, для которых такая приуроченность является доказанной. Такой подход заставляет Самойлова в логическом развитии его мысли сделать ряд крайне интересных дальнейших выводов.

Что фосфоритообразование связано с разложением тела организмов, в составе которых фосфор играет видную роль, для нас кажется вполне понятным и естественным, но гораздо труднее связывать с организмами накопление в породах тех или других определенных геологических горизонтов соединений бария, стронция, ванадия, меди и пр., которые встречаются в организмах лишь изредка и притом обычно в очень малых количествах. Чтобы такое предположение сделалось более вероятным, Самойлов прибегает к гипотезе о том, что химический состав тела организмов мог в геологическом прошлом сильно отличаться от современного их состава. Для изложения его мыслей мы приведем здесь большую выдержку из статьи «О целестинах Туркестана» (стр. 49—51):

«Палеонтология, изучая по преимуществу морфологические признаки ископаемых животных, рисует достаточно яркую картину тех чрезвычайно больших изменений, какие претерпевает морфология организмов. В самое последнее время палеонтология идет дальше, она работает над вопросами палеобиологии.

¹ Печатается по тексту, опубликованному в Бюллетене Моск. об-ва испыт. природы, Отд. геол., 1932, 10, № 2. Соавтор Е. В. Рожкова.— *Ред.*

² Статья эти сведения в сборнике «Биолиты» (Л., Хим.-техн. изд., 1929), на страницы которого мы в дальнейшем и ссылаемся.

Позволительно поставить теперь и такой вопрос: всегда ли одинакова была и физиология? Не обнаруживали ли с течением времени изменения и физиологические процессы? Я имею в виду не самый характер физиологических процессов, а интенсивность этих процессов, и, главным образом, тот субстрат, на котором эти процессы протекали. Поясню это примером.

Кровь животных организмов должна была всегда выполнять свою основную, определенную функцию, и нам известно, какую роль в выполнении этой функции играет содержащееся в крови современных животных железо, но эту же роль может выполнять и другой металл, например медь. В настоящее время имеется список, хотя и весьма скромный по своим размерам, животных, в крови которых железо заменено медью; это — животные, заключающие в своей крови гемоцианин. И я считаю совершенно основательным задуматься над тем, всегда ли существовали такие жестко количественные соотношения, как и в текущий период истории Земли, между животными, в крови которых содержится гемоглобин, и животными, в крови которых находится гемоцианин? Не было ли периодов в истории Земли, когда это отношение было иное, когда преобладали животные с гемоцианином в крови? Как известно, в золе различных растений химический анализ обнаруживает ряд элементов, иногда совершенно неожиданных, содержащихся обыкновенно в очень ничтожном количестве. Всегда ли, однако, количественный состав золы растений был таков, и не были ли геологические периоды, когда господствовали растения с совершенно иным количественным соотношением зольных частей?

Конечно, для непосредственного решения этого вопроса, который вводит нас в область нового и совершенно темного отдела, который я считал бы уместным назвать палеофизиологией, у нас нет прямых путей; ведь нам недоступно изучение подобных проблем на ископаемых остатках, а между тем верным освещением этих вопросов может быть достигнуто правильное толкование генезиса некоторых и как раз наиболее спорных, минеральных месторождений.

Остановлюсь на вышеупомянутом металле. Много споров возбуждал и возбуждает вопрос о генезисе пермских медных залежей. Не может быть никакого сомнения в особой приуроченности ряда месторождений меди к пермским отложениям, в которых этот металл присутствует или только в виде часто встречающегося минерала или даже в виде полезного ископаемого, причем общая геологическая характеристика несущих медные соединения участков земной коры вовсе не тождественна. Одинакова в этих отложениях их общая принадлежность к пермскому возрасту, и в этом надо искать ключ к разъяснению генезиса подобных медных месторождений.

Если мы предположим, что в пермский период преобладали животные с гемоцианином в крови, то генезис медных месторождений представится в ином свете. Нахождение меди в пермских отложениях будет тогда для нас вполне ясно и даже необходимо: оно только будет говорить о нахождении одинаковой пермской фауны. Богатство некоторых пермских отложений медью будет определяться богатством фауны того периода в соответствующем участке Земли. На присутствие богатой фауны в более значительных пермских медных залежах указывалось постоянно, но роль этой фауны ограничивали только созданием ею восстанавливающей среды для тех особенных растворов, которые приносили медные соли; я весьма расширяю значение этой фауны и вижу в ней самый источник меди, которая была извлечена жизнедеятельностью организмов из морской воды.

Во всех тех случаях, когда на обширной площади среди осадочных пород обнаруживается приуроченность какого-либо минерального тела к определенным геологическим горизонтам, необходимо, на мой взгляд, тщательно остановиться на возможности связи образования такого минерального тела с жизнедеятельностью организмов.

Недостаточность наших сведений в этой области по отношению к современным животным является чрезвычайным тормозом для успешной работы в указанном направлении. Ведь до последнего времени и не предполагалось, что существуют животные, скелет которых состоит из сернокислого стронция. Не менее неожиданным явилось обнаружение группы морских животных *Xenophyophora*, в теле которых заключены зерна (кристаллики) сернокислого бария. В самые последние дни была опубликована работа, устанавливающая нахождение в крови некоторых животных — *Phallusia*, *Ascidia* — ванадия, выполняющего функцию железа.

И едва ли было бы основательно думать, что этими неожиданными новинками ближайшего времени исчерпываются все факты в этой области, что мы не стоим еще перед дальнейшими, не менее поучительными открытиями. Но в пределах уже установленных фактов необходимо обстоятельное минералогическое освещение этого аккумуляирования в теле организмов Sr, Ba, Cu, V. И если мы примем, что различные организмы с указанными характерными своеобразными особенностями, являющиеся в настоящее время относительно более редкими, в отдельные периоды истории Земли количественно преобладали, представляли собою обычные, распространенные группы животных, тогда будет ясно, какое значение может иметь детальное изучение всех этих соотношений в деле правильного объяснения генезиса различных минералов, заключенных в осадочных породах».

Возвращаясь в другой статье к тому же вопросу, Самойлов рисует увлекательную картину будущей палеонтологии, которая должна работать в тесной связи с геохимией (стр. 91):

«Современная палеонтология открывает нам былую, угасшую жизнь, исходя преимущественно из скелетных остатков организмов, из явственных морфологических образований, но настало время для расширения палеонтологических исканий в сторону раскрытия прошлой жизни в ее биохимических проявлениях. Палеонтология биохимическая (физиологическая), естественно, должна пользоваться и другими методами изучения, чем палеонтология морфологическая, а именно — геохимическими методами.

Целые группы организмов в соответствии с химическим составом их скелетов, с физической структурой последних вследствие последующих процессов — диагенетических и вторичных — не оставляют никаких морфологических следов и, следовательно, ускользают от обыкновенного палеонтологического изучения. Однако, если в их скелетах или теле имеются химические особенности, то таковые могут быть уловлены соответственными геохимическими исследованиями, и, таким образом, может быть обнаружено былое существование подобных групп.

Я мыслю в дальнейшем более тесную и согласованную работу палеонтологическую и геохимическую и убежден, что такая работа даст более полную характеристику той жизни, которая отвечает каждой геологической эпохе».

Весь этот чрезвычайно оригинальный и интересный комплекс идей, к сожалению, не привлек к себе надлежащего внимания со стороны широкого круга геологов, не был подвергнут серьезной критике и проверке на изучении определенных объектов.

Темой настоящей статьи является попытка проверить предположения Самойлова о происхождении месторождений меди в осадочных породах; вопрос этот, к которому покойный ученый возвращался постоянно с особенной любовью, имеет несомненно крупный и теоретический и практический интерес. Работа была выполнена нами в Институте геологии и минералогии Коммунистической академии.

В основе рассуждений Самойлова лежит тот бесспорный факт, что в состав тела организмов кроме углерода, водорода, кислорода и азота входит еще очень большое число элементов, часть которых, как Р, Са, Fe, распространены очень широко и присутствуют в значительном количестве, часть же, как Ва, Sr, V, Cu и другие, встречаются более редко. Бесспорно также и то, что по смерти организмов элементы эти вместе с их телом попадают в осадок и при благоприятных условиях, для различных элементов неодинаковых, могут в нем накапливаться и затем перейти в породу, частью в тонко рассеянном состоянии, частью же в виде минеральных скоплений.

Увлекаться этими фактами при выяснении причин накопления различных элементов в породе отнюдь, однако, нельзя, так как все они могут попасть в нее и иным путем, в виде обломочных частиц с берега или в виде химического осадка из воды. Чтобы решить, каким путем действительно произошло накопление какого-либо элемента, требуется весьма серьезное и нередко очень сложное исследование.

Если обратиться к работам Самойлова, то по существу единственным аргументом в пользу органогенного происхождения залежей меди в пермской системе, бария в верхней юре и пр. является приуроченность этих минеральных образований к определенной стратиграфической единице. За этим следуют уже изложенные нами предположения о том, что в эпоху отложения изучаемых пород могли существовать в изобилии организмы, накапливавшие в своем теле соответствующий элемент. Доказательство это, если только его вообще можно назвать доказательством, очевидно, является совершенно недостаточным. В самом деле, приуроченность того или иного вещества к определенному стратиграфическому горизонту означает лишь приуроченность его образования к определенному отрезку времени, что может зависеть от весьма различных причин.

Кроме появления в пермский период животных с гемоцианином, как предполагает Самойлов, накопление меди в отложениях этого периода могло начаться, как то думает большинство геологов, под влиянием размыва коренных месторождений ее в только что образовавшихся варисийских горных сооружениях. При этом медь могла попадать в осадки частью в виде обломочных частиц, частью же в виде растворов, из которых под влиянием H_2S или в силу иных причин впоследствии происходило ее выделение в виде тех или иных минералов.

Для того чтобы решить, какая из двух этих возможностей в действительности имела место, мы должны рассмотреть явление во всех его соотношениях, в его историческом развитии и можем остановиться на гипотезе о существовании животных с гемоцианином в крови лишь после того, как убедимся, что иные объяснения для этого действительно непригодны.

От недостаточно обоснованных, опрометчивых решений этого вопроса нас должно удерживать, между прочим, также то соображение, что кроме чисто теоретического и методологического интереса проблема представляет, если достаточно вдуматься в нее, и большое практическое значение; на ней превосходно можно видеть, как тесно связаны, казалось бы, чисто теоретические вопросы с практическими и как то или другое решение первых определяет успех практических задач.

Если статья в вопросе о происхождении месторождений меди среди осадочных пород на точку зрения Самойлова, то месторождения эти будут представлять для нас ценность лишь постольку, поскольку они сами могут служить объектом для добычи металла. Существенно иное значение приобретают они в том случае, если связывать медь в осадочных породах с коренными месторождениями ее в породах изверженных и метаморфических. В этом случае медистые песчаники и сланцы будут представлять интерес не только сами по себе, но и как указатели на возможность нахождения поблизости более богатых и надежных коренных месторождений. Вполне очевидно, что при таком подходе к делу мы могли бы, исходя из присутствия медистых песчаников в Приуралье, поставить поиски коренных залежей меди в пределах самого Урала, если бы они были нам неизвестны; присутствие медистых песчаников в Донецком бассейне и в верховьях Лены также может ставить вопросы о коренных источниках меди в этих районах.

Проще всего, конечно, было бы решить поставленный Самойловым вопрос, если бы мы могли определить содержание меди в организмах различных геологических эпох путем непосредственного химического анализа. Сам Самойлов считал (стр. 87), что мы не располагаем для решения палеофизиологических задач прямым непосредственным методом, «так как использование самых остатков организмов для этой цели непригодно»; в общем это, конечно, верно, но в отдельных случаях и, в частности, в вопросе о меди в известной степени можно использовать и метод непосредственного анализа.

Если содержащие медь организмы погребались в осадках, в которых происходили процессы сероводородного брожения, то в этих условиях в породах достаточно хорошо может сохраниться и измененное органическое вещество в виде битумов и медь в виде достаточно устойчивых сернистых соединений. Следы сероводородного брожения в виде микроскопических шарообразных включений пирита встречаются почти в каждой породе морского происхождения, которая содержит в себе значительное количество органического вещества. Взяв такую породу и определив в ней медь и углерод органического вещества, мы, вычислив отношение Cu/C , можем получить приблизительное представление о том, какую роль играла медь в составе тела организмов в момент отложения изучаемой породы. Если взять серию пород, содержащих значительное количество органического вещества, из различных геологических систем и, производя соответствующие определения, сравнить их результаты между собою, то можно надеяться получить ответ и на вопрос, изменялась ли в большом масштабе роль меди в построении органического вещества во времени.

В основном мы в своей работе решили идти указанным путем, подобрав для сравнительного изучения серию образцов от кембрия до современных морских отложений включительно.

Для тех пород, образование которых происходило в условиях кислородной среды, в особенности на поверхности континента, вероятность сохранения органического вещества в силу легкости разрушения его при свободном доступе кислорода невелика. Находя медь в таких породах, к которым относится, между прочим, и большинство содержащих медь пермских образований Приуралья, мы, конечно, не можем непосредственным путем решить, происходит ли она из обломочных частиц или из разрушившегося органического вещества, и для этого требуется, как мы уже говорили, производство специальных исследований.

Для решения вопроса о том, связана ли с органическим веществом медь в осадочных породах, наибольшее значение, конечно, имеет изуче-

ние с этой точки зрения современных морских осадков, в которых процессы вторичного переноса вещества не могли еще играть большой роли. Нами были произведены определения Cu в образцах глубоководных илов Черного моря, отлагающихся в зараженной сероводородом среде и содержащих большое количество органического вещества, и в 5 образцах илистых осадков Белого и Баренцова моря, накопление которых происходит в кислородной среде и которые бедны органическим веществом. В этих последних образцах меди не оказалось вовсе, черноморские же отложения все содержат заметное количество ее. Определения Cu и C дали здесь следующие результаты (в %):

	Cu	C	Cu/C
Черный ил ст. 10, 1929 г.	0,010	5,43	0,0019
Известковый ил ст. 10, 1929 г.	0,002	0,88	0,0022
Серая глина ст. 543	0,003	1,93	0,0016

Из рассмотрения этой таблички становится очевидным, что в глубоководных черноморских отложениях медь связана с органическим веществом, так как между количеством углерода, заключенного в этом веществе, и количеством меди существует определенное, очень мало колеблющееся отношение. Толковать эту связь как результат адсорбции меди органическим веществом мы не имеем возможности, так как адсорбирование должно происходить в тонком илистом осадке и вне зависимости от содержания в нем органического вещества.

Из пород нами было опробовано на медь 125 образцов, из которых значительная часть, именно 50, относится к верхнепермским образованиям; остальные распределяются по всем системам, начиная от третичной и кончая кембрийской. Медь определялась колориметрически (ферроцианидный метод с соблюдением всех необходимых предосторожностей, гарантирующих точность определения). Результаты анализов сведены в табл. 1.

При просмотре таблицы сразу же бросается в глаза, что почти во всех тех случаях, когда в породах находится значительное количество органического вещества, в них имеется и медь. Исключение здесь представляют лишь черные аптечные глины Московской области, один из образцов сеноманских или туронских сланцев Закавказья и большинство черных каменноугольных глин из буровой скважины в Москве и из южного крыла Подмосковного бассейна. В отношении аптекских глин отсутствие меди легко объяснить вторичными причинами, именно выщелачиванием ее, но к каменноугольным такое объяснение не приложимо.

Что касается светлоокрашенных пород, лишенных органического вещества или содержащих лишь незначительное его количество, то в них в большинстве или по меньшей мере в 50% случаев медь вовсе отсутствует. Таким образом наши анализы делают весьма вероятным, что часть меди, заключающейся в осадочных породах, действительно связана тем или другим путем с органическим веществом. Для выяснения характера этой связи мы приведем еще таблицу, в которой, кроме количества углерода и меди в процентах, указано еще отношение количества меди к количеству углерода (табл. 2).

При рассмотрении этой последней таблицы бросается в глаза, что отношение Cu/C с замечательным постоянством удерживает свою величину для целого ряда образцов. Если взять кембрийские, девонские, нижнепермские, верхнеюрские и часть эоценовых пород, а также современные глубоководные черноморские осадки, то величина отношений Cu/C колеблется в очень узких пределах от 0,001 до 0,002, т. е. остается почти постоянной. В нижнемеловых отложениях южного склона Кавказа оно

Таблица 1

№ п/п	Месторождение и возраст	Описание образца	% содержания SiO ₂	Наличие органического вещества
Т р е т и ч н ы е				
1	Керченский п-ов. Брянский рудник, плиоцен	Железная руда	Нет	—
2	Аралское море, олигоцен	Глинистый сланец	0,003	—
3	Кинтис-хеви, Кахетинский хребет, эоцен	Глина	0,004	+
4	Р. Анис-хеви, Кахетия, эоцен	»	0,010	+
5	Притоки р. Тетра-хеви, Грузия, эоцен	»	0,016	+
6	Р. Ксан, Юго-Осетия, эоцен	Углистый сланец	0,006	+
7	Р. Дурасовка, Барышского р-на, Среднее Поволжье, палеоцен	Опока	Нет	—
8	Дер. Филатьевское, Камышлиовского р-на, восточный склон Урала	»	»	—
М е л о в ы е				
9	Дмитровский р-н Московской обл., турон	Глина	»	+
10	Азербайджан, верхний мел, Ильхидагская свита	Серые и зеленовато-серые глины	0,003	+
11	То же	Чередование зеленовато-серых и красных глин	0,003	+
12	» »	Красноцветная и зеленоватая глина	Нет	—
13	Р. Камос-хеви, турон или сеноман	Углистые сланцы	»	—
14	Камос-хеви	Черный кремль	»	—
15	Дмитровский р-н Московск. обл., апт	Глина черная, содержащая пирит	»	+
16	То же	Глина черная	»	+
17	Азербайджан, апт	Зеленовато-бурые и красные глины	»	—
18	То же	Серые, сланцеватые глины	»	+
19	» »	Горючий сланец в прослоях темных глин	0,004	+
20	Тетра-хеви, Кахетия, альб.-апт	Глина	0,006	+
21	Нафтис-хеви, альб.-апт	»	0,003	+
Ю р с к и е				
22	Средняя Волга, Ундоры, нижневолжские слои	Сланец горючий, 3-й пласт	0,018	+
23	То же	Глина	0,003	+
24	» »	»	0,0005	+
25	Средняя Волга, Кашпир, нижневолжские слои	Горючий сланец	0,020	+
26	Окрестности Москвы, сеноман	Аммонит пиритизированный	Нет	—
27	То же	Глина с большим содержанием пирита	0,005	+
28	Кавказ, р. Сепара, левый приток Алазани, лейас	Углистый сланец	0,002	+
П е р м с к и е				
I. Татарский ярус				
29	Нижегородский край у дер. Горенково	Красная глина	0,004	—
30	То же	Зеленоватый песчаник	0,003	—
31	У с. Н. Работки	Красная глина	Нет	—

Таблица 1 (продолжение)

№ п/п	Месторождение и возраст	Описание образца	% содержа- ния CuO	Присутствует ли органиче- ское веще- ство
32	У с. Н. Работки	Красная глина	Нет	—
33	То же	Белая глина	0,004	—
34	» »	Красная глина	Нет	—
35	» »	» »	»	—
36	» »	Песчанистая глина	»	—
37	» »	Глина	»	—
38	Нижегородский край, у дер. Голошубихи	Красная глина	»	—
39	То же	» »	»	—
40	» »	Зеленоватый песчаник	»	—
41	» »	Красный песчаник	»	—
42	» »	Красная глина	»	—
43	» »	Красная плотная глина	»	—
44	» »	Белая глина	»	—
45	Сел. Отарки, р. Волга	Глина	0,005	—
46	То же	»	0,005	—
47	» »	»	0,004	—
48	» »	»	0,004	—
49	» »	»	0,002	—
50	Дер. Красновидово, р. Волга	Мергель	Нет	—
51	Дер. Грахань, р. Волга	»	»	—
Казанский ярус				
52	Р. Суруги	»	»	—
53	То же	»	0,003	—
54	» »	Красный мергель	Нет	—
55	» »	Глина	»	—
56	» »	»	0,005	—
57	» »	Мергель	0,0015	+
58	» »	Белый мергель	Нет	—
59	» »	» »	»	—
60	» »	» »	»	—
61	» »	Песчаник	0,003	—
62	» »	Белый мергель	Нет	—
63	» »	Песчаник	0,004	—
64	» »	Мергель	Нет	—
65	» »	Известняк	»	—
66	Р. Сок	Белый мергель	0,004	—
67	То же	Песчаник железистый	Нет	—
68	» »	Песчаник	»	—
69	» »	Серый мергель	0,007	—
70	» »	Песчаник	Нет	—
71	» »	Глинистый песчаник	0,007	—
72	» »	Мергель	0,007	—
73	» »	»	0,012	—
74	» »	Глина песчанистая	0,004	—
75	» »	Глинистый песчаник	0,007	—
76	» »	Мергель	Нет	—
77	» »	»	0,004	—
78	Р. Урал, бассейн р. Юшатыря, Уфим- ский ярус	Песчаник	0,001	—
79	Урал, р. Уршак, Уфимский ярус	Глина красная песчаная	Нет	—
80	Правый берег, р. Селеука, Артинский ярус	Горючий сланец	0,011	+
Каменноугольные				
81	По дороге на Санкуй-Тау из Макаровка (Южный Урал)	Битуминозные сланцы	0,003	+
82	Бурнашево, южное крыло Подмосквовного бассейна, угленосная свита	Глина	Нет	+
83	Шамордино (там же), Окский ярус	»	0,002	+

Таблица 1 (окончание)

№ п/п	Месторождение и возраст	Описание образца	% содержания SiO ₂	Присутствует ли органическое вещество
84	Буровая Ин-та геологии и минералогии, Москва, 252,56—258,51 м	Глина	Нет	+
85	Буровая Ин-та от 258,51 до 260,96 м	»	»	+
86	» » от 265,43 до 268,43 »	»	»	+
87	» » от 273,50 до 275,12 »	»	»	+
88	» » от 289,39 до 290,74 »	»	»	+
89	» » от 290,74 до 291,69 »	»	»	+
90	» » от 298,76 до 300,40 »	»	»	+
91	» » от 301,60 до 304,18 »	»	»	+
92	» » от 325,09 до 328,09 »	»	»	+
93	Р. Сикашта, Южный Урал	Глинистый черный сланец	0,001	+
Девонские				
94	Ст. Миныйя (Урал)	Мергель красный глинистый	Нет	—
95	То же	Песчаник зеленоватосерый	»	—
96	» »	Песчаник зеленоватосерый	»	—
97	» »	Мергель желтый	»	—
98	» »	Песчаник зеленоватосерый	»	—
99	» »	Мергель красный, глинистый	»	—
100	» »	Фиолетово-серый известняк	»	—
101	Устье р. Бярды	Известняк красный, слоистый	»	—
102	Откос против ст. Миныйя	Глина и глинистые сланцы зеленоватосерые	0,007	—
103	Красная гора при заводе Миныйя	Плитчатый известняк зеленоватосерый	0,003	—
104	Р. Сим, Урал	Сланец зеленоватосерый	0,009	—
105	Р. Сим, левый берег	Песчаник слоистый	0,003	—
106	Р. Сим, лев. берег, у устья р. Миныйя	Песчаник	Нет	—
107	Р. Аспала	Мергель красноватосерый	»	—
108	Левый берег р. Темный лог, Урал	Песчаник	»	—
109	Р. Аша, ниже дер. Ивановской, Урал	Горючий сланец	0,023	+
110	То же	Песчаник с включением пирита	0,03	—
111	Р. Рязуяк, Урал	Углистый сланец	0,007	+
112	То же	» »	0,010	+
113	» »	» »	0,006	+
114	» »	Темносерый плитчатый известняк	0,005	+
115	» »	Мергелистый известняк	Нет	+
116	» »	Кремневые прослойки в сланце	»	+
117	» »	Темносерый известняк	»	—
118	» »	» »	»	+
119	Р. Рязуяк	Песчаник сланцеватый	»	—
120	То же	Песчаник серый	»	—
121	Елец, Елецкий ярус	Серый мергель	»	—
Кембрий				
122	Павловск, кембрий	Синяя глина	0,001	—
123	Эстляндия, кембрий	Диктионемовый сланец	1,014	+

Таблица 2

№ п/п	Месторождение образца и возраст	Описание образца	% содержа- ния Cu	% содержа- ния S	Cu/S
Современные					
1	Черное море, ст. 10, 1929 г.	Черный ил	0,010	5,23	0,0019
2	Черное море, ст. 10, 1929 г.	Глинисто-известковый ил	0,002	0,88	0,0022
3	Черное море, ст. 543	Серая глина, глубоководная	0,003	1,83	0,0016
Третичные					
4	Р. Киятис-хеви, Кахетинский хребет, эоцен	Глина	0,003	0,76	0,0039
5	Р. Анис-хеви, Кахетия, эоцен	»	0,008	4,78	0,0017
6	Притоки р. Тетра-хеви, Грузия, эоцен	»	0,016	3,95	0,0040
7	Р. Ксан, Осетия, эоцен	Углистый сланец	0,005	1,21	0,0041
Меловые					
8	Р. Тетра-Хеви, Кахетия, альб- апт	Глина	0,004	7,36	0,0005
9	Р. Нафтис-хеви, Кахетинский хребет, альб-апт	»	0,002	4,14	0,0005
10	Азербайджан, апт	Горючий сланец	0,003	6,51	0,0005
Юрские					
Среднее Поволжье					
11	Ундоры, нижневолжские слои	Глина	0,001	0,82	0,0012
12	Среднее Поволжье, Ундоры, нижневолжские слои	Горючий сланец	0,014	9,27	0,0016
13	Среднее Поволжье, Ундоры, нижневолжские слои	Глина	0,0005	0,23	0,0020
14	Среднее Поволжье, Кашпир, нижневолжские слои	Горючий сланец	0,015	10,01	0,0015
15	Кавказ, р. Сенора, приток р. Алазани, лейас	Углистые сланцы	0,002	0,56	0,0036
Пермские					
16	Р. Сок, казанский ярус	Мергель	0,006	0,19	0,032
17	То же	Глинистый песчаник	0,006	0,14	0,043
18	» »	Мергель	0,006	0,16	0,038
19	» »	»	0,006	0,16	0,038
20	» »	Глинистый песчаник	0,006	0,20	0,030
21	» »	Мергель	0,003	0,15	0,020
22	Р. Суруга, казанский ярус	Песчаник	0,004	Нет	—
23	То же	Мергель	0,012	0,13	0,090
24	» »	Песчаник	0,003	Нет	—
25	Правый берег р. Селеука, ар- тинский ярус	Горючий сланец	0,010	10,15	0,0010
Девонские					
26	Откос против ст. Миньяр	Глина и глинистые сланцы	—	—	—
27	Р. Рязик	Углистый сланец	0,005	4,21	0,0012
28	То же	То же	0,005	2,71	0,0018
29	» »	» »	0,007	4,02	0,0017
30	Р. Аша, ниже дер. Ивановской	Углистый сланец	0,017	11,31	0,0015
Кембрий					
31	Эстляндия	Диктионемовый сла- нец	0,010	5,16	0,0019

уменьшается до 0,0005, а в эоценовых и лейасовых сланцах той же области повышается до 0,0036—0,0041. Чрезвычайно резко отличаются по величине отношения Cu/C верхнепермские породы, в которых оно возрастает до 0,04 и даже до 0,09.

Наблюдающиеся соотношения можно было бы объяснить различным образом. Во-первых, может возникнуть предположение, что медь просто адсорбируется органическим веществом, но оно, как мы уже говорили выше, должно отпасть потому, что все глинистые породы в силу присутствия поглощающего комплекса достаточно хорошо поглощают медные растворы, и если бы присутствие меди в породах зависело только от адсорбции, она должна была бы находиться во всех глинах. Далее можно предполагать, что медь не связана с органическим веществом непосредственно и появляется в породе вместе с ним лишь потому, что образование породы происходило в условиях, способствующих одинаково сохранению как органических веществ, так и меди; такими условиями была бы восстановительная среда с присутствием сероводорода. Это второе предположение приходится отбросить потому, что оно не объясняет постоянства отношения Cu/C , не объясняет, почему количество меди явно связано с количеством углерода органического вещества. Для Черного моря, например, вполне очевидно, что H_2S на дне всегда находится в избытке и не зависит от количества органического вещества, в то время как количество Cu явно от него зависит. Таким образом приходится признать, что связь меди с органическим веществом в осадках и породах объясняется тем, что этот металл переносится в осадки организмами, как это и допускал Самойлов.

Теперь нам остается проверить на основе существующего аналитического материала, насколько правильно второе предположение Самойлова о возможности особого развития в тот или иной геологический момент, и в частности в пермский период медьсодержащих организмов и о возможности образования в связи с этим тех месторождений медистых песчаников, которые имеются среди пермских образований Приуралья и Донецкого бассейна. Раньше чем перейти к этому, нужно отметить, что медистые песчаники встречаются не только в пермских отложениях, как это, повидимому, думал Самойлов; в пределах СССР они известны кроме перми еще в среднекаменноугольных породах Казахстана и в кембрийско-силурийских отложениях Восточной Сибири. Поэтому, связывая их образование с организмами, мы должны были бы допустить, что особенно пышное развитие содержащих медь организмов имело в истории советского участка земной коры по меньшей мере три раза; это, конечно, уже менее вероятно, нежели однократное их появление.

На первый взгляд наши анализы вполне согласуются со взглядами Самойлова, так как величина отношения Cu/C как будто периодически возрастает — в верхней перми, в лейасе и в эоцене, что можно объяснить периодическим развитием содержащих медь организмов. Более глубокое исследование вопроса — именно учет всей геологической обстановки — заставляет, однако, решительно отвергнуть эту точку зрения.

Прежде всего приходится отбросить цифры, относящиеся к породам с южного склона Кавказа. В главном Кавказском хребте, как известно, достаточно широко распространены изверженные породы и имеются медные и полиметаллические месторождения, так что некоторый избыток меди, наблюдающийся в здешних третичных и нижнеюрских отложениях, весьма легко объясняется приносом заключающих медные соединения обломочных частиц. После этого приходится признать, что содержание меди в органическом веществе пород всех систем, исключая пермскую,

остается приблизительно одинаковым, и, таким образом, единственным аргументом в пользу взглядов Самойлова остается повышенное содержание меди в пермских породах. К анализу этого явления мы и должны сейчас перейти. Прежде всего здесь бросается в глаза, что в верхнепермских породах медь присутствует и тогда, когда они совершенно лишены органического вещества или содержат лишь ничтожное количество его; в частности приходится отметить, что именно к таким породам приурочены особенно крупные скопления меди в Приуралье. Уже одно это наводит на мысль, что медь пермских отложений не связана в своем происхождении с организмами. Можно, конечно, думать, что органическое вещество в породах не сохранилось, но, принимая во внимание, что значительная часть пород представляет образования континентальные, предполагать возможность скопления в них большого количества органического вещества затруднительно. Далее мы должны сосредоточить особое внимание на географическом распределении меди в пермских отложениях. Наиболее крупные скопления ее находятся, как известно, у нас в Приуралье и в Донецком бассейне, т. е. в пределах (Донецкий бассейн) или по соседству с горными сооружениями. На Урале, как известно, существуют многочисленные месторождения меди, связанные в своем происхождении с палеозойскими интрузиями, и вполне естественно думать, что пермские породы Приуралья, образованные, главным образом, из продуктов разрушения Урала, заимствовали содержащуюся в них медь в виде обломочных минералов из упомянутых коренных месторождений ее. В Донецком бассейне коренные месторождения меди неизвестны, но отрицать, что они существовали ранее или даже существуют теперь среди докембрийских пород Азовско-Подольского шита, мы не можем, как не можем быть уверенными в том, что скопления меди, связанные с изверженными породами, не находятся и теперь где-либо в толще палеозойских пород Донецкого бассейна. Возможность этого вполне подтверждается наличием тяжелых металлов в Никитовке и в Нагольном краже.

Посмотрим теперь, какие указания на источники меди можно получить из географического распределения тех малых количеств ее, которые обнаружены нашими анализами. В нашем распоряжении находятся анализы образцов, с одной стороны, татарских, а с другой — казанских пород, которые мы и должны будем рассмотреть отдельно.

Образцы татарских пород можно подразделить на три группы. Одна из них происходит из западной части площади, занятой татарскими отложениями, из района, лежащего приблизительно на меридиане Нижнего Новгорода; здесь из 16 анализированных образцов лишь в трех оказалась медь. Вторая группа образцов относится к берегу Волги на меридиане Казани, т. е. из района, расположенного значительно восточнее предыдущего; здесь в отличие от первой группы из семи образцов лишь два не содержат меди. Третья группа происходит уже из Заволжья, с р. Суруги, правого верхнего притока р. Сока; из пяти образцов медь содержат два. Едва ли эти цифры можно истолковать иначе, нежели как определенное указание на то, что количество меди в татарских породах увеличивается при движении с запада на восток с приближением к Уралу.

Из Казанского яруса нами анализированы были образцы только из бассейна Сока; из 21 образца медь оказалась в 11, причем содержание ее здесь повышается до 0,012 и даже до 0,015%. В западных частях площади распространения казанских отложений они представлены, как известно, известняками и доломитами, не содержащими меди, а что касается до восточных, приуральских частей ее, то здесь к континентальным эквивалентам казанских пород, именно, приурочиваются типичные медистые

песчаники, в отдельных участках которых содержание меди возрастает до нескольких процентов. Это находится в полном соответствии с предыдущим, и, таким образом, все как будто говорит о том, что источник меди находится на Урале и что она попала в пермские отложения частью механическим путем в виде обломочных частиц, частью же в виде растворов.

Нам остается выяснить, насколько обломочное, не связанное с организмами происхождение меди в наших пермских породах, согласуется с другими геологическими данными, со всей историко-геологической обстановкой пермского периода. Если медь действительно происходит из разрушения коренных месторождений Урала, то вполне очевидно, что в пермских отложениях мы должны встретить и другие тяжелые металлы, свойственные Уралу. Несмотря на то, что этот вопрос никем не разрабатывался специально и минералогический состав пермских пород остается неизученным, легко видеть, что медь не представляет исключения. Так, в самих медистых песчаниках Приуралья встречается ванадий, частью в виде особого минерала — фольбартита, частью же в рассеянном состоянии. Далее, среди верхнепермских пород довольно широким распространением пользуется хром в виде минерала волконскоита. Наконец, что особенно характерно, в артинских отложениях бассейна Чусовой и Уфы в заметных количествах встречаются золото и платина. Все эти факты стоят, очевидно, в полном согласии с нашими выводами.

Что касается общих исторических условий, то они в пермское время, как известно, сложились вследствие поднятия Уральского хребта и его энергичного размывания таким образом, что в осадки этого периода неизбежно должны были попадать продукты разрушения уральских металлических месторождений.

Подводя итоги сказанному, мы можем прийти к следующим выводам.

Мысль Самойлова, что медь может приноситься в осадки и осадочные породы с телом организмов, получает на основе проработанного нами материала подтверждение. Материал этот говорит, однако, что концентрация меди, приносимой таким путем, остается очень малой и содержание меди не превышает при этом нескольких тысячных и, как исключение, немногих сотых долей процента. Одновременно с этим выясняется, что с кембрия и до наших дней количество меди в органическом веществе осадочных пород остается приблизительно постоянным. Что касается предположений Самойлова о пышном развитии в пермском периоде богатых медью организмов и об органогенном происхождении месторождений меди в осадочных породах, то выводы эти являются, несомненно, ошибочными и основаны на заведомо неправильной методике исследования. Медистые песчаники и аналогичные им месторождения связаны с разрушением других, коренных месторождений меди и могут явиться надежными указателями для поисков последних.

Таким образом в результате нашей работы намечается двойственное решение вопроса об условиях накопления меди в осадочных породах; в одних случаях она имеет органогенное, а в других — обломочное или химическое происхождение, но значительная концентрация меди в породах может возникать лишь вторым путем. Нам представляется, что аналогичное решение приложимо и к длинному ряду других аналогичных вопросов, и, в частности, к столь давно и столь страстно дебатированному вопросу о происхождении нефти. Почти каждое минеральное тело в природе может образовываться весьма различным путем, но массовое образование его идет обычно или одним или очень немногими путями.

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ НЕКОТОРЫХ ОСАДОЧНЫХ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД СССР¹

Вопрос о происхождении кремнистых осадочных пород — различных опок, кремнистых сланцев, яшм, кремней и пр.— принадлежит, бесспорно, к числу наиболее интересных и в то же время наиболее трудных и наименее разработанных вопросов литологии.

Часть исследователей, занимавшихся этим вопросом, приписывает опокам и родственным им породам исключительно органическое происхождение. Наиболее ярким и последовательным сторонником этой точки зрения был покойный Я. В. Самойлов, давший нам ряд чрезвычайно интересных работ, в которых вместе с изложением его взглядов можно найти также и указания на главнейшую литературу² предмета (Самойлов и Рожкова, 1925). Как известно, некоторые из кремнистых пород состоят почти нацело из скелетов различных организмов, и в этом случае органогенный характер их не возбуждает сомнений. В других случаях остатки организмов составляют лишь некоторую часть породы или встречаются в ней лишь изредка или, наконец, могут вовсе отсутствовать, и основная часть ее состоит из различных модификаций кремнезема, лишенных всякого следа органического происхождения. По мнению сторонников органогенного происхождения кремнистых пород, этот кремнезем является образованием вторичным; первоначально и в этом случае порода состояла из остатков кремневых организмов, но в дальнейшем часть этих остатков или даже все они целиком подверглись растворению, и затем кремнезем вторично выделился в виде опала, который впоследствии, конечно, мог перейти в кварц.

«Водный кремнезем, выделяемый организмами в форме их скелетов,— говорят Самойлов и Рожкова (1925),— отличается в общем чрезвычайно большой поверхностью. Эта большая поверхность и крайняя тонина скелета могут представлять исключительное значение для организма. Такие свойства органогенного водного кремнезема созданы организмом, т. е. солнечной энергией. По смерти организма скелет его подвергается последующим минеральным процессам; эта большая поверхность приводит к особенно быстрому перемещению, вызывает замещение водного кремнезема с большей поверхностью таковым с меньшей поверхностью. С такой точки зрения дальнейшая переработка и замена органогенного кремнезема представляет собой необходимый процесс».

¹ Печатается по тексту, опубликованному в кн.: Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности, т. 2, М., Изд. Акад. Наук СССР, 1936.— *Ред.*

² Литературу см. также у Твенхофела (Twenhofel, 1932).

В состав кремнистых осадков, отлагающихся на дне водных бассейнов, в особенности морских, входят скелетные образования различных организмов, различно сопротивляющиеся растворению. Вследствие этого часть их, особенно скорлупки диатомей, могут быть растворены, в то время как гораздо более устойчивые скелеты радиолярий будут иметь еще очень хорошую сохранность. При вторичном выделении кремнезема при этом может возникнуть порода, в основном состоящая из бесструктурного опалового вещества с рассеянными скорлупками радиолярий.

Изложенная точка зрения не находит себе общего признания, и значительная часть геологов приписывает бесструктурному опаловому веществу опок или продуктам его перекристаллизации неорганическое происхождение. По мнению этих геологов, бесструктурная кремнистая масса породы не является вторичным образованием или продуктом диагенеза первичного органического кремнезема осадка, но отлагалась на дне бассейна химическим путем одновременно со скелетными частями организмов, как первичный элемент осадка. В соответствии с этим кремнистые породы, в которых органические остатки отсутствуют, являются чисто химическими образованиями, а те из них, которые заключают в себе большое количество остатков кремневых организмов, имеют смешанное происхождение.

По вопросу об источниках первичной кремнекислоты осадков мнения вновь расходятся. В тех случаях, когда кремнистые породы, как это очень часто бывает, встречаются в толщах осадочных пород, изобилующих обломочным вулканогенным материалом и содержащих включения изверженных пород, их обычно связывают с вулканическими процессами. При этом принимается, что растворимые кремнекислые соединения выносятся при извержениях вулканов в газообразном состоянии или же поступают на морское дно с водами богатых кремнекислотой термальных источников. Такого взгляда держатся многие геологи, из которых я упомяну о Ван Хайзе и Лизсе (Van Hise a. Leith, 1911), Сампсоне (Sampson, 1923), Лоусоне (Lawson, 1893—1894), Девисе (Davis, 1918), Дьюи (Dewey, 1911) и из русских о Н. Г. Кассине. Другая группа геологов, особенно Арн. Хейм (Heim, 1924) и Гуммель (Hummel, 1932), допускают, что кремнекислота может происходить за счет разложения силикатов в процессе гальмиролиза или «подводного выветривания». Наконец, большинство связывают первичный химически осажденный кремнезем осадков с выделением кремнекислоты, которая приносится в море в виде истинных или коллоидальных растворов с суши реками, и которая возникает в процессе обычного выветривания. Сюда принадлежат Тарр (Tarr, 1917), Твенхофел (Twenhofel, 1932), Грунер (Gruner, 1922), Мур и Мейнард (Moog a. Maynard, 1929) и многие другие.

Обращаясь к доказательствам, которые приводятся в пользу того или иного из изложенных мнений, легко убедиться, что они носят в огромном большинстве случаев весьма общий, не конкретный характер; в этой общей форме доказательства эти являются весьма убедительными, но для решения конкретных задач очень мало пригодны.

Так, в основе всех рассуждений сторонников органического происхождения кремнистых пор лежит тот неоспоримый факт, что во многих случаях остатки кремневых организмов встречаются в той или иной породе в очень большом количестве или даже переполняют ее и, с другой стороны, то, что весьма часто можно наблюдать растворение этих остатков и замещение их бесструктурным кремнистым веществом. Факты эти делают вполне вероятным, что цемент в содержащей остатки кремневых организмов породе или даже вся лишняя органических остатков крем-

нистая порода произошли за счет вторичного переотложения органогенного кремнезема, но ни в какой мере не дают определенного решения вопроса; наряду с органогенным в породе может находиться и первичный кремнезем химического происхождения, а лишённые остатков кремневых организмов породы могут и нацело состоять из последнего; исключить эту возможность мы при наших методах исследования не можем. Те исследования, которые стремятся видеть во всякой кремнистой породе образование органогенное, заведомо идут дальше фактов; к ним особенно приложимы слова того же Я. В. Самойлова, признававшего, что в разноречивости мнений о происхождении кремнистых пород «больше всего отражаются общие взгляды авторов на относительное значение различных геологических факторов в деле образования осадочных горных пород». «Как в отдаленное, старое время, — говорит он, — существовали две группы — нептунисты и вулканисты, так в настоящее время в рассматриваемой области обрисовалась группа органогеников и группа анорганогеников».

Геологи, считающие, что кремнезем в основном представляет первичный химический осадок и что источником его являются процессы субаэрального выветривания силикатных пород, исходят из того, что в морские бассейны реками вносятся огромные количества кремниесоты, которая должна рано или поздно выделиться в виде геля. Факт этот почти столь же очевиден, как и участие в составе кремнистых пород остатков кремневых организмов, но мы напрасно пытались бы найти в литературе какие-нибудь конкретные доказательства того, что в каком-либо частном данном случае кремнезем имеет такое происхождение. Несколько более конкретными являются аргументы в пользу вулканогенного происхождения некоторых кремнистых пород, так как в данном случае дело идет о характерной ассоциации их с изверженными породами и их туфами; однако и в данном случае мы по существу имеем не определенные доказательства, а только наведения.

Что касается, наконец, участия в образовании кремнистых пород процессов гальмиролиза, то, по моему убеждению, в настоящий момент все разговоры об этом относятся к области чистейших, ничем не обоснованных предположений.

Вполне очевидно, что для действительного разрешения вопроса о происхождении не связанного видимым образом с организмами кремнезема тех или иных кремнистых пород, имеющих общих рассуждений недостаточно. Не могут приблизить нас к цели также и самые детальные петрографические и минералогические исследования пород, если мы будем брать породу, как это обычно бывает, вне связи с широким кругом иных геологических и геохимических явлений. Исследования наши, как и во всех остальных случаях, когда приходится решать вопрос о генезисе тех или иных минеральных тел осадочного происхождения, могут дать удовлетворительный результат лишь в том случае, когда мы будем рассматривать процесс отложения этого тела не изолированно, а во всех сложных соотношениях, которые характеризуют всякое природное явление.

Настоящая заметка имеет своей задачей рассмотреть под иным, нежели обычно, углом зрения совокупность явлений, которые должны иметь место в том случае, если в морских бассейнах будет происходить массовое отложение кремнезема, имеющего своим источником процессы субаэрального выветривания. Чтобы не быть голословным, я построю свое изложение на анализе процесса отложения послеэозойских осадочных пород СССР, т. е. той части территории, которая расположена к западу от р. Енисея. Чрезвычайно интересные кремнистые породы (железистые кварциты криворожского типа) имеются также в докембрийских породах

этой территории, но неясность их соотношений с другими породами не позволяет включать их в наш обзор. Я оставляю также без рассмотрения своеобразные кварциты, развитые в докембрийских или кембрийских отложениях Салаира, Кузнецкого Алатау и соседних местностей, так как возраст этих пород еще очень неясен.

Древнейшими из серии кремнистых осадочных пород, стратиграфическое положение которых можно считать прочно установленным, являются разнообразные кремнистые сланцы и яшмы, развитые в верхнесилурийских, нижне- и среднедевонских отложениях восточного склона Урала и Восточного Казахстана. Породы эти неоднократно привлекали к себе внимание геологов, причем Ф. Н. Чернышев (1889) сопоставлял красные «сургучные» яшмы Южного Урала с глубоководным радиоляриевым илом, т. е. считал их за образования органогенные, тогда как Н. Г. Кассин (1931) аналогичные породы Казахской складчатой страны связывает с деятельностью подводных вулканов, предполагая, что они в основном обязаны своим происхождением кремнезему горячих источников, открывавшихся на поверхность морского дна в подводных вулканических областях.

В верхнем девоне Урала и Восточного Казахстана, а также и Русской платформы кремнистые породы в общем отсутствуют. Исключение представляет так называемый доманиковый горизонт, представляющий особую фацию франского яруса, развитую на западном склоне Урала и на Тимане; доманиковые слои содержат массу кремней, и часто слагающие их известняки и сланцы представляются сильно кремнистыми.

Вновь кремнистые образования в виде огромного количества кремней появляются в каменноугольных известняках; местами, как известно, целые пласты известняков здесь являются окремнелыми.

В пермских и триасовых отложениях кремнистые породы, повидимому, отсутствуют или во всяком случае не пользуются большим распространением. Не встречаем мы их обычно и среди юрских отложений, но все же здесь обращают на себя внимание характерные опоковидные породы, встречающиеся в оксфорде и кимеридже Нижнего Поволжья и Южного Урала (юра Сарыгул).

Вновь видную роль приобретают кремнистые породы в отложениях верхнего отдела меловой системы. В небольшом развитии, в виде кремней, трепелов и опок они встречаются здесь местами в сеномане (Приднепровье) и туроне (Крым, Западная область, Московская область), но настоящее развитие получают в сантонском ярусе. Среди сантонских отложений кремнистые мергели, опоки, кремнистые глины и песчаники развиты всюду в Поволжье, в бассейне Хопра и Медведицы, на Дону по северной окраине Днепровско-Донецкой впадины, в Воронежской, Курской и Западной областях, а также в Приуралье; даже на далеком севере, в бассейне Усы в Печорской котловине сантон выражен кремнистыми мергелями.

Огромное развитие имеют у нас кремнистые образования в нижнем отделе третичной системы. Нижняя часть палеоценовых отложений в Поволжье, на Общем Сырте, в бассейне Эмбы и вдоль восточного склона Урала представлена характерными опоками-диатомитами; встречаются здесь и рыхлые инфузорные земли или трепелы. В эоцене кремнистые породы отступают на второй план, но все же встречаются нередко, а в нижнем олигоцене они вновь широко развиты не только всюду в южных частях Русской платформы, но встречаются кое-где и на Кавказе.

Из этого краткого обзора кремнистых пород западной части СССР видно, что они залегают не беспорядочно, во всей толще развитых здесь осадоч-

ных образований, а приурочиваются к определенным стратиграфическим горизонтам, в которых нередко пользуются весьма широким территориальным распространением. Таким образом выясняется, что массовое отложение кремнезема происходило в определенные геологические моменты, и это дает основание думать, что мы, опираясь на всю сумму относящихся к ним геологических документов, будем в состоянии довольно точно установить условия, в которых происходило это отложение, и тем самым, уяснить и самый способ накопления кремнистого вещества.

Раньше, чем перейти к выявлению необходимого для решения этих вопросов фактического материала, мы должны попытаться чисто теоретически представить себе те условия, которые могут благоприятствовать отложению кремнезема на дне морей, а также те явления, которые должны сопровождать этот процесс.

Для того чтобы на морском дне могли накапливаться осадки, в главной своей части состоящие из кремнезема, являющегося продуктом выветривания пород на суше, в первую очередь необходимы два условия: 1) достаточная энергия процессов химического выветривания, поставляющего речным водам необходимую кремнекислоту, и 2) малый принос обломочных частиц с суши, скопление которых могло бы маскировать выделяющийся из раствора кремнезем. На необходимость этих условий обратил уже внимание Тарр, который, исходя из палеогеографических построений, показал, что образование кремней максимального размера достигало в эпохи максимального выравнивания, денудации суши. Мягкий рельеф обширных пространств способствует накоплению кремнезема в море прежде всего потому, что при нем, при наличии, конечно, соответствующего климата, создаются наиболее благоприятные условия для развития процессов глубокого химического выветривания; одновременно с этим при таком рельефе минимальной делается механическая эрозия, а соответственно с этим и принос в морские бассейны обломочного материала. Характерными морскими отложениями в эпохи выветривания суши являются известняки, и потому кремни особенно часто встречаются среди известняков.

Если кремнистые породы являются химическими осадками, связанными с процессами выветривания, то параллельно с их отложением как в водном бассейне, где происходит выделение кремнезема, так и на суше, с которой последний заимствуется, должны возникать и другие характерные минеральные тела и породы. Если начинать с суши, то на ней мы должны встретить развитие мощной коры выветривания. Процессы последующей денудации в первую очередь уничтожают эти рыхлые элювиальные продукты, и потому кора выветривания сохраняется лишь в исключительно редких случаях. Следы мощного каолинового выветривания силикатных пород могут быть обнаружены, однако, и иным путем при изучении состава глинистых озерных и речных континентальных отложений, которые сохраняются значительно лучше, нежели элювиальные образования; не исключена возможность, что мощное развитие каолинового выветривания на суше отзовется заметным образом даже и на морских отложениях.

При разложении силикатов освобождаются и образуют растворы, преимущественно коллоидальные, не только кремнекислота, но и соединения железа и алюминия; эти соединения, подобно кремнекислоте, попадают вместе с водою потоков в море и там осаждаются, образуя железные и железно-алюминиевые руды, частью типа боксита. Часть этих растворов может и не достигать моря, и тогда упомянутые руды и кремнезем будут отлагаться в озерах и болотах на суше. В отношении переноса и

отложения железа ни у кого сомнений не существует; что же касается алюминия, то его миграция и осаждение, мне кажется, совершенно доказаны многочисленными исследованиями, которые велись в Институте минерального сырья. Если все это правильно, то, имея перед собой в отложениях какого-либо бассейна химические кремнистые осадки, мы вправе ждать здесь также и железных и алюминиевых руд; в некоторых случаях эти руды следует искать не в морских, а в синхроничных им озерных и болотных образованиях.

Из опытов Мура и Мейнарда (Moore a. Maynard, 1929), а также из наблюдений над строением месторождений бокситов мы знаем, что окислы железа и алюминия и кремнезем выделяются из растворов не одновременно. При действии электролитов сравнительно быстро осаждаются окислы алюминия и железа в сопровождении некоторого количества кремнекислоты, значительная же часть последней остается в растворе и выпадает позднее. Вследствие этого при выделении из раствора веществ, приносимых в море реками, в первую очередь, близ берегов, должны осаждаться железные руды и бокситы, а также соединения типа шамозита и глауконита; значительная часть кремнезема может быть унесена течениями в растворе дальше в море и выделиться там почти в чистом виде. На ассоциацию железистых и кремнистых осадков в докембрийских отложениях (железистые кварциты) обращали уже внимание Грунер, Мур и Мейнард, Твенхофел, но со всей надлежащей широтой вопрос относительно закономерной ассоциации кремнистых, железистых и бокситовых пород, поскольку я знаю, еще не ставился.

Попробуем теперь с точки зрения этих весьма элементарных общих положений подойти к кремнистым породам, развитым в западной части СССР. Исследование отношений, в которых находятся эти породы к другим осадочным образованиям того же возраста, чрезвычайно затрудняется неполнотой геологической летописи и весьма малой изученностью интересующих нас объектов и тем не менее уже сейчас, без особых специальных исследований можно, мне кажется, подметить ряд весьма интересных фактов.

Начнем с верхнесилурийских и нижнедевонских отложений Урала и Казахстана, к которым приурочены упомянутые выше яшмы и кремнистые сланцы. В некоторых редких случаях в яшмах встречается большое число хорошо сохранившихся панцрей радиолярий, чаще видны скопления шариков кремнезема, отложившихся на месте разрушившихся панцрей, но и в том и другом случае главная часть породы представляет бесструктурную массу, которая могла возникнуть из первичного химического осадка. Как уже упомянуто выше, Кассин полагает, что кремнезем рассматриваемых пород обязан своим происхождением горячим источникам, открывавшимся на дне моря; с таким же правом можно думать, что он принесен в море реками с суши, на которой происходили мощные процессы выветривания силикатов. Чтобы проверить это последнее предположение, мы должны были бы, согласно с приведенной выше схемой исследования, прежде всего познакомиться со строением коры выветривания на суше силурийского и нижнедевонского времени или с химическим и минералогическим составом глинистых континентальных отложений. К сожалению, соответствующие породы до сих пор неизвестны, и потому указанные вопросы являются пока неразрешимыми.

Обращаясь к морским отложениям верхнесилурийского и нижнедевонского времени, мы находим среди них на восточном склоне Северного Урала бокситы и диаспоро-шамозитовые руды. Таким образом, здесь появляются те химические осадки, которые, согласно нашим теоретиче-

ским представлениям, должны отлагаться в морском бассейне одновременно с кремнеземом, если последний является принесенным с суши продуктом выветривания алюмосиликатных пород. К величайшему сожалению, мы пока не можем решить, строго ли одновременными образованиями являются бокситы, шамозитовые руды и яшмы, но во всяком случае присутствие тех и других в отложениях одних и тех же геологических ярусов невольно привлекает к себе большое внимание.

Еще более интересные данные по интересующему нас вопросу доставляют верхнедевонские кремнистые образования. Мы видели выше, что среди девонских отложений Русской платформы заметного развития кремнистых пород не наблюдается, и лишь на Тимане и Урале кремнистые породы сильно развиты в так называемых доманиковых слоях.

Для западной окраины Подмосковного бассейна мы имеем возможность познакомиться с составом континентальных озерных или лагунных отложений верхнего девона, слагающих верхнюю красноцветную свиту северо-западного или главного девонского поля. Как известно, глины и пески этой свиты имеют сложный минералогический состав и показывают, что выветривание в верхнедевонское время в этой области не было особенно глубоким. В интересном соответствии с этим фактом мы не находим в морских верхнедевонских отложениях, которые заменяют красноцветную свиту в пределах Подмосковной котловины, ни широкого развития кремней, ни руд алюминия или железа.

Совершенно иная картина имеет место в доманиковых слоях Урала. Отвечающих им по возрасту континентальных отложений мы на востоке, к сожалению, не знаем, но зато в морских породах этого горизонта находим всю серию интересующих нас химических осадков. Особенно интересные явления можно наблюдать в северных частях западного склона Южного Урала; здесь в восточных выходах верхнего девона, в районе рр. Катава, Сима и т. д. во франских отложениях за два последних года работами Института минерального сырья открыты залежи замечательных диаспорошамозитовых, гематитовых и алюминиевых руд. Некоторые слои песчаников рудоносной толщи имеют шамозитовый цемент; местами в них наблюдаются и выделения кремнистого вещества. Известняки, разделяющие два рудных горизонта, содержат кремни. По мере движения к западу франские слои переходят в доманиковую фацию; в них появляется весьма сильное окремнение и одновременно с этим алюминиевые и железные руды исчезают.

Не менее интересные соотношения наблюдаются в каменноугольных отложениях, особенно в нижнем их отделе, который весьма богат кремнями. В западном крыле Подмосковного бассейна можно видеть, что с переходом от девонских континентальных образований к нижнекаменноугольным, петрографический состав песков и глин резко меняется: первые становятся почти чисто кварцевыми, а глины по своему химическому составу приближаются к каолину. И то и другое указывает на интенсивность процессов выветривания. Кроме того, в озерных отложениях этой области мы находим залежи железных руд и бокситов, указывающие на полное распадение алюмосиликатов, при котором должны были освобождаться большие количества кремнекислоты. Находки бокситов, как известно, имели место и в южном крыле Подмосковного бассейна; известны, наконец, бокситы и в угленосной свите бассейна р. Чусовой на западном склоне Урала. Все это находится в полной гармонии с обилием кремней в нижнекаменноугольных известняках.

В морских каменноугольных отложениях Европейской части СССР железные руды и бокситы неизвестны, но они имеются в нижних

горизонтах среднекаменноугольных известняков Таджикистана и Киргизии.

Таким образом, в отложениях каменноугольной системы мы имеем весь тот комплекс химических осадков, который должен возникать в результате выветривания алюмосиликатных пород.

За последние годы выяснилось, что мощная кора каолинового выветривания залегает в основании юрских континентальных отложений восточного склона Урала, Восточного Казахстана и Западной Сибири, и что каолиновые глины, железные руды и бокситы чрезвычайно распространены в озерных континентальных юрских отложениях этих областей. К сожалению, в соседних районах морских отложений того же возраста мы не знаем, и потому не можем сказать, происходили ли в нижнеюрское время в море отложения кремнистых осадков. Неизвестны нам также с достоверностью континентальные отложения верхней юры, которые могли бы отвечать по возрасту кремнистым породам Сарыгула.

Континентальных эквивалентов верхнемеловых кремнистых отложений мы пока не знаем; неизвестны также бокситы этого возраста; слабое железное оруденение в основании сантонских отложений кое-где имеется, но настоящие руды неизвестны. То же самое приходится сказать и относительно палеоценовых пород.

Эоценовые и верхнемиоценовые породы на Украине нередко подстилаются корой каолинового выветривания и содержат в себе вторичные каолины, однако можно думать, что выветривание, создавшее эти каолины, происходило не в нижнетретичное, а в значительно более раннее время. Значительных скоплений железной руды мы среди отложений этого возраста не знаем.

Подводя итог всему сказанному, можно, мне кажется, прийти к заключению, что предлагаемая методика исследования приводит к удовлетворительным результатам. В отношении палеозойских кремнистых пород, происхождение которых представляется особенно неясным, применение этой методики дает совершенно определенные указания на то, что они, если не целиком, то в значительной мере возникли за счет первичного химического осаждения кремнезема на дне моря, и что кремнезем заимствован из процессов выветривания на суше. Другая часть кремнезема и в этом случае, конечно, могла возникать за счет кремневых организмов, для которых при повышенном притоке продуктов выветривания создавались, вероятно, особенно благоприятные условия существования. Наконец, для среднедевонских и более древних пород нельзя при современном состоянии наших знаний исключить и вулканогенное происхождение части кремнезема.

Я думаю, что этот последний вопрос в будущем можно будет решить более определенно химическим путем, так как химический состав осадков при вулканогенном и терригенно-химическом происхождении кремнезема должен быть различен; не исключена возможность, что тот же метод в некоторых случаях поможет отличить терригенно-химический кремнезем и от органогенного.

В отношении мезозойских и третичных кремнистых пород у нас нет никаких определенных указаний на терригенно-химическое происхождение их. Наоборот, чрезвычайное обилие остатков кремневых организмов во многих из них заставляет думать, что главным фактором литогенеза в данном случае были организмы. На изучении этих пород, между прочим, слагались взгляды Я. В. Самойлова. Я думаю, однако, что терригенно-химический кремнезем и здесь играет некоторую роль.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- К а с с и н Н. Г. Краткий геологический очерк северо-восточного Казахстана. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объедин. 1931, вып. 165.
- С а м о й л о в Я. В. и Р о ж к о в а Е. В. Отложения кремнезема осадочного происхождения. Тр. Ин-та прикл. мин., 1925, вып. 18.
- Ч е р н ы ш е в Ф. Н. Общая геологическая карта России, лист 139. Тр. Геол. ком., 1889, 3, № 4.
- D a v i s E. The radiolarian cherts of the Franciscan group. Bull. of the depart. of Geol. Univers. of California, 1918.
- D e w e y H. a. F l e t t. On some british pillow lavas and the rocks associated with them. Geol. Mag., 1911, 48.
- G r u n e r J. The origin of sedimentary iron formation; the Biwalik formation of the Mesabi range. Econ. Geol., 1922, 18.
- H e i m Arn. Über submarine Denudation und chemische Sediments. Geol. Rdsch., 1924, 15.
- H i s e G. v a n a. L e i t h. Geology of the Lake Superior. U. S. Geol. Surv., 1911, monogr. 32.
- H u m m e l K. Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolise. Geol. Rdsch., 1932, 13.
- L a w s o n A. Sketch of the geology of the San Francisco Peninsula. 15-th Ann. Report of the U. S. Geol. Surv., 1893—1894.
- M o o r E. a. M a y n a r d J. Solution, transportation and precipitation of iron and silica. Econ. Geol., 1929, 24.
- S a m p s o n E. The ferruginous chert formation of Notre Dame Bay. Journ. of Geol., 1923, 31.
- T a r r N. Origin of the chert in the Burlington. Amer. Journ. Sci., 1917, 10, 4.
- T w e n h o f e l W. Treatise of sedimentation. Baltimore, 1932.
-

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	3
Труды академика А. Д. Архангельского	5
Литература о жизни и трудах А. Д. Архангельского	20

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ТЕРРИТОРИИ СССР

О необходимости составления общей геологической карты Европейской России в масштабе 1 : 1 000 000	25
Введение в изучение геологии Европейской России	28
Часть первая	28
Предисловие	28
<i>Глава первая.</i> Геологическая структура Русской плиты	29
Горсты	32
Впадины	37
Деформация слоев внутри впадин	41
Горные хребты	57
<i>Глава вторая.</i> История развития Русской плиты	66
<i>Глава третья.</i> Заключение	102
Литература	110
Объяснения к таблицам	115
Несколько соображений о геологической структуре Ставропольской возвышенности и примыкающих к ней частей Кавказского хребта	117
Литература	121
Схема тектоники СССР	122
1. Восточно-Европейская (Русская) плита	132
2. Сибирская плита	133
3. Урало-Сибирская палеозойская плита	135
4. Альпийская складчатая область	140
5. Складчатые области северо-восточной и восточной части Сибири	141
Литература	147
Геология и гравиметрия	148
Дополнения	219
Литература	225
Тектоника докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по данным общей магнитной съемки СССР	229
Введение	229
Общие соображения о связи магнитного поля с геологическим строением	234
Обзор материала магнитных съемок	236
Методика анализа наблюдаемого магнитного поля	238
Методика приведения к эпохе 1935 г. и вековой ход	240
Методика построения нормального магнитного поля	242
Методика построения материкового магнитного поля	246
Методика построения схемы простираний региональных магнитных аномалий	247
Обзор аномального магнитного поля на территории европейской части СССР	248

Геологическое значение магнитных аномалий Европейской части СССР . . .	250
Литература	257
Геологическое значение аномалии силы тяжести в СССР	259
Литература	286
О некоторых спорных вопросах тектонической терминологии и тектоники СССР	288
Литература	302
Геологическое строение и геологическая история СССР	303
I. Геологическая структура СССР	303
Область докембрийской и древнепалеозойской складчатости	303
Область верхнепалеозойской складчатости	305
Область мезозойской складчатости	306
Область третичной складчатости	307
II. Геологическая история СССР	308
Некоторые общие выводы	314
Литература	315
Объяснения к таблицам	316

ЛИТОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Условия образования нефти на Северном Кавказе	321
<i>Глава первая.</i> Введение	321
<i>Глава вторая.</i> Строение нефтяных месторождений бассейна Терска	331
<i>Глава третья.</i> Органический углерод в нефтеносных породах	337
I. Исти-су	343
II. Ново-Грозненский район	343
III. Старо-Грозненский район	344
IV. Серноводск	346
V. Разрез по рр. Сулак и Акташ	348
VI. Разрез по рр. Ярык-су и Аксай	352
VII. Разрез по рр. Ассе и Форташе	356
VIII. Комбинированный разрез по рр. Тереку и Камбилеевке	359
IX. Разрез по р. Кодахчин	359
X. Разрез по р. Урух	360
<i>Глава четвертая.</i> Палеонтологические данные	369
<i>Глава пятая.</i> Гидрологические условия бассейнов, отлагавших нефтеносные породы	385
<i>Глава шестая.</i> Петрографические данные	391
<i>Глава седьмая.</i> Порода фораминиферовой свиты	407
<i>Глава восьмая.</i> Заключение	410
Литература	436
Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород	442
Литература	484
Объяснения к таблицам	486
Где и как искать новые нефтеносные области в СССР	487
Несколько слов о диагенезе морских глинистых отложений	[497]
Результаты работ по изучению донных отложений Южного Каспия, произведенных экспедицией Института геологии и минералогии	502
Типы бокситов СССР и их генезис	509
I. Предисловие	509
II. Несколько замечаний о миграции алюминия в зоне выветривания	511
III. Силурийские и девонские бокситы Урала	516
1. Верхнедевонские диаспоро-лентохлоритовые руды	517
2. Силурийские и нижнедевонские бокситы и диаспоро-шамозитовые руды	523
3. Генезис силурийских и девонских диаспоро-шамозитовых руд и бокситов	530

IV. Мезозойские бокситы	548
1. О латеритных бокситах	548
2. Древняя кора выветривания в области распространения мезозойских бокситов	552
Урал	552
Северо-восточный Казахстан	558
Западная Сибирь	559
Енисейский край	560
Выводы	561
3. Условия залегания бокситов на Урале	562
4. Условия залегания бокситов в северо-восточном Казахстане	570
5. Условия залегания бокситов на Салаире	573
6. Условия залегания бокситов в Енисейском крае	574
7. Структура, химический и минералогический состав мезозойских бокситов	576
8. Возраст мезозойских бокситов	586
9. Происхождение мезозойских бокситов	588
V. Каменноугольные бокситы	608
1. Бокситы Тихвинского района	608
2. Бокситы Туркестанского хребта (северный Таджикистан)	613
VI. Общие выводы относительно происхождения бокситов и поисков новых месторождений их	614
Литература	620
Объяснения к таблицам	622
Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов	623
Литература	629
Петрографические и химические типы русских фосфоритов	630
Силурийские фосфориты	630
Юрские фосфориты	631
Нижнемеловые фосфориты	632
Верхнемеловые фосфориты	634
Третичные фосфориты	634
Литература	638
О поисках залежей фосфоритов в СССР	639
Литература	642
К вопросу об условиях образования хоперских железных руд	643
Об условиях накопления меди в осадочных породах	648
К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР	661
Литература	669

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии Наук СССР

Редактор издательства А. А. Арсеньев. Технический редактор Н. П. Аузан
Корректоры А. К. Бессмертная и В. П. Стаханова

РИСО АН СССР № 4777. Т-01701. Издат. № 3282. Тип. заказ № 1624. Подп. к печ. 16/І 1954 г.
Формат бум. 701×081/16. Бум. л. 21. Печ. л. 57,34+15 вклеек. Уч.-пзд. л. 57,7+15 вкл. (3,5 уч.-пзд. л.).
Тираж 3000. Цена по прейскуранту 1952 г. 42 руб. 90 коп.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР, Москва, Шубинский пер., д. 10.

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
83	9 сн.	Русский	Русской
101	5 сн.	Трансгрессия	Трансгрессию
101	1 сн.	увеличения	увеличению
139	4 сн.	неизменные	изменные
143	3 св.	к западу	к востоку
231	1 сн.	предложение	предположение
260	8 сн.	определенной	определений
274	20 сн.	изоаномалии	изоаномалы
545	17 сн.	состоящие их	состоящие из
568	8 сн.	кремнисто-железные	кремнисто-железистые
622	3 сн.	Е. М. Федорова	Б. М. Федорова

А. Д. Архангельский. Избранные труды, т. II