TEOLOGUA CCCP TOM XXX



ГЕОЛОГИЯ СССР

MOT XXX

CEBEPO-BOCTOR

LEOVOLNAECKOE OLINCAHNE

KHUTA II





ГЕОЛОГИЯ СССР



Главный редактор академик А.В.Сидоренко

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» МОСКВА 1970

http://jarassic.ra/



геология СССР



TOM XXX



Редактор И. Е. Драбкин Соредакторы: Н. П. Аникеев, Г. Г. Попов, В. А. Титов

> ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» МОСКВА 1970

> > http://jarassic.ra/

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ «ГЕОЛОГИИ СССР»

АССОВСКИЙ А. Н. БЕЛОУСОВ В. В. БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А. БОГЛАНОВ А. А. БОРУКАЕВ Р. А. БОРОВИКОВ Л. И. ГАРЬКОВЕЦ В. Г. ГОРБУНОВ Г. И. (зам. главного редактора) ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С. ЕСЕНОВ Ш. Е. ЗУБАРЕВ Б. М. КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С. КОСОВ Б. М. КУЗНЕЦОВ Ю. А. МАГАКЬЯН И. Г. МАЛИНОВСКИЙ Ф. М. (зам. главного редактора) МАЛЫШЕВ И. И. МАРКОВСКИЙ А. П. МАШРЫКОВ К. К.

MEHHEP R. R. МИРЛИН Г. А. мирчинк.м. Ф. MYPATOB M. B. НАЛИВКИН Д. В. ОРВИКУ К. К. ПЕЙВЕ А. В. (зам. главного редактора) ПОПОВ В. С. РОГОВСКАЯ Н. В. РОЖКОВ И. С. СЕМЕНЕНКО Н. П. СЕМЕНОВИЧ В. В. СИЛОРЕНКО А. В. (главный редактор) СМИРНОВ В. И. ТРОФИМУК А. А. ШАТАЛОВ Е. Т. ЩЕГЛОВ А. Д. ЯНШИН А. Л. ЯРМОЛЮК В. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ ХХХ ТОМА

АНИКЕЕВ Н. П.
БЫЧКОВ Ю. М.
ВАСЬКОВСКИЙ А. П.
ВАСЕЦКИЙ И. П.
ГЕЛЬМАН М. Л.
ДРАБКИН И. Е.
КОЛТОВСКОЙ Г. Г.

НИКОЛАЕВ А. А. ПОПОВ Г. Г. СНЯТКОВ Б. А. ТЕРЕХОВА В. Е. ТИТОВ В. А. ШПЕТНЫЙ А. П.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ



КНИГА 2

Геология СССР. Том XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Книга 2. М., изд-во «Недра», 1970, 536 стр.

Во второй книге на основе новой схемы тектонического районирования приведено описание магматогенных формаций и тектоники обширной территории, включающей северо-восточную часть Якутской АССР, Магаданскую область, северную часть Камчатской области и Охотский район Хабаровского края.

Изложены основные результаты региональных геофизических работ и история геологического развития, а также геоморфологическое районирование указанной территории.

Таблиц 20, иллюстраций 98, библиография — 1115 названий.

 $\frac{2-9-1}{423-70}$

ГЕОЛОГИЯ СССР. ТОМ XXX СЕВЕРО-ВОСТОК СССР ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ, КНИГА 2

Редактор издательства В. И. Макеев

Техн. редактор ${\it Л.}$ ${\it \Gamma.}$ ${\it Лаврентьева}$

Корректор М. П. Курылева

Сдано в набор 14/X-1969 г. Формат 70×108¹/16 Бумага № 1 Тираж 2200 экз.

Подписано в печать 12/V-1970 г. Печ. л. 33,5 Усл. печ. л. 46,90 Индекс 3—4—1

г. Т-07576 Уч.-изд. л. 48,17 Заказ 1016/10791—1 Цена 3 р. 57 к.

Издательство «Недра». Москва, K-12, Третьяковский проезд, д. 1/19 Ленинградская картфабрика ВАГТ

общий обзор

Первые важнейшие обобщения по магматизму Северо-Востока СССР сделаны в середине 30-х годов Ю. А. Билибиным, Е. Т. Шаталовым, П. Н. Кропоткиным, А. П. Васьковским и Л. А. Снятковым. Наиболее полная схема мезозойского и кайнозойского магматизма была предложена в 1949 г. Е. К. Устиевым. Материалы, полученные в результате тематических исследований Ф. Р. Апельцина, В. Ф. Белого, И. П. Васецкого, М. Л. Гельмана, О. С. Грачевой, Г. А. Гринберга, Ю. М. Довгаля, И. А. Загрузиной, Н. В. Ичетовкина, Г. Г. Кайгородцева, В. Н. Липатова, В. Т. Матвеенко, А. Ф. Михайлова, В. М. Мерзлякова, И. Я. Некрасова, Б. В. Пепеляева, К. Н. Рудича, В. А. Серебрякова, И. М. Сперанской, Б. А. и Л. А. Снятковых, Б. Л. Флерова, А. П. Шпетного, а также результаты геологического картирования позволяют внести ряд уточнений в обобщение Е. К. Устиева.

Исключительно сложная геологическая история Северо-Востока Азии знает несколько самостоятельных этапов развития магматизма, в числе которых выделяются: докембрийский, ранне-среднепалеозойский, позднепалеозойский, раннемезозойский, позднемезозойский и кай-

нозойский.

Изверженные породы докембрийского возраста известны только в пределах Колымо-Омолонского, Охотского и Восточно-Чукотского массивов. Можно предполагать, что подобные породы имеются и в Яно-Колымской и Чукотской складчатых областях Северо-Востока, но перекрыты здесь более молодыми отложениями. С наибольшей условностью подобное предположение может быть выдвинуто для восточных

районов Охотской складчатой области.

Магматизм раннего и среднего палеозоя наиболее характерен для сравнительно небольшой территории Омолонского массива, но подобные образования выделяются и в других структурах Колымо-Омолонского массива. Возможно также, что аналогичные магматические процессы проходили в восточной части Сибирской платформы, но возраст развитых здесь домезозойских изверженных пород нуждается в уточнении. Среди магматических образований среднепалеозойского возраста шире других распространены верхнедевонские. На Омолонском массиве они представлены своеобразными формациями и вместе с более древними магматическими образованиями определяют особенности раннесреднепалеозойского этапа. За пределами Омолонского массива в позднедевонскую эпоху начинаются процессы, более характерные для позднего палеозоя и раннего триаса. Интрузивные образования этого (третьего) этапа известны во всех важнейших структурах Северо-Востока СССР: от Сибирской платформы на западе до Корякской складчатой зоны на востоке. Датировка их в каждом конкретном случае сталкивается с большими трудностями, и поэтому еще нельзя надежно выяснить относительную значимость магматизма этого этапа для разных структур. Как будто бы меньше всего позднепалеозойских и раннемезозойских изверженных пород в Яно-Колымской складчатой области. Чукотская и Охотская складчатые области в этом отношении, повидимому, мало отличаются от Колымо-Омолонского массива.

Позднемезозойский этап магматической деятельности определяет важнейшие особенности магматической геологии Яно-Колымской, Чукотской и Охотской складчатых областей. Почти исключительно с магматическими процессами этого этапа связано формирование своеобразного крупнейшего структурного элемента — Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Позднемезозойский магматизм нашел отражение и в жестких структурах — на Колымо-Омолонском, Восточно-Чукотском и Охотском массивах. Однако на Колымо-Омолонском массиве важнейшие магматические образования позднего мезозоя локализованы в его окраинных частях и в зонах разломов.

Кайнозойский этап наиболее характерен для Корякской и Олюторской складчатых зон; немногочисленные, но эффектные проявления этого этапа известны также в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, на Восточно-Чукотском и Колымо-Омолонском массивах, в Яно-

Колымской и Чукотской складчатых областях.

Допалеозойская история магматизма, по всей вероятности, очень сложна. В известных нам незначительных по площади фрагментарных выходах докембрия можно выделить четыре группы изверженных горных пород, каждая из которых, наверное, соответствует самостоятельному этапу. По-видимому, самыми древними являются дислоцированные пластовые тела гипербазитов, метаморфизованных в гранулитовой фации, описанные Ф. Ф. Вельдяксовым в составе архейского комплекса Охотского массива.

Вторая и более широко распространенная группа — это слюдяные пегматиты и лейкократовые граниты, наиболее подробно описанные В. Н. Липатовым на п-ве Тайгонос (1957 г.). Эти образования залегают конкордантно по отношению к вмещающей толще гнейсов и вместе с нею смят в складки. Абсолютный возраст пегматитов Тайгоноса определен по мусковиту калий-аргоновым методом Э. К. Герлингом и Л. В. Фирсовым в Лаборатории докембрия Академии наук СССР и в Магаданском научно-исследовательском институте золота и редких элементов (ВНИИ-1). Результаты этих определений довольно хорошо сходятся, давая цифры соответственно в 1700 и 1630 млн. лет (средняя из 1625 и 1635), что так же, как и условия залегания, позволяет в общем сопоставлять эти граниты и пегматиты с наиболее молодыми в архее Алданского щита лейкократовыми гранитами. Вмещающая толща гнейсов более или менее условно делится на две серии. В гнейсах нижней пургоносской серии преобладает ассоциация биотит — гранат — гиперстен (± силлиманит), чем эта серия напоминает тимптонскую серию Алданского щита. В парагенезисах метаморфических пород верхней серии (косовской) большую роль играет амфибол, чем она несколько отличается от типичного архея Алданского щита и напоминает протерозойские толщи Восточной Сибири. Лейкократовые граниты связаны с обеими сериями и, возможно, некоторые из них относятся к протерозою. Полученные цифры абсолютного возраста относятся к протерозою. Однако отдельные определения возраста лейкократовых гра-Алдана, архейскими, считающихся дают цифру 1400 млн. лет. В 1965 г. Н. А. Шило и И. А. Загрузина опубликовали результаты определения абсолютного возраста гранито-гнейсов Восточной Чукотки; одна из полученных цифр — 1570 млн. лет — довольно хорошо согласуется с данными по Тайгоносу.

Принадлежность существенно амфиболовых метаморфических пород Охотского массива к гранулитовой фации метаморфизма и их архейский возраст обосновал в 1965 г. Г. А. Гринберг, тщательно изучив-

ший минеральный парагенезис этих пород и сравнивший их с различными архейскими образованиями Алданского щита и его обрамления. И. А. Загрузина в 1965 г. определила возраст амфиболитов из коллекции Ф. Ф. Вельдяксова в 1820 млн. лет, а возраст пироксеново-амфиболовых сланцев — в 2600 млн. лет. Возраст ряда образцов габброамфиболитов, роговообманковых гнейсов, биотитовых гнейсов, нито-гнейсов, гранодиоритовых гнейсов колеблется от 1870 221 млн. лет (определения И. А. Загрузиной и Н. И. Ненашева, коллекции Е. Г. Пескова и Ф. Ф. Вельдяксова). При этом образцы коллекции Е. Г. Пескова с абсолютным возрастом в 1820 и 612 млн. лет взяты в непосредственной близости друг от друга. Все эти данные как будто бы подтверждают наличие позднеархейских и ранне-среднепротерозойских изверженных и метаморфических пород на Северо-Востоке СССР. Однако исключительный разброс цифр показывает, что проблема возраста метаморфических образований и заключенных в них гранитоидов требует еще, очевидно, серьезных исследований. Дальнейших исследований, в частности, требует вопрос о подразделении докембрийских гранитоидов на архейские и протерозойские и проблема существования архейских гранитоидов. На Северо-Востоке неизвестны интрузивные чарнокитовые граниты, тесно связанные с гиперстеновыми гнейсами архея Алданского щита. Выделенные на Омолонском массиве А. П. Шпетным (1961 г.) архейские ортогнейсы не относятся к такому типу и, вероятно, имеют более молодой возраст.

На правобережье среднего течения р. Колымы известна толща порфироидов и порфиритоидов, подстилающая синийскую спиридоновскую свиту, что с большей определенностью указывает на докембрийский возраст метаморфизованных эффузивных пород. Возможно, проявления протерозойского вулканизма широко распространены на Северо-Востоке СССР. И. Я. Некрасов (1962) описывает метаморфизованные габбро протерозойского возраста в пределах Этериктяхского выступа древних пород. На Омолонском и Охотском массивах, возможно, протерозойский возраст имеют некоторые амфиболиты, образованные при метаморфизме интрузивных пород. Докембрийские эффузивные

толщи на этих массивах не отмечаются.

Четвертая группа докембрийских изверженных пород — это дискордантно прорывающие докембрийскую толщу тела так называемых мясо-красных гранитов и разгнейсованных гранитоидов. Для этих пород характерно образование относительно низкотемпературной минеральной ассоциации, куда входят: мусковит, альбит, кварц, эпидот (за счет цветных минералов) и клиноцоизит (за счет плагиоклаза), а также карбонат или хлорит. Возможно, что часть подобных массивов имеет молодой, мезозойский возраст, но некоторые из них, по-видимому, докембрийские, протерозойские: галька мясо-красных гранитоидов и гнейсоидов указывается в составе конгломератов из основания верхнепротерозойской спиридоновской свиты на правобережье р. Колымы; в этом же районе, по данным Б. В. Пепеляева, розовые граниты прорывают ороёкскую свиту протерозоя. Косвенным подтверждением протерозойского возраста является степень метаморфизма этих гранитоидов.

Интрузивные образования раннего палеозоя более или менее уверенно выделяются только на Омолонском массиве (абкитский комплекс). Сюда относятся (А. П. Шпетный и Б. А. Снятков) массивы гранитов, сиенитов, щелочных (в том числе нефелиновых) сиенитов, прорывающих главным образом докембрийские, но также раннепалеозойские (условно ордовикские) отложения. Эти массивы с холодным контактом перекрыты эффузивами позднедевонского возраста, в которых содержится галька всех типов нижнепалеозойских интрузивных пород

(в том числе галька нефелиновых сиенитов). Абсолютный возраст этих пород, определенный калий-аргоновым методом (255—275 млн. лет), не позволяет считать эти интрузивы значительно более древними, чем перекрывающие их эффузивы. Однако нижняя возрастная граница абкитского комплекса изучена еще далеко не достаточно, и они нередко считаются докембрийскими.

Формационная природа интрузий абкитского комплекса и среднепалеозойских эффузивов Омолонского массива требует дальнейшего

изучения.

Девонские эффузивы Омолонского массива выделяются среди вулканических толщ этого возраста, распространенных в Тихоокеанском поясе, резким преобладанием риолитов несколько повышенной щелочности. В составе этой толщи имеются также андезиты и немногочисленные трахиты. Эффузивные образования сопровождаются близкими по возрасту и составу гранитоидами. Сейчас не ясно, какого рода связи существуют между преддевонскими гранитоидными, сиенитовыми и щелочными интрузиями и последующей эффузивной деятельностью, но, очевидно, в течение нижнего и отчасти среднего палеозоя Омолонский массив представлял собой особую, четко очерченную петрографическую провинцию. В непосредственной близости от Омолонского массива, на правобережье р. Колымы, позднедевонский вулканизм имел основной характер; девонские эффузивы базальтового ряда указываются в Пенжинском кряже, на Аляске, на о-ве Сахалин.

С омолонскими ранне- и среднепалеозойскими гранитоидами некоторые геологи (А. П. Шпетный) более или менее условно сопоставляют отдельные гранитоиды из других районов Колымо-Омолонского

и Охотского массивов.

Позднепалеозойский и раннемезозойский магматизм Северо-Востока изучен недостаточно. Наиболее широко распространены базальты, а также базальтоидные и ультраосновные интрузивные породы. Формирование базальтоидных комплексов началось в ряде районов Северо-Востока еще в среднем и в раннем палеозое. Сюда относятся ордовикские трахиандезиты Омулевских гор, девонские базальты бана, среднепалеозойские интрузивные диабазы хр. Туора-Сис, среднеи верхнепалеозойские спилиты, базальты и их туфы в разрезах хр. Тас-Хаяхтах, Алазейского плоскогорья, бассейна рек Ясачной и Поповки, нижнепермские яшмоиды, спилиты и некоторые гипербазиты Корякского нагорья, Пенжинского кряжа и верховьев Большого Анюя, нижнетриасовые интрузивные диабазы Чукотки, триасовые диабазы и ба- • зальты западного склона Верхоянского хребта. Возраст своеобразных интрузий Этериктяхского выступа, сложенных ультраосновными и щелочными породами, условно принят в данном томе среднепалеозойским. Он может быть и позднепалеозойским. Некоторые из ультраосновных интрузий этого района описываются (И. Я. Некрасов) как докембрийские, что очень спорно.

Довольно часто палеозойские или триасовые основные породы имеют интрузивный характер, и возраст их тогда доказывается косвенным путем: они в виде многочисленных, главным образом, пластовых интрузий насыщают одновозрастные или несколько более древние осадочные толщи и отсутствуют во всех вышележащих горизонтах; такие интрузивные тела представляют собой наиболее древние магматические образования в районах своего развития и смяты в складки совместно с вмещающими их осадочными толщами. Кроме того, даже там, где лавы или туфы соответствующего возраста не обнаружены, толщи, вмещающие интрузивные тела, содержат туфогенный материал. В ряде случаев имеются эффузивные базальты и туфы базальта, в которых

находятся окаменелости, датирующие возраст вулканизма. Один лучших разрезов эффузивов среднего и верхнего палеозоя изучен Б. В. Пепеляевым и В. М. Заводовским в бассейнах рек Поповки и Ясачной (1957—1960 гг.). Самые древние базальты известны здесь среди отложений верхнего девона, где они переслаиваются с известняками с морской фауной. В известняках нижнего карбона обнаружена галька подобных базальтов. В этих известняках имеются пластовые залежи, связанные, очевидно, с вышележащими позднепалеозойскими эффузивами. Базальты составляют значительную часть разреза верхнепалеозойских отложений, их туфы иногда содержат многочисленные раковины брахиопод. Обычно это нормальные базальты, но встречаются и спилиты. Очень характерны туффиты, переходные к органогенным породам, которые иногда в зависимости от кремнистого или карбонатного состава скелета ископаемых приближаются то к кремнистым сланцам, то к органогенным известнякам. Эти породы пронизаны дайками базальтового состава, широко распространенными и в соседних районах и имеющими, по-видимому, раннетриасовый возраст. Бассейн рек Поповки и Ясачной является примером сквозного и почти непрерывного развития базальтового магматизма от верхнего девона до раннего триаса без существенных изменений петрографического и петрохимического характера возникающих горных пород.

Средне- и позднепалеозойские и раннемезозойские основные ультраосновные породы образуют различные формации или их группы. Девонские диабазы Сеттэ-Дабана несколько напоминают ранние траппы Сибири и составляют особую диабазовую формацию. В верховьях р. Большой Анюй гипербазиты, габбро, плагиограниты, позднепалео-зойский или раннемезозойский возраст которых установил в 1958— 1959 гг. Ю. М. Довгаль, вместе с кремнистыми породами, спилитами, кератофирами и их туфами пермского возраста образуют офиолитовую группу формаций. Эта же группа формаций выделяется (в значительной степени условно) среди позднепалеозойских образований режья Олюторского залива, в Пенжинском кряже. Позднепалеозойские (или раннемезозойские) офиолитовые формации Северо-Востока отличаются от типичных относительно малой мощностью спилитово-кератофировых толщ. Не ясна формационная природа субаквальных палагонитовых туфов, базальтов (иногда исключительно свежих) и спилитов из бассейна рек Ясачной и Поповки. Особую группу формаций составляют среднедевонские (?) спилиты и среднепалеозойские, возможно, пермо-каменноугольные ультраосновные и щелочные интрузии хребтов Полоусного и Тас-Хаяхтаха.

Особого внимания заслуживает вопрос о позднепалеозойских и раннемезозойских гранитоидных образованиях. Плагиограниты и диориты отмечены как крайние дифференциаты в некоторых офиолитовых формациях. В верховьях Большого Анюя такие породы прорывают раннепермские образования, а галька их обнаруживается в верхненорийских конгломератах. Галька изученных И. М. Русаковым плагиогранитов из бассейна р. Хатырки обнаружена в верхнепермских — триасовых конгломератах. Плагиограниты прорывают палеозойские отложения и тесно пространственно связаны с близкими по возрасту интрузиями основного состава. Этими немногочисленными телами мелких размеров и со своеобразной петрографией почти исчерпываются примеры позднепалеозойских или раннемезозойских гранитоидов, возраст которых более или менее твердо доказан геологическими данными. Граносиениты хр. Полоусного, абсолютный возраст которых установлен с помощью калий-аргонового метода, тесно связаны с ультраосновление с помощью калий-аргонового метода, тесно связаны с ультраоснов-

ными породами. По косвенным геологическим данным Уочатский мас-

сив в бассейне р. Омулёвки, сложенный гранитогнейсами и другими метаморфитами, может рассматриваться как палеозойский или раннетриасовый. Интенсивные метаморфические изменения, сопровождающие массив, не затрагивают верхнетриасовых отложений. Метаморфические породы массива рассечены базальтовыми дайками, по-видимому, раннемезозойского возраста. Калий-аргоновый метод дает триасовый возраст гранитоидов (182—222 млн. лет). Возможно при этом, что Уочатский массив относится к раннему или среднему палеозою. Допускается некоторыми исследователями докембрийский возраст пород Уочатского массива.

Л. В. Фирсов (1962а, г), основываясь на выполненных под его руководством определениях абсолютного возраста, подчеркивает очень широкое распространение позднепалеозойских и раннемезозойских гранитоидов. Однако большинство приведенных им примеров по твердым геологическим данным являются либо существенно более древними, либо существенно молодыми.

Не гранитоиды, а базальты, ультраосновные и связанные с ними более кислые породы определяли характер палеозойских и раннемезозойских магматических процессов на Северо-Востоке, чем эта территория резко отличается от Монголо-Охотского пояса, в котором граниты, связанные с замыканием варисской геосинклинали, имеют важное значение. В районах северо-западного побережья Охотского моря Монголо-Охотский пояс с юго-запада вплотную подходит к территории Северо-Востока, с чем, вероятно, связано образование немногочисленных палеозойских гранитоидов на восточной окраине Сибирской платформы. Возможно, с магматическими процессами в герцинской геосинклинали Охотского моря связано появление кислых вулканических туфов пермского возраста в бассейне р. Ульбеи, в верховьях р. Колымы, в бассейне р. Пенжины, на п-ове Тайгонос.

Мезозойская история Северо-Востока характеризуется одновременным существованием нескольких различных петрографических провинций (рис. 1). В целом они соответствуют важнейшим структурным элементам территории, не совпадая, однако, с ними во всех деталях. Яно-Колымская и Чукотская складчатые области, а также территория Охотско-Чукотского вулканогенного пояса представляют собой провинции преобладающего кислого гранитоидного магматизма. В районах Колымо-Омолонского массива большое значение в течение почти всего мезозоя, наряду с гранитоидным магматизмом, имеют магматические процессы, связанные с деятельностью основной магмы. Таким образом, в этой провинции магматические процессы мезозойской эры имеют те же черты, что и в палеозое.

Характерное для территории Колымо-Омолонского массива развитие основных интрузивных пород, нередко при этом щелочного ряда, подчеркивали В. Т. Матвеенко и М. В. Богидаева как косвенное доказательство платформенного типа развития этой территории в мезозое.

Корякская зона Охотской складчатой области и Восточно-Камчатско-Курильская кайнозойская геосинклинальная область также являются территориями господствующего в мезозое основного и ультраосновного магматизма, продолжающего после некоторого перерыва магматические процессы палеозоя. Принципиальные отличия магматизма этой территории, относящейся к внутренней части Тихоокеанского рудного пояса, от магматизма внешней его части были специально рассмотрены в 1950 г. Д. С. Харкевичем. Широкое распространение ультраосновных интрузий и других пород офиолитовой группы формаций в Анадырско-Корякском районе стало ясным уже после работ А. И. Скляра, Б. Н. Елисеева в 1936 г., а главным образом в резуль-

тате планомерного изучения этой территории Пенжинской экспедицией, проводившегося в 1947—1953 гг. большим коллективом под руководством В. А. Титова. Провинциальные особенности ультраосновных и основных изверженных пород Корякской складчатой зоны и Восточно-Камчатско-Курильской геосинклинальной области получили особенно четкую характеристику в результате работ А. Ф. Михайлова, Г. Г. Кайгородцева и И. Е. Заединовой. Тем самым вполне очевидным образом были выявлены специфические черты этой провинции, отли-

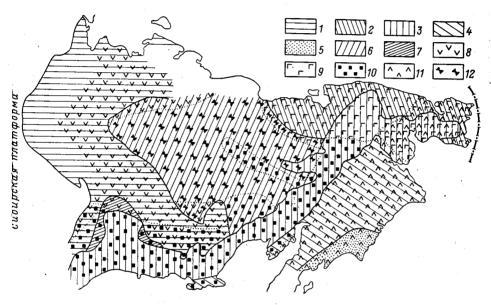


Рис. 1. Позднемезозойские петрографические провинции Северо-Востока СССР и их соотношения с тектоническими структурами

ил соотношения с тектопическием структурами тектопические структуры: I— Яно-Колымская склацчатая область; 2— Чукотская склацчатая область; 3— Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 4— Охотская склацчатая область; 5— Восточно-Камчатоко-Курильская геосинклинальная область; 6— Колымо-Омолонский массив; 7— Охотский массив. Петрографические провинция: 8— Яно-Колымская провинция гранитоидных пород; 9— Чукотская провинция гранитоидных пород; 10— Охотская провинция гранитоидных пород; 10— Схотская провинция гранитоидных пород; 10— Колымская провинция базальтоидных пород. В переходных зонах показаны знаки, соответствующие обеим смежным провинциям

чающие ее от северных и западных районов Чукотки, от верховьев Колымы, Индигирки, бассейна Яны и северного побережья Охотского

моря с их резко преобладающими гранитоидными интрузиями.

Провинциальные различия между некоторыми из этих районов казались довольно ясными первым исследователям — Ю. А. Билибину, Б. И. Вронскому, Е. Т. Шаталову (1937). В их работах была дана характеристика так называемых колымского и охотского типов гранитов и гранодиоритов. Первый из них считался характерным для бассейна верхнего течения р. Колымы, а второй — для северного побережья Охотского моря. Е. Т. Шаталов высказал предположение, что эти типы гранитоидов имеют существенно разный возраст, соответствующий, как он думал, разному возрасту складчатости — раннемеловой в бассейне р. Колымы и позднемеловой на Охотском побережье. В 1949 г. Е. К. Устиев в известном обзоре мезозойского и кайнозойского магматизма Северо-Востока СССР привел дополнительные данные о более молодом возрасте охотских гранитоидов по сравнению с колымскими (впоследствии было показано, что соответствующие на-

блюдения нуждаются в уточнении). В дальнейшем, во многих работах стало обычным именно возрастные различия рассматривать как определяющую характеристику этих гранитоидов, объединяя гранитоиды колымского типа в более древний колымский комплекс, а гранитоиды охотского типа — в более молодой охотский. Колымскому комплексу приписывается позднеюрский или (другими исследователями) раннемеловой возраст, охотский относят к середине мела или чаще к раннему мелу *.

В. А. Цареградский и С. С. Смирнов (1937), Г. Л. Падалка (1939) и С. С. Смирнов (1941) охарактеризовали специфические черты структурного положения и состава оловоносных гранитоидов Северо-Востока. В 1948 г. В. Т. Матвеенко пришел к выводу о позднемеловом — палеогеновом возрасте оловоносных гранитоидов Омсукчанского района и затем предложил их выделить вместе с другими оловоносными гранитоидами, приуроченными к поперечным разломам, в особый, наи-

более молодой, омсукчанский интрузивный комплекс.

Е. К. Устиев (1949 и др.) считает, что этот комплекс существенно моложе охотского, но имеет сенонский, а не верхнемеловой — палеогеновый возраст. Надо отметить, что в разных работах, иногда даже одних и тех же авторов, объем омсукчанского комплекса понимается различно — его то ограничивают ультракислыми гранитоидами, то включают более основные породы, вплоть до габбро и габбро-перидотитов, то распространяют на весь Северо-Восток, то ограничивают Омсукчанским районом или северной частью Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, включают то только оловоносные граниты, то любые, относящиеся к концу позднего мела, интрузивные образования.

В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталов (1958) видят в колымском, охотском и омсукчанском интрузивных комплексах ряд формаций, характерных для сменяющих друг друга этапов развития складчатой области. Считая триасовые магматические образования относящимися к ранней (геосинклинальной) стадии развития мезозоид, Е. Т. Шаталов и В. Т. Матвеенко рассматривают колымский комплекс как формацию гранитных батолитов инверсионной стадии, а более поздние комплексы относят к орогенной и посторогенной стадиям развития этой террито-

рии.

Представление о разновозрастных колымском, охотском и омсукчанском интрузивных комплексах принято в легендах различных геологических карт районов верховьев р. Колымы и Охотского побережья. Возможность выделения этих комплексов на всей территории мезозоид Северо-Востока последовательно защищается в работах В. Т. Матвеенко (1957 а и др.); близких взглядов придерживается Ф. Р. Апельцин (1957). В то же время Е. К. Устиев, вслед за Е. Т. Шаталовым (1937), подчеркивает преимущественную приуроченность колымского и охотского интрузивных комплексов к определенным тектоническим структурам, что он понимает как результат последовательного смещения геологических процессов из глубины Азиатского материка к Тихому океану и как следствие повышения основности горных пород (в среднем) в том же направлении. Другие исследователи, и в первую очередь Б. А. Снятков, Л. А. Снятков и Д. С. Харкевич, признавая дробную последовательность формирования гранитоидов, предполагают, что они все-таки довольно близки друг другу по возрасту, а их особенности связаны с тектоническими различиями в обстановке формирования.

^{*} В тридцатых годах охотский комплекс считался позднемеловым, затем Е. К. Устиевым и другими было установлено, что гранодиориты древнее верхнемеловых эффузивов, в подошве которых была найдена галька охотских гранитоидов (Устиев и Сперанская, 1949).

Надо отметить, что представления об универсальности интрузивных комплексов на всей территории Северо-Востока СССР не согласуются с накопленным фактическим материалом: в бассейне р. Колымы не могут быть с уверенностью выделены интрузии, которые и по возрасту, и по строению, и по составу соответствовали бы охотскому типу, а на Охотском побережье не удается найти интрузии колымского типа и т. д. В последнее время в ряде районов Е. К. Устиевым, И. М. Сперанской, М. Л. Гельманом и другими подчеркнута тесная связь интрузий гранитоидов с вулканической деятельностью, давно отмечавшаяся Д. С. Харкевичем, Б. А. и Л. А. Снятковыми. В распределении вулканогенных пород одного возраста (например, позднеюрских) четко обнаруживаются провинциальные отличия региональных геологических структур (Гельман, 1959). В связи с этим характеристика позднемезозойского магматизма в настоящем издании дается отдельно для каждой выделенной петрографической провинции, в которых в течение длительного времени (около 100 млн. лет) развивается собственный позднемезозойский магматический комплекс *.

Такой подход не исключает, конечно, необходимости искать общие черты в развитии магматизма в разных провинциях, которые прежде всего должны, по-видимому, выражаться в одновременности отдельных явлений. Удовлетворительное решение этих задач, однако, затрудняется частой практической невозможностью с надлежащей точностью определить геологический возраст не только интрузивных пород, но и эффузивов, далеко не всегда имеющих палеонтологическую характеристику. Л. В. Фирсов (19626) и Н. И. Ненашев (1962) предприняли попытку использовать для этих целей систематические определения абсолютного возраста. Л. В. Фирсов на основании нескольких сотен определений наметил ряд фаз интрузивной деятельности и указал относительное их значение в разных структурных областях. Однако выводы Л. В. Фирсова нуждаются в уточнении путем тщательного статистического анализа и решения ряда методических вопросов.

В Яно-Колымской складчатой области магматический комплекс мезозойского возраста состоит из трех элементов: а) крупные гранитоидные интрузии (по преимуществу относящиеся к колымскому типу); б) малые интрузии; в) вулканические и субвулканические образо-

вания.

Вулканическая деятельность в Яно-Колымской складчатой области возобновляется в позднем триасе и постепенно усиливается, достигая наибольшей активности в позднеюрскую и меловую эпохи. При этом существенно андезитовый эксплозивный вулканизм позднего триаса проявился главным образом на юго-востоке складчатой области вне какой-либо связи с ареалами раннетриасового или позднепалеозойского вулканизма основного характера. Позднеюрские и меловые вулканические проявления, которые характеризуются существенно кислым риолитовым и, в меньшей мере, андезитовым составом, образуют главным образом вулканический пояс на границе Яно-Колымской складчатой области с Колымским массивом и приурочены также к ее границе с Охотским массивом. В размещении позднемезозойских вулканических образований тоже нет элементов унаследованности ни от магматизма позднетриасовой эпохи, ни от более ранних периодов. Таким образом, позднетриасовая эпоха имеет, по-видимому, более или менее самостоятельное значение в истории магматизма. Обычно она не рассматривается как крупный самостоятельный этап из-за относительной краткооднообразия сформировавшихся изверженных пород,

^{*} В том смысле, как этот термин понимает Г. Д. Афанасьев (1950).

В. Т. Матвеенко (1961) считает возможным рассматривать эту эпоху как ранний геосинклинальный этап тектоно-магматического цикла.

Для позднего мезозоя Яно-Колымской складчатой области очень характерно широкое распространение субвулканических массивов, сложенных породами эффузивного облика, площадь выхода которых в наиболее крупных телах достигает нескольких сотен квадратных километров. Субвулканические тела и комплексы приурочены к области развития эффузивов и лишь иногда встречаются во внутренней части Яно-Колымской складчатой области.

Малые интрузии, напротив, четко обособляются как самостоятельная группа магматических образований главным образом в наиболее прогнутой внутренней части Адыча-Бохапчинской зоны. Малые интрузии — это преимущественно дайки или близкие к ним по форме и условиям залегания тела; в меньшей мере — пластовые интрузии. встречаются небольшие лакколиты, бисмалиты и гарполиты. многие малые интрузии представляют собой более древние образования, чем граниты колымского типа, что дало основание Ю. А. Билибину, Е. Т. Шаталову, А. П. Васьковскому и многим другим рассматривать их как самостоятельную добатолитовую формацию. Последовательность внедрения малых интрузий, установленная по взаимным пересечениям, очень сложна в окрестностях гранитоидных интрузий, где нередко выявляется трехкратная смена кислых составов средними и основными, что подробно рассмотрено в работах Ф. Р. Апельцина (1956, 1957). На удалении от гранитных интрузий имеет место более простая ситуация, и здесь очень редко наблюдаются пересечения даек среднего состава кислыми.

Многие крупные гранитоидные массивы Яно-Колымской складчатой области принадлежат к колымскому типу. К таким массивам, как Большой Анначагский, Чьоргинский, Оханджинский, Барыллыэлахский, Право-Эрикитский, Хадараньинский, Чибагалахский, Догдинский и другие, в полной мере относятся те особенности, которыми в 1933 г. Ю. А. Билибин, а затем Е. Т. Шаталов (1937) охарактеризовали колымский тип гранитоидов Северо-Востока СССР. Площадь массивов измеряется сотнями квадратных километров, а площадь крупнейшего из них — Чибагалахского массива — достигает 7 тыс. км², т. е. приближается к тому же порядку величин, что и площадь крупнейших на Земле батолитов. Эти крупные тела преимущественно составлены очень однородными массивными мезолитовыми, а иногда и лейкократовыми биотитовыми гранитами с грубозернистой или порфировидной структурой. Граниты прорывают породы верхоянского комплекса, в меньшей мере палеозойские толщи поднятий Колымо-Омолонского массива. Вблизи контактов с вмещающими породами в гранитах повышается содержание биотита, иногда меняется структура.

Важнейшие массивы колымского типа приурочены, по-видимому, к крупным глубинным разломам и, в частности, к зоне Догдо-Дарпирского шва, отделяющего Яно-Колымскую складчатую область от Колымо-Омолонского массива. Интрузивные тела более или менее сильно вытянуты вдоль этих разломов, контактовые поверхности довольно полого погружаются в направлении вытянутости и круто падают под вмещающие породы в поперечном направлении. Такая форма и крупные размеры позволили Ю. А. Билибину и Е. Т. Шаталову назвать эти интрузии батолитами, хотя уже Е. Т. Шаталов (1937) оговаривал известную условность этого термина. Впоследствии многие геологи, сомневаясь (исходя из общегеологических соображений) в неограниченном расширении гранитных тел на глубоких уровнях, стали называть их батолитоподобными. В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталов (1958) опреде-

ленно указывают на межформационное залегание колымских гранитов. В последнее время это нашло обоснование в результатах геофизических работ, которые указывают, что гранитные тела имеют подошву вблизи нижней границы верхоянского комплекса (Ващилов, 1963). Гранитоиды колымского типа, по-видимому, составляют особую формацию, близкую к формации гранитных батолитов, но отличающуюся относительно малой глубиной становления. Большая часть этих интрузий может быть

отнесена к формации высокоглиноземистых гранитов. Кроме наиболее характерных гранитов колымского типа в Яно-Колымской складчатой области имеются массивы иного состава и строения. Например, в верхнем течении р. Колымы могут быть выделены гранитоиды несколько большей основностью, чем граниты колымского типа. Центральная часть таких массивов сложена гранодиоритами или адамеллитами, а в корошо развитых эндоконтактовых фациях обнаруживаются еще более основные породы — вплоть до габбро-диоритов и габбро. Эти массивы — Басугуньинский, Столовый, Хатыннахский, Морджотский, Северно-Порожный и другие— В. Т. Матвеенко (1960а, б) предложил объединить в особый басугуньинский интрузивный комплекс (в других работах он называет этот комплекс басугуньинско-хатыннахским). По существу этот комплекс гранитоидных интрузий П. И. Скорняков выделил в 1953 г. под названием утино-штурмовского. Интрузии басугуньинского комплекса отличаются сравнительно небольшими размерами: площадь наиболее крупных — Басугуньинского, Хатыннахского и Морджотского массивов составляет около 100 км². Для этих массивов характерна большая крутизна боковых контактовых поверхностей, что наблюдается либо непосредственно на дневной поверхности, либо обнаруживается по геофизическим данным на некотором удалении от современных границ массива. В последнем случае современные контуры интрузии определяются пересечением неровной, но пологой верхней поверхности и поверхности рельефа. Положение крутых контактов фиксируется, по-видимому, характерными для них положительными магнитными аномалиями. Эрозионный срез массивов басугуньинского комплекса в среднем не меньше, чем у массивов колымского типа. По этим причинам нельзя думать, что более основные породы басугуньинского комплекса являются фацией эндоконтактов или сателлитов по отношению к колымским гранитам (как предполагали Ю. А. Билибин, Е. Т. Шаталов, Е. К. Устиев и др.). Интрузии басугуньинского комплекса, как правило, расположены в участках наибольшей мощности верхоянского комплекса. Осадочные породы обычно антиклинально облекают интрузивные тела; Б. А. Снятков, Л. А. Снятков и другие геологи объясняют это явление активным механическим воздействием интрузии на вмещающие породы.

Соотношения басугуньинского и колымского интрузивных комплексов не ясны и требуют дальнейших исследований. В. Т. Матвеенко считает басугуньинский комплекс более древним. Ф. Р. Апельцин (1956), располагая тем же самым фактическим материалом, считает относящиеся сюда интрузии более молодыми. Эта же точка зрения часто принимается на геологических картах, где интрузии басугуньинского комплекса сопоставляют с охотскими, что, очевидно, неправильно. В 1950 г. Д. С. Харкевич привел доказательства того, что интрузивы колымского типа в бассейне р. Индигирки срезают интрузии басугуньинского типа. Восточная часть Оханджинского массива по строению и петрографии очень близка к массиву Чьорго и к другим типично колымским массивам. Западная часть этого массива подобна басугуньинским интрузиям. По наблюдениям К. Н. Рудича (1945 г.) и В. А. Серебрякова (1961), особенно подробно изучившего Оханджинский массив, граница

2 Зак. 1016

между гранитами обоих типов не имеет секущего характера. Возможно, в данном случае оба типа следует считать одновозрастными, как полагали Ю. А. Билибин, Е. Т. Шаталов (1937) и Е. К. Устиев (1949). Не исключая возможной разницы в возрасте отдельных массивов, относящихся к этим формациям, их своеобразие, по-видимому, следует объяснять прежде всего различиями структурной обстановки становления.

Влияние характера вмещающей среды и соотношения интрузии и тектонических движений на особенности строения и петрографии гранитоидных массивов подчеркнул С. Г. Котляр (1963) на примере массивов правобережной части р. Индигирки. Он охарактеризовал здесьтак называемые гибридизационный, пегматоидный и автометасоматический типы гранитных массивов, связывая их особенности с различным режимом летучих компонентов магмы в разных структурных условиях. В тех случаях, когда отдельные части крупных массивов приспосабливаются в процессе длительной интрузии к разным структурам, возможно сочетание разных типов гранитоидов в одном и том же массиве. В качестве примера С. Г. Котляр рассматривает Хаяргастахский массив и его сателлит Волшебник. Таким образом, и в этом случае мы сталкиваемся с отсутствием четких различий в возрасте гранитоидов разного типа.

Кроме колымского и басугуньинского комплексов в Яно-Колымской складчатой области должны быть выделены как самостоятельный интрузивный комплекс гранитоиды Яно-Адычанского района, образующие ряды массивов северо-восточного простирания, почти перпендикулярные к основному северо-западному направлению складчатых структур. Основные черты этого, так называемого янского, комплекса впервые были описаны Г. Л. Падалка (1939). Для янского комплекса характерно несколько повышенное содержание калия, что приводит к появлению необычных парагенезисов в широко распространенных породах повышенной основности (андезиновые граниты, кварцевые монцониты,

сиенит-диориты и т. п.).

Представления о возрасте янского комплекса спорны. До последнего времени В. Т. Матвеенко (1961 и др.), Б. Л. Флеров (1964) и другие геологи считали, что в тектоническом развитии Северо-Востока стадия проявления разломов поперечных к складчатым структурам повсеместно приходится на поздний мел, и поэтому, сопоставляя янский комплекс с омсукчанским, считали его также позднемеловым. И. С. Рожков, Г. А. Гринберг и Г. Г. Кухтинский (1962), а затем Н. И. Ненашев (1965) на основании геологических и радиохронологических данных пришли к выводу, что возрастные отличия между типичными колымскими и янскими гранитоидами отсутствуют, но что и те и другие формируются в течение длительного времени от поздней юры до позднего мела. Все это показывает, что задача разделения гранитоидов Яно-Колымской складчатой области на отдельные комплексы очень сложна. Если даже все они относятся к одному формационному типу, как это следует, например, из представлений Е. Т. Шаталова (1937), то, по-видимому, отдельные комплексы должны выделяться по структурному положению интрузивных тел внутри Яно-Колымской складчатой области.

Геологические данные о возрасте всех этих интрузивных образований одинаковы. Некоторые из них прорывают песчано-сланцевые отложения средней юры и келловей-оксфорда, другие также и ауцелловые слои кимеридж-ранневолжского возраста. Так как характер перехода от келловея к оксфорду еще недостаточно изучен, и в этой части разреза возможны хотя бы местные несогласия, нижняя граница

возраста для некоторых интрузий определяется как келловей, но для многих не может быть древнее конца поздней юры. Верхняя граница возраста открыта, но из общих геологических соображений считается, что эти гранитоиды не моложе позднего мела. Абсолютный возраст определялся в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте (Л. В. Фирсов) и в Якутском филиале Академии наук СССР (Н. Й. Ненашев). Для каждого комплекса цифры абсолютного возраста колеблются в пределах 160—75 млн. лет, иногда колебания в значительной части этого интервала отмечены в пределах одних и тех же тел (Чьорго, Оханджинский массив и др.), что позволяет Н. И. Ненашеву (1965) считать, что время их формирования охватывает позднюю юру и весь мел *. Эта проблема требует дальнейших исследований. Надо отметить, что в Яно-Колымской складчатой области очень редки полигенные интрузии, которые бы отражали пульсационный характер развития магматизма (они обнаружены только в южной части области).

Большая часть малых интрузий Яно-Колымской складчатой области обнаруживает закономерные связи с гранитоидными массивами, расположенными в полях развития малых интрузий. Е. Т. Шаталов (1937) сопоставлял малые интрузии по петрографическим и петрохимическим особенностям с эндоконтактовыми фациями колымских гранитоидов, которые, как и малые интрузии, обычно оказываются несколько более древними, чем центральная часть тех же массивов. Особенно четко связи с малыми интрузиями устанавливаются для гранитоидов басугуньинского и янского комплексов. Приближаясь к эффузивным полям окраинных частей Яно-Колымской складчатой области, свиты малых интрузий, как это, в 1933 г., показал Е. Т. Шаталов, приобретают черты строения субвулканических тел, что указывает на комагматичность эффузивов и малых интрузий (Устиев, 1949; Апельцин, Гельман, 1959). Некоторые массивы гранитоидов — Морджотский, Мяунджинский, Буркандинский — участвуют в строении центральных структур, образованных более древними дайками. К. Н. Рудичу, Е. К. Устиеву и Л. А. Сняткову, Нельканский и Барыллыэлахский гранитные массивы окружают субвулканические породы цепи Сарычева и участвуют, таким образом, вместе с ними в строении кольцевой вулкано-тектонической структуры. Имеются указания, что субвулканические риолиты грандиозного Буордахского массива, прорезанного речными долинами более чем на 1000 м, на глубине сменяются полнокристаллическими гранитами (И. Е. Исаков, 1941 г.). В пределах уже описанного массива Большой Анначаг обнаружено рассекающее его субвулканическое тело дацитов, сопровождающихся туфами. Таким образом и здесь, а также в ряде других примеров, намечается связь гранитов с эффузивами. Впрочем, существование такой связи оспаривается В. А. Серебряковым и другими геологами.

Эффузивы, малые интрузии и крупные тела гранитоидов сконцентрированы в северной и восточной частях Яно-Колымской складчатой области, вблизи ее границ с Колымо-Омолонским массивом. Крупные тела гранитоидов образуют здесь грандиозный Яно-Колымский пояс интрузий, приуроченный к региональному глубинному разлому. В западной части Яно-Колымской складчатой области гранитоидные интрузии практически отсутствуют; природа полей метаморфических по-

^{*} В ряде публикаций и официальных сообщений Н. И. Ненашев и Л. В. Фирсов характеризуют граниты с возрастом 150—160 млн. лет как среднеюрские. Это мнение основано на произвольно принятой цифре для абсолютной границы средней и верхней юры.

род, распространенных в Верхоянской зоне, нуждается в дополнительных исследованиях. Размещение эффузивных полей контролируется главным образом разломами зоны Догдо-Дарпирского шва. Свиты малых интрузий также приурочены к разрывным нарушениям, взаимосвязь которых показали В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталов (1958). Линейные свиты даек расположены ближе к краям Иньяли-Дебинского мегасинклинория, а обширные дайковые поля в наиболее прогнутой

его части нередко построены по центральному типу.

Становление центральных дайковых комплексов, однако, вряд ли сопровождалось образованием мощного покрова эффузивов на всей плошади синклинория. Невдалеке от наиболее обширных дайковых полей бассейна р. Берелех расположена Аркагалинская впадина, выполненная угленосными отложениями сеноманского возраста. Базальные конгломераты аркагалинской свиты налегают на триасовые породы и состоят исключительно из гальки триасовых сланцев. Лишь в более молодых конгломератах в изобилии появляется галька жильных и эффузивных изверженных пород, что связано, по-видимому, с размывом вулканических построек, возникших во время формирования Аркагалинской впадины, т. е. в мелу. Размыв гранитоидных массивов, по-видимому, начинается в кайнозое.

Прямые геолого-стратиграфические данные не позволяют считать глубину их образования существенно большей, чем 1000—1500 м. Для гранитных массивов, расположенных вдоль северо-восточной границы Яно-Колымской области, указывается (Н. А. Богданов) еще меньшая

цифра — несколько сотен метров.

Главная масса малых интрузий расположена в пределах мелкогорья, а гранитами сложены важнейшие горные цепи на территории Яно-Колымской складчатой области. Современные выходы огромного большинства даек и малых интрузий расположены на отметках более низких, чем кровля гранитов (на 500—1000 м). Большинство даек определенно не моложе гранита, поэтому и глубина формирования той части малых интрузий, которую мы наблюдаем на современном эро-

зионном срезе, вряд ли меньше 1-2 км.

Исследованиями последних лет выяснены своеобразные черты гранитоидного магматизма в Чукотской складчатой области. Как и в Яно-Колымской складчатой области, здесь различаются гранитоидные массивы, малые интрузии и эффузивы. В целом по возрасту, по петрографическим и петрохимическим особенностям гранитоиды и вулканогенные породы Чукотской складчатой области сопоставляются с гранитоидами и вулканогенными породами северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Поэтому северная часть вулканогенного пояса объединяется в единую петрографическую провинцию с Чукотской складчатой областью.

Почти на всей территории Чукотской складчатой области гранитоидный магматизм проявился в две фазы — более раннюю, когда образовывались различные породы группы диорита и гранодиорита, и более молодую — существенно гранитную. Нижнемеловой возраст формирования ранних фаз более или менее строго определен на правобережье р. Малый Анюй и в Пекульнейской горной гряде. В первом из этих районов гранитоиды прорывают и метаморфизуют отложения валанжина. Некоторые массивы рассечены дайками, связанными с раннемеловой эффузивной деятельностью. Гряда Пекульней расположена в северной части Корякской зоны. Однако развитие гранитоидного магматизма здесь тесно связано с аналогичными процессами в северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и в прилегающих районах Чукотской складчатой области. Г. Г. Кайгородцеву удалось на-

блюдать, что гранодиориты гряды Пекульней, прорывающие валанжин, перекрыты отложениями апт — альба, в базальных конгломератах

которых содержится галька гранитов.

Не исключено при этом, что некоторые из диорит-гранодиоритовых интрузий Чукотской гранитоидной провинции образовались не после валанжина, а на границе юры и мела. Время формирования гранитов молодой фазы точно не установлено, так как они нигде не имеют контактов с достоверно позднемеловыми образованиями. По-видимому, эти интрузии должны быть отнесены к середине мела; обычно их датируют началом позднего мела.

В крайней юго-восточной части Чукотской складчатой области интрузии подобного состава (диориты, гранодиориты, граниты) повторяются в верхнемеловую эпоху, а затем еще раз в палеогене. При этом каждый раз относительно более основные разности предшествуют более кислым. Надо отметить, что представления о столь сложном развитии позднемезозойского и раннекайнозойского магматизма в этой части Северо-Востока основаны на соотношениях интрузивных пород с осадочными и эффузивными толщами, возраст которых еще недостаточно обоснован палеонтологически. Однако такое усложнение истории магматизма может быть связано с характерной возрастающей длительностью магматических процессов в этих районах, которая ясно обнаруживается при сравнении мезозойского магматизма в структурах северозападной части Чукотской складчатой области и Центрально-Чукотского района Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Меловые эффузивы этого района вулканогенного пояса имеют в среднем существенно кислый (дацитовый) состав и образованы в течение трех вулканических циклов, из которых первые два приходятся на ранний мел, а третий охватывает поздний мел и начало палеогена. Некоторые интрузии в пределах вулканогенного пояса имеют более древний возраст, чем эффузивы, другие прорывают и метаморфизуют часть разреза эффузивов, но перекрыты более молодыми лавами и туфами, третьи прорывают всю или почти всю вулканическую толщу (их верхняя возрастная граница остается неопределенной). В течение каждого цикла происходит постепенное нарастание основности, а каждый последующий цикл отличается от предыдущего несколько большей щелочностью. В целом петрохимические особенности изверженных пород Центрально-Чукотского района вулканогенного пояса такие же, как в гранитоидах и эффузивах, размещенных в мезозоидах Чукотки за его пределами. По относительной щелочности раннемеловые магматические образования в мезозоидах ближе всего к эффузивам третьего цикла в указанном районе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Таким образом, эволюция магматизма, которая в чукотских мезозоидах происходит за почти одну только раннемеловую эпоху, в Охотско-Чукотском поясе обнимает весь мел и начало палеогена. Тесные связи и сходство состава изверженных пород близкого возраста в Чукотской области и в северных районах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса позволяют относить их к одной петрографической (Гельман и Белый, 1963).

Позднемезозойские магматические образования в разных районах Чукотской складчатой области имеют несколько различные особенности. В лучше изученной Анюйской складчатой зоне существенно различны особенности изверженных пород, размещенных в пределах палеозойского основания и в складчатой триасовой толще. На больших глубинах, в палеозойском основании складчатой области расположены занимающие большие площади горизонтальные плутоны мощностью в сотни метров. Минералогические особенности гранитоидов ранних фаз и окру-

жающего их широкого ореола метаморфизма регионально-контактного типа (фация гранатовых амфиболитов) свидетельствуют о высоких давлениях, при которых формировались ранние фазы гранитоидного комплекса.

В пластичной толще триасовых песчаников и сланцев размещены дайки и пластовые интрузии, составляющие обширные поля и пояса с меняющимся простиранием. По составу и возрасту среди даек выделяются следующие группы: 1) существенно амфиболовые микродиориты, диорит-порфириты и спессартиты, 2) амфиболово-биотитовые и биотитовые кварцевые порфириты и гранодиорит-порфиры, с несколько более ранними гранит-порфирами, 3) обычно амфиболовые интрузивные андезиты и андезито-дациты, 4) пироксеново-биотитовые лампрофиры, 5) гранит-порфиры с крупными вкрапленниками кварца и ортоклаза, граносиенит-порфиры, микросиениты, линдеиты. Кроме даек, в триасовой толще размещаются многочисленные штоки с вертикальными плоскими контактами. Их площадь измеряется десятками и сотнями квадратных километров, редко достигая 600—700 км² (т. е. батолитовых размеров). Некоторые из них тесно сопряжены с небольшими эффузивными полями: гранитоиды и эффузивы образуют единые вулкано-плутонические ассоциации. Дайки первых трех поколений тесно связаны с гранитоидными массивами ранней фазы. Пироксеново-биотитовые лампрофиры связаны как с ранними, так и с наиболее поздними гранитами; дайки пятого поколения сопровождают интрузии поздней фазы.

Ниже пологозалегающих массивных песчаников погынденской свиты расположены довольно крупные лакколиты. Они сложены амфиболово-биотитовыми гранодиоритами (в краевых фациях — монцонитами).

Возможность различать несколько фаций глубинности, различная морфология интрузивных тел и большое разнообразие изверженных пород позволят в дальнейшем выделить среди позднемезозойских магматических образований Чукотки целый ряд петрографических формаций.

Линейного расположения гранитов, подобного колымским батолитам, в западной части Чукотки почти не отмечается, что, возможно, связано с отсутствием здесь четко выдержанных линейных структур. На еще мало изученных территориях восточной и центральной части Чукотской складчатой области вытянутые гранитные плутоны представляют собой более важную форму интрузивного магматизма. Как и в западной части области, на глубоких эрозионных срезах обнажаются метаморфические породы высокой степени изменения, сопряженные с мезозойскими гранитами.

Как видно из краткого обзора, позднемезозойские магматические образования Яно-Колымской и Чукотской складчатых областей имеют как черты сходства, так и существенные различия. К числу самых общих особенностей сходства относится присутствие в обеих провинциях одних и тех же фаций: 1) крупных гранитоидных массивов; 2) эффузивов липарито-андезитовых серий; 3) свит даек и прочих малых интрузий. Многие горные породы, слагающие эти фации в Чукотской складчатой области, петрографически похожи на породы из Яно-Колымской области. Чукотские гранодиорит-диоритовые массивы аналогичны таким массивам в главной золотоносной полосе Северо-Востока, как Басугуньинский, Столовый, Штурмовой, Морджотский и др. Особенно много сходства у чукотских гранитных массивов с массивами Аян-Юряхского антиклинория, где, как и на Чукотке, многие гранитоиды обнаруживают монцонитоидную тенденцию. Имеются на Чукотке и петрографические аналоги типичных колымских биотитовых и двуслюдяных

гранитов. Подобными породами сложен, например, Пырканайский массив в Анюйской складчатой зоне. Петрографические особенности многих даек кварц-диоритового, сиенит-диоритового и гранитного состава в обоих магматических комплексах практически одинаковы. Интересно отметить, что в Чукотской складчатой области так же, как в Яно-Колымской, имеются дайки более древние, чем расположенные рядом с ними гранитоидные массивы. К числу элементов сходства следует отнести небольшой эрозионный срез гранитоидных массивов, многие из которых в обеих областях несут на себе еще не уничтоженные эрозией остатки кровли. Наконец, надо подчеркнуть, что метаморфизм триасовых пород Чукотской складчатой области за небольшими (в площадном отношении) отклонениями такой же, как метаморфизм верхоянского комплекса.

Специфические черты и различия магматизма Яно-Колымской и Чукотской складчатых областей связаны как с некоторой разницей в геологическом возрасте гранитоидных комплексов, так и с несколько различным положением относительно Тихоокеанской акватории. Гранитоиды Чукотской складчатой области в общем более основные, чем в Яно-Колымском поясе, в интрузивной фации здесь преобладают гранодиориты, а не граниты. Еще более важные различия связаны с особенностями строения складчатых областей, в частности, с меньшей мощностью триаса Чукотки, составляющего здесь складчатый комплекс, по сравнению с верхоянским комплексом (не менее, чем в два раза). В связи с этим, например, находятся такие факты, как выходы на поверхность в Чукотской области гранитоидов сравнительно больших глубин, залегающих среди палеозойских толщ и сопровождающихся метаморфическими ореолами амфиболитовой фации *, поэтому же на Чукотке практически не выделяются как самостоятельные фации гранитоиды умеренных и малых глубин.

Особенности позднемезозойского магматизма Чукотской складчатой области осложняются в ее периферических частях, на границах с жесткими структурами. В пограничной области между Анюйской складчатой зоной и Олойским прогибом, помимо описанных выше гранитоидных образований мелового возраста, широко распространены более древние позднеюрские и раннемеловые основные и ультраосновные интрузии и эффузивы спилитового ряда. Вблизи границ Восточно-Чукотского массива также появляются спилиты валанжинского возраста,

ранне- и позднемеловые ультраосновные интрузии.

В отдельных участках Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и прилегающей части Охотской складчатой области вулканическая деятельность не прекращалась, по-видимому, в течение громадного промежутка времени — от триаса до палеогена и антропогена. Надо подчеркнуть при этом, что области триасового вулканизма в пределах Яно-Колымской и Чукотской складчатых областей расположены только вблизи Охотско-Чукотского пояса. Точно так же многие меловые магматические образования в пределах Колымо-Омолонского массива связаны с разломами, оперяющими этот пояс. Охотско-Чукотский пояс представляет собой особого типа геологическую структуру, в сложении которой изверженные горные породы резко преобладают над осадочными. В большей части вулканогенного пояса, расположенной южнее р. Яблон (крупный левый приток р. Анадырь), кислые магматические

^{*} Нижняя граница верхоянского комплекса и анюйской серии приблизительно совпадает с границей фаций глубинности. Положение этой границы определяется, таким образом, не столько абсолютной глубиной, сколько сменой геологических комллексов.

образования имеют меловой, преимущественно верхнемеловой возраст. Они налегают на южной границе вулканогенного пояса на эффузивы триаса, нижнего, среднего и, отчасти, также верхнего отдела юры, широко распространенные в Тауйско-Тайгоносской зоне охотид и характеризующиеся андезитовым и главным образом базальтовым составом. Вулканические продукты нижнемелового возраста в вулканогенном поясе имеют в среднем андезит-дацитовый состав. Вулканогенные породы верхнего мела — это уже почти исключительно игнимбриты липаритового и липарит-дацитового состава, хотя еще в нижней части верхнего мела выделяются палеотипные андезиты. Местами же среди верхнемеловых игнимбритов кислого состава отмечаются гиперстеновые и двупироксеновые андезиты. Мезозойскую вулканогенную толщу на северном побережье Охотского моря И. М. Сперанская (1963а) разделяет на три формации: базальтово-плагиолипаритовую (триас — юра), анде зитовую (ранний мел, начало позднего мела), игнимбритовую (большая часть позднего мела).

После образования андезитовой формации (на границе раннего и позднего мела) происходит внедрение громадной массы гранитоидов охотского типа. Эта своеобразная петрографическая формация составлена преимущественно амфиболово-биотитовыми гранодиоритами; но почти всегда имеются, кроме того, фации разнообразных более основных пород, вплоть до сравнительно редких оливиновых габбро. В составе охотских массивов отмечаются также и роговообманково-биотитовые граниты. Как правило, перечисленные породы обнаруживают контакты друг с другом. При этом всегда выясняется, что более основная горная порода выкристаллизовалась раньше, чем более кислая. Типичные представители таких массивов обнаружены только среди эффузивов и, вероятно, часто представляют собой лакколиты. Их возраст определяется находкой гальки всех разновидностей горных пород, слагающих охотские массивы, в верхнемеловых конгломератах р. Армань (Устиев и Сперанская, 1948) и налеганием сеноман-туронских конгломератов, датированных флорой, на аналогичные эродированные гранодиориты массива рч. Ворожеи, в бассейне р. Анадырь (Васецкий, 1963). Однако имеются подобные же интрузии, прорывающие с флорой сеномана.

Детальными работами И. М. Сперанской и других выявлены также субвулканические интрузии гранодиорит-диоритового состава, тесно связанные с андезитовыми покровами раннего мела. От этих интрузий намечаются постепенные переходы к более крупным телам. В целом гранитоиды охотского типа естественным образом завершают стадию андезитового вулканизма и вместе с андезитами образуют единую ан-

дезит-гранодиоритовую группу формаций.

Поздний мел знаменуется наиболее мощными извержениями кислых вулканических продуктов, слагающих на территории Охотско-Чукотского пояса обширные игнимбритовые плато. В тесной связи с игнимбритами находятся различные интрузивные кислые породы — кварцевые порфиры, гранит-порфиры и граниты. Критериями связи интрузивных и эффузивных пород является их близкий возраст (одинаковые нижняя и верхняя границы), тождественный или почти тождественный химический и минеральный состав, участие в одних и тех же вулканоструктурах, наличие в игнимбритах гомеогенных включений гранитов. К числу таких примеров относятся Верхнетальский интрузивноэффузивный комплекс, изучавшийся А. П. Васьковским, В. Т. Матвеенко, Р. П. Петровым (1945), и, подробно исследованный И. М. Сперанской, Арманский комплекс. Имея в виду соотношения меловых гранитоидов с эффузивами, а также тесную связь палеогеновых базаль-

тов в пределах вулканического пояса с интрузивными телами того же состава, Е. К. Устиев (1959а, б) приводит Охотско-Чукотский пояс как классический пример области развития вулкано-плутонических формаций.

Области распространения различающихся по возрасту меловых магматических формаций в южной части Охотско-Чукотского пояса не совпадают друг с другом, последовательно смещаясь к северу. Самая молодая — игнимбритовая формация — налегает на дислоцированные мезозойские осадочные породы. Вдоль крупных зон разлома эта формация с сопровождающими ее гранитами распространяется далеко за пределы Охотско-Чукотского пояса, чем определяется характер наложенных структур. В частности, мощная толща кислых эффузивов датского (?) возраста и многочисленные гранитоидные интрузии самого конца мела (типичные интрузии омсукчанского комплекса) приурочены к Сугойскому прогибу. Важнейшие интрузии здесь, как предполагал В. Т. Матвеенко (1957,6), представляют собой межформационные залежи, расположенные на нижней границе меловых отложений. Кровля таких залежей осложняется крупными куполовидными телами. По составу различаются массивы двух типов: ультракислые, с миароловыми пустотами, и более основные — с быстро меняющимися структурой и составом, содержащие необычные по минеральным циям типы горных пород (кварцевые диориты с содержанием кварца, достигающим 30%, и т. п.).

Развитие магматизма в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, таким образом, тесно связано с магматизмом в Тауйско-Тайгоносской зоне охотид: здесь начинается вулканическая деятельность, составляющая предысторию формирования вулканогенного пояса, здесь широко распространены гранитоидные интрузивы, по возрасту и составу близкие к охотским. Поэтому Тауйско-Тайгоносская зона, отличающаяся от других структур охотид широким распространением гранитоидов, рассматривается в единой петрографической провинции с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом.

Гранитоидные магматические комплексы в разных петрографических провинциях подобны друг другу. Однако развитие их происходит не одновременно, что особенно четко сказывается в датах первого появления кислых пород. В Яно-Колымской складчатой области — это середина верхней юры, в Чукотской — начало нижнего мела, в южной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса — начало верхнего мела. Как будто бы во всех случаях несколько различен возраст главной части гранитоидных массивов. Однако в каждой петрографической провинции развитие кислых комплексов продолжается до самого конца мезозоя.

Принципиальное подобие магматических комплексов кислого состава осложняется давно замеченной Ю. А. Билибиным и Е. Т. Шаталовым и особо подчеркнутой Е. К. Устиевым (1941) закономерностью, которая заключается в том, что валовой состав охотского комплекса более основной, чем состав колымского. Эта закономерность напоминает аналогичное явление среднего покисления позднемезозойских изверженных пород при движении от Тихого океана в глубь континента, отмеченное в западной части Северной Америки Линдгреном и Моором.

Петрографическим провинциям с мощным развитием гранитоидных комплексов противостоит территория Колымо-Омолонского массива, которая в значительной своей части явилась ареной базальтового магматизма, длившегося вплоть до позднеюрского и раннемелового времени. Особенно активный вулканизм здесь имел место в Момо-Зырянском и Олойском прогибах. Замечательно, что уже на границе юрского и ме-

лового периодов в Олойском прогибе образовались щелочные (эгиринавгитовые) базальты, переслаивающиеся со слоями с ауцелловой поздневолжской фауной: галька эгириновых базальтов обнаружена здесь же в валанжинских конгломератах (Ю. М. Довгаль). По-видимому, к этому же времени относится начало образования эссексит-тешенитовой формации Омолонского массива, описанной впервые Ю. А. Билибиным (1958). Таким образом, щелочные базальтоиды здесь появляются во второй половине мезозоя, тогда как в других районах Северо-Востока они известны только среди кайнозойских образований. Гранитоидные образования мезозойского возраста не характерны для массива, они сконцентрированы в глубоко проникающих в его тело зонах разломов и образуют линейные ряды. Важнейшие из этих рядов — Омсукчанский, Коркодонский, Мангазейский — связаны с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Секущие ряды гранитоидов, например, Мангазейский, сопровождаются сложными эффузивными полями, в которых сочетаются вулканические породы кислого (характерного для складчатых областей) и основного — среднего (характерного для Колымо-Омолонскоряда. На близко примыкающей к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу территории Омолонского массива, в отличие от Колымского массива, широко развиты гранитоидные образования. Специфические черты позднемезозойского магматизма Колымского массива сглаживаются в позднемеловую эпоху, когда во многих участках этой территории происходят извержения риолитового состава. Кислые вулканические породы, охарактеризованные остатками растений, известны на Омолонском массиве и в Ольджойском прогибе, по аналогии они выделяются на Алазейском своде и в других местах.

Основные изверженные породы, более молодые, чем раннетриасовые (эпоха широкого распространения базальтового магматизма), известны также на границе Яно-Колымской складчатой области и Охотского массива. В бассейне рек Охотика и Ардахастаха имеются пластовые тела габбро-диабазов в верхнетриасовых отложениях, спилиты мощностью до 20 м известны в норийской толще р. Туора-Юрях, штоки и пластовые тела габбро и диабазов прорывают среднеюрские отложения отрогов хр. Сарычева (Рудич, 1959). Приблизительно из этого же района, с р. Хара-Хая А. П. Васьковским (1948) описаны тешениты, образующие наклонную пластовую залежь в среднеюрских отложениях. Близкие по возрасту образования возможны в пределах Охотского мас-

сива.

Конец мезозоя в Корякской и Олюторской складчатых зонах связан со становлением офиолитовой группы формаций. Возраст отдельных тел гипербазитов определяется с большим трудом, имеются противоречивые и спорные данные о возрасте толщ яшмоидов и спилитов, с которыми ассоциируют ультраосновные породы, но в настоящее время среди этих образований более или менее уверенно выделяются как ранне-, так и позднемеловые. Гипербазиты нередко сопровождаются габбро, диоритами и небольшими телами плагиогранитов. Позднемезозойские граниты калиевого ряда здесь совершенно отсутствуют.

Гипербазиты в Корякской зоне образуют четко ориентированные вдоль простирания главных пликативных структур ряды. В северной части эти ряды переходят в пределы Охотско-Чукотского пояса, и здесь типербазитовые интрузии иногда встречаются вместе с гранитоидами

чукотского типа.

Провинция позднемезозойского ультраосновного магматизма отличается от провинций кислого магматизма типом метаморфических процессов, еще недостаточно, правда, изученных. Здесь широкое, по-видимому, распространение имеют породы глаукофановой фации метамор-

физма. Встречаются меловые песчаники с цеолитовым цементом; возможно, эти породы относятся к цеолитовой фации метаморфизма. Явления регионального метаморфизма в гранитоидных провинциях лучше изучены в Анюйской складчатой зоне. Они здесь имеют зональный характер: в палеозойском основании развиты парагенезисы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации, среди триасовой толщи распространены зеленые сланцы, а в меловых эффузивах обнаружены явления среднетемпературной пропилитизации; цеолитовая фация, по-видимому, отсутствует. Очень близкий характер метаморфизма намечается в других районах Чукотской складчатой области (например, в Вельмайском поднятии) и, вероятно, характерен для Яно-Колымской области. Таким образом, в позднем мезозое на Северо-Востоке проявляются процессы регионального метаморфизма, которые в провинциях гранитоидного магматизма относятся к андалузит-силлиманитовому типу, по А. Миясиро, а в провинциях ультраосновных пород — к глаукофановому типу. По классификации А. А. Маракушева, метаморфические породы наших гранитоидных провинций соответствуют калиевому, а ультраосновных — натриевому типу.

Большой интерес вызывает вопрос о характере границ между петрографическими провинциями позднего мезозоя. Почти во всех случаях здесь устанавливаются своеобразные пограничные рис. 1). На продолжении разломов, контролирующих размещение офиолитовых формаций Корякской зоны, в восточной части Чукотской складчатой области, на Восточно-Чукотском массиве и в северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса известны ультраосновные интрузии. В северной части Корякской зоны, в горной гряде Пекульней, имеются интрузии гранитоидов, тесно соседствующие с гипербазитами. Гранитоиды, а также нижнемеловые эффузивы липарит-андезитового ряда расположены на западном склоне Пекульнейской гряды, а на восточном склоне распространены спилит-кератофировые толщи валанжинского возраста и раннемеловые гипербазиты. По данным Г. Г. Кайгородцева (1961б), гранитоиды моложе гипербазитов и имеют предаптский возраст, тот же, что и ранняя фаза гранитоидного комплекса в Чукотской складчатой области. Ранне- и позднемеловой возраст гипербазитов в восточной части гряды Пекульней и на Восточно-Чукотском массиве соответствует возрасту таких же интрузий в Корякской зоне. В связи с этим в пограничных районах устанавливаются необычные последовательности внедрения изверженных (Л. М. Шульц, 1962 г.). Например, в низовьях р. Амгуэмы самыми древними из позднемезозойских изверженных пород являются гранодиориты (ранняя фаза гранитоидного магматизма), за ними следуют калиевые граниты (поздняя фаза), которые в свою очередь прорваны гипербазитами. Подобная последовательность верхнемеловых установлена также на побережье залива Креста. В эффузивных полях мелового возраста в районе залива Креста в разных местах разреза среди кислых пород появляются спилиты. Таким образом, в пограничной зоне совместно присутствуют горные породы, соответствующие обеим смежным провинциям и сохраняющие свои геологические и петрографические черты. Ширина пограничной зоны довольно велика в горной гряде Пекульней она составляет приблизительно 100 км, а на востоке Чукотки увеличивается до 300 км. Однако даже здесь пограничная зона очень мала по сравнению с протяженностью гипербазитового пояса, которая только в пределах собственно Северо-Востока составляет 1500—1600 км.

Аналогичная пограничная зона намечается на междуречье Большого и Малого Анюев на границе Чукотской складчатой области и Олой-

ского прогиба. По данным А. Я. Радзивилла (1958—1963 гг.), И. А. Панычева (1962 г.), Ю. М. Довгаля (1959—1961 гг.) и других, здесь, как и в Олойском прогибе, широко распространены основные излившиеся породы позднеюрского и раннемелового возраста. Эффузивы сопровождаются интрузиями габбро и гипербазитов того же возраста. Не менее характерны в этой зоне раннемеловые интрузии гранодиоритов и гранитов с сопровождающими их дайками и эффузивами липаритово-андезитового ряда, такие же, как в Анюйской складчатой зоне. Горные породы основного и кислого магматических комплексов иногда приурочены к разным структурам, но нередко используют одни и те же структурные элементы. Очень близкий возраст этих комплексов (комплекс кислого состава несколько моложе) приводит к необычному разнообразию близких по возрасту формаций изверженных пород; в конце юры и в раннем мелу здесь образовались формации офиолитовой группы, батолитовая и порфировая. Ширина этой пограничной зоны составляет

несколько десятков километров. зона имеется также на границе петрографической Пограничная провинции основных пород Колымо-Омолонского массива и кислых пород Яно-Колымской складчатой области. Она доказывается возникновением гранитоидов в зонах активизации краевой части массива и глубоко внутри него. В пограничной зоне между провинциями Яно-Колымской складчатой области и Колымо-Омолонского массива отмечена также необычная последовательность эндогенных процессов, особенно примечательная в участках рудопроявлений. Например, Г. Е. Некрасов, изучая в 1960 г. Куранахский гранитный массив на правом берегу р. Қолымы, вблизи пос. Нижний Сеймчан, доказал, что рассекающие граниты дайки андезит-базальтового и базальтового состава подвержены процессам грейзенизации, которые представляют собой очень характерное послемагматическое явление на этом массиве. Дайки основного состава образуют вблизи Куранахского массива протяженную свиту, в которой участвуют также обычные в Яно-Колымской складчатой области диоритовые порфириты. Раньше интрузивные считались палеогеновыми (В. Т. Матвеенко и др.). Наблюдения Г. Е. Некрасова указывают на совпадение времени их формирования и становления Куранахского гранитного массива. В другом районе этой же зоны И. Я. Некрасов (1960) установил следующую последовательность позднемезозойского возраста (от ранних к поздним): 1) биотитовые и аляскитовые граниты, 2) долериты, базальты и андезиты, 3) кварцевые и кварцево-турмалиновые жилы и грейзены, 4) кварцево-турмалиновые оловоносные жилы, 5) керсантиты и спессартиты, 6) кварцево-карбонатные жилы. По данным Е. Ф. Сухановой (1950—1952 гг.) и И. П. Васецкого (1953 г.) около Деряс-Юрегинского массива (район пос. Нижний Сеймчан) имеются более древние дайки базальтового состава, испытавшие контактовый метаморфизм. И. Г. Ченцов и некоторые другие исследователи указывали на присутствие послегранитных даек базальта в этом же массиве. Вдоль окраины Колымо-Омолонского массива отмечены участки со сложным разрезом эффузивов: келловейские базальты и андезиты, типичные для Момо-Зырянского прогиба, в этих участках налегают более молодые риолиты и андезиты, подобные оксфорд-нижневолжским образованиям зоны Догдо-Дарпирского шва. Местами (например, гора Сиркин-Камень, гора Немичан на левом берегу р. Колымы) кислые породы сверху снова перекрыты базальтами и андезито-базальтами также мезозойского, возможно раннепалеогенового возраста.

Для всех приведенных выше примеров характерна приуроченность к пограничным зонам разнообразных и даже контрастных петрографи-

ческих формаций, образовавшихся в относительно близкое время, что отражает незакономерное чередование явлений, связанных с развитием гранитоидного магматизма в формах, таких же, как и везде в Яно-Колымской складчатой области, и явлений, подобных базальтовому и андезито-базальтовому вулканизму, характерному для юры и, по-видимому, раннего мела многих районов Колымо-Омолонского массива.

С севера и запада к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу примыкает широкая полоса, в которой ярко сказывается влияние происходивших в его пределах магматических процессов. Ширина этой зоны составляет приблизительно 200—400 км от края сплошных эффу-

зивных полей.

Соотношения между провинциями Яно-Колымской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса особенно интересны, так как обе эти провинции характеризуются кислым составом магматических образований. На продолжении провинции Яно-Колымской складчатой области на Охотском побережье известны разрезы, где апт-альбские андезиты залегают на верхнеюрских кислых вулканогенных породах (мыс Харбиз, Черное озеро). Значение вулканогенных пород кислого состава к югу убывает, и в южной части п-ва Кони верхнеюрские эффузивы имеют базальтовый и андезито-базальтовый состав. К другим данным о наложении изверженных пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на типичные магматические образования Яно-Колымской области относятся указания о гетерогенных гранитоидных массивах. Примерами таких массивов в пределах вулканогенного пояса Е. К. Устиев (1949б) считает Верхне-Сеймканский, Магаданский, Верхне-Ямский и Нилькобинский массивы, в которых гранитоиды охотского типа прорывают граниты колымского типа. Однако наличие таких соотношений во всех этих массивах оспаривается другими геологами.

Более определенные данные получены в южной части Аян-Юряхского антиклинория и Иньяли-Дебинского мегасинклинория, в области, которая еще Б. И. Вронским в 1933 г. рассматривалась как переходная между провинциями колымских и охотских гранитоидов. Здесь установлены наиболее сложные последовательности интрузий. Самый северный из сложных массивов — Большой Анначагский — состоит близких по составу пород. Н. В. Ичетовкиным и его сотрудниками в 1962 г. выяснена следующая последовательность формирования несколько более южного Сибердикского массива: 1) биотитовые гранодиориты, 2) двупироксеновые кварцсодержащие диориты, 3) мелкозернистые двуслюдяные граниты, 4) крупнозернистые роговообманково-биотитовые граниты и адамеллиты. По петрографическим особенностям горные породы, сформировавшиеся в первую и третью фазы, напоминают соответственно биотитовые и двуслюдяные граниты из типичных колымских массивов, тогда как породы второй и четвертой фаз близки к диоритам и гранодиоритам из массивов охотского типа. При этом все породы несколько отклоняются от типичных: колымские несколько более основные, охотские — несколько более кислые. Аналогичные явления обнаружил Г. Е. Некрасов, изучавший в 1961 г. Тыэллахский массив. Амфиболово-биотитовые гранодиориты и граниты в этом массиве прорваны дайками меланократовых гранодиорит-порфиров (кварцевые монцонит-порфиры), которые в свою очередь рассекаются аплитовидными гранитами. Имеются указания о подобных соотношениях в бассейне р. Бохапчи.

Изучение пограничных зон между различными петрографическими провинциями представляет собой важную задачу дальнейших петрографических исследований. В позднем мелу различия между петрографическими провинциями сглаживаются, и для них всех, исключая Ана-

дырско-Корякский район, характерно развитие кислых эффузивов и кислых (нередко субщелочных) гранитов. Впрочем в пределах Корякской зоны Охотской складчатой области некоторым гранитам приписывается позднемеловой возраст, хотя они скорее являются миоценовыми.

Различный характер метаморфических процессов в провинциях разного типа отражает различное состояние земной коры в них, с чем и

связана различная глубина магматических очагов.

Кайнозойский этап развития магматизма на Северо-Востоке определяется преимущественно базальтовыми и андезитовыми излияниями Охотской складчатой и Восточно-Камчатско-Курильской геосинклинальной областей. Для Корякской и Олюторской зон этих областей характерны дифференцированные серии, в которых преобладают лавы базальтового состава. Каждая из таких серий заканчивается внедрением дацитовых экструзий и сопровождается субвулканическими долеритами и диорит-порфиритами. В бассейнах Анадыря и Пенжины экструзивные тела, расположенные в центре кольцевых структур, имеют неогеновый возраст. Неогеновые базальты и связанные с ними более кислые породы имеются на побережье Берингова моря, но здесь шире распространена так называемая апукская вулканогенная серия, относящаяся к концу неогена — началу антропогена. Она, по мнению Б. Х. Егиазарова, обязана своим происхождением излияниям, относящимся к двум циклам. Каждый из этих циклов начинается базальтами и заканчивается дацитами, которые часто имеют экструзивный харак-

Кайнозойские изверженные породы Анадырско-Корякского района, несмотря на их общее сходство, образуют несколько магматических формаций, размещение которых определяется различиями кайнозойской тектонической истории отдельных районов: например, в Олюторской зоне Восточно-Камчатско-Курильской геосинклинальной области палеогеновые магматические формации близки к спилитово-кератофировым,

а в северной части Корякской зоны — к эссексит-тешенитовой.

Обширные палеогеновые базальтовые плато характерны также для Охотско-Чукотского вулканического пояса. С одной стороны, палеогеновые вулканические образования резко отличаются от позднемеловых как по составу (соответственно базальты и риолиты), так и нередко по типам вулкано-структур. С другой стороны, в развитии палеогенового магматизма здесь проявляются черты унаследованности от предшествующего этапа. В Центрально-Чукотском районе вулканогенного пояса * палеогеновые базальты завершают третий цикл вулканических процессов, каждый из которых характеризовался постепенным повышением основности. Средний состав пород от одного вулканического цикла к следующему делается более основным, что как будто бы подготавливает появление базальтов. На Охотском побережье среди покровов базальтов залегают игнимбриты, которые, по данным И. М. Сперанской (1962а), мало чем отличаются от позднемеловых.

Базальтовый вулканизм на Северо-Востоке продолжается почти до настоящего времени, и в ряде мест известны отдельные современные вулканы. Это, например, прекрасно сохранившиеся конусы Анюйский и Балаган-Тас, описанные Е. К. Устиевым, А. П. Васьковским и К. Н. Рудичем. Вулканические породы из внутриматериковой части территории отличаются повышенной щелочностью по сравнению с известково-щелочными лавами Камчатки и Корякского нагорья. При этом третичные образования имеют более щелочной характер, чем антропогеновые. Так, лейцититы, лейцитовые базальты, шошониты, линдеиты, комен-

^{*} Районирование вулканогенного пояса дается в главе «Стратиграфия», кн. 1.

диты и грорудиты, закартированные в разных точках внутриматериковой части Северо-Востока СССР, имеют, по-видимому, палеогеновый возраст, тогда как повышенная щелочность четвертичных базальтов не

всегда отражается в их минеральном составе.

Легко видеть, что кайнозойский базальтовый магматизм характерен не только для Северо-Востока СССР, но и для обширных смежных территорий. Он проявляется на древних Сибирской и Китайской платформах, на территории байкалид и герцинид, в мезозойских складчатых областях, в области кайнозойской складчатости. В разных структурах несколько различен тип вулканизма и некоторые особенности состава (щелочность), что позволяет здесь выделить целый ряд формаций.

Особенности развития магматических комплексов и их пространственного размещения определяют план дальнейшего изложения материала. Этот план подчинен также шкале геологического времени и принятой схеме тектонического районирования Северо-Востока. Первым рассматривается докембрийский магматизм, далее магматизм раннего и среднего палеозоя, затем позднего палеозоя, раннего триаса, магматические процессы которого тесно связаны с позднепалеозойскими, вслед за этим — поздний триас, занимающий несколько особое положение в истории мезозойского магматизма. Позднемезозойский магматизм, имеющий важнейшее значение на Северо-Востоке, рассматривается отдельно по региональным структурам, которые примерно совпадают с выделенными петрографическими провинциями этого возраста. Глава заканчивается рассмотрением кайнозойского магматизма.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Магматические образования докембрийского возраста в пределах Северо-Востока обнажены на незначительных площадях. Они тесно переплетаются с древними метаморфическими породами, и выделение их на геологических картах в большинстве случаев не представляется возможным. Изучены магматические породы докембрия еще очень слабо.

Наиболее ранние сведения о докембрийских магматических породах принадлежат К. И. Богдановичу (1901), А. И. Корзухину (1907, 1909), затем С. В. Обручеву (1928, 1930) и Е. С. Бобину (1931—1932 гг.). Позднее магматические образования докембрийского возраста в разных участках территории исследовались В. А. Зиминым (1935 г.), Ф. К. Рабинович (1937—1938 гг.), Л. А. и Б. А. Снятковыми (1938 г.), М. И. Раковым и Н. И. Тихомировым (1938 г.), И. П. Васецким (1944—1945 гг.), Г. Г. Кайгородцевым (1946 г.), М. В. Гусаровым (1950 г.), А. Е. Каташинской (1953 г.), В. Н. Липатовым (1957 г.), А. Л. Ставцевым (1959 г.), В. И. Гольденбергом (1960 г.) и многими другими. Некоторые обобщающие теологические и петрографические сведения относительно древнейших магматических образований отдельных районов Северо-Востока содержатся в работах В. И. Краснокутского (1938) и Д. С. Коржинского (1940). В 1949 г. сводное описание докембрийских интрузивных пород произвела И. М. Сперанская. В последние годы данные по докембрийским магматическим образованиям разных регионов Северо-Востока обобщались Г. А. Жуковым (1960), Г. Н. Чертовских (1960), Б. В. Пепеляевым (1961), А. П. Шпетным (1962), Б. А. Снятковым (1962), Л. М. Шульц (1962) и др.

В настоящее время магматические породы докембрийского возраста на территории Северо-Востока известны на Охотском и Омолонском массивах, в Тайгоносском блоке, в Приколымском, Полоусненском, Сенявинском, Уэленском поднятиях и Аянском районе. Их возраст почти во всех случаях определяется условно, главным образом по

степени изменения и тесной связи с архейскими и протерозойскими ме-

таморфическими породами.

Докембрийские интрузивные породы известны на Омолонском массиве. По А. П. Шпетному (1962) и Б. А. Сняткову (1962), к наиболее древним архейским образованиям условно относятся ортогнейсы. Относительно более поздними считаются амфиболиты, залегающие среди гнейсов в виде дайкоподобных тел. Они представляют собой измененные породы типа габбро и диабазов. К главному этапу архейского магматизма здесь относятся граниты, прорывающие как гнейсы, так и амфиболиты. Среди них различаются плагиоклазовые и, по-видимому, более юные микроклиновые и аляскитовые граниты.

Серые плагиоклазовые граниты имеют гипидиоморфнозернистую структуру и состоят из плагиоклаза (чаще, по-видимому, олигоклаза), кварца и биотита; калинатровый полевой шпат содержится в небольшом количестве или вовсе отсутствует. Акцессорные минералы пред-

ставлены апатитом и сфеном.

Шире распространены красные, мясо-красные и розовые микроклиновые граниты. Они состоят из калинатрового полевого шпата (главным образом решетчатого микроклина), кварца, олигоклаза и биотита. Структура пород гранитовая и бластогранитовая. Акцессорные минералы — апатит, циркон, ортит и сфен.

Аляскитовые граниты образуют среди гнейсов и амфиболитов небольшие согласные и неправильные тела. С ними обычно связаны зоны мигматизации, ширина которых достигает нескольких сотен метров. К зонам мигматизации приурочены линзовидные обособления пегматитов. К более юным, возможно протерозойским образованиям здесь относятся амфиболиты, залегающие среди гранитоидов.

В пределах Тайгоносского блока, по В. Н. Липатову (1957 г.), в архее имели место интрузии гранитоидов, а в протерозое изливались лавы преимущественно кислого (порфироиды) и реже среднего или основ-

ного состава (порфиритоиды) *.

Среди роговообманковых плагиогнейсов и подчиненных амфиболитов авековского метаморфического комплекса в виде линзовидных и дайкоподобных тел залегают лейкократовые гнейсовидные гранитоиды средне- и крупнозернистого строения (рис. 2). По минералогическому составу кварц, кислый плагиоклаз (альбит или альбит-олигоклаз) с незначительным количеством слюды или роговой обманки — они соответствуют трондьемитам. С вмещающими породами трондьемиты имеют большей частью постепенные взаимопереходы и в редких случаях довольно резкие контакты, сопровождающиеся апофизами трондьемитов в гнейсы и ксенолитами амфиболитов в трондьемитах.

В среднем течении р. Парени к интрузивным образованиям архея, возможно, относятся сходные с омолонскими розовые и красные аляскитовые граниты, также сопровождающиеся зонами мигматизации и

небольшими телами пегматитов.

Абсолютный возраст пегматитов, залегающих среди метаморфических пород бассейна р. Авековой, определенный калий-аргоновым методом в Лаборатории докембрия АН СССР, составляет 1700 млн. лет. Близкий возраст этих пегматитов (1630 млн. лет) дают также определения, выполненные в лаборатории Северо-Восточного комплексного института.

^{*} По данным И. Л. Лившиц (1967 г.), порфироиды и порфиритоиды п-ова Тайгонос представляют собой не докембрийские, а палеозойские или даже мезозойские образования, метаморфизованные в зоне разлома, ограничивающего с юго-востока Тайгоносский блок.

В центральной части Приколымского поднятия (Столбовской блок) магматические породы, относимые к образованиям протерозойского возраста, представлены ортоамфиболитами, порфироидами, микроклиновыми и плагиоклазовыми гранитами. Взаимоотношения между этими породами здесь не установлены.

Ортоамфиболиты образуют мелкие штоки и возможно послойные инъекции. Местами в них сохраняется реликтовая габбровая структура, указывающая на первичный состав этих пород. Порфироиды залегают в виде пластовых тел, но установить их принадлежность к эф-

фузивным или интрузивным образованиям пока не представляется возможным. Эти нередко рассланцованные породы характеризуются реликтовой порфировой структурой, Вкрапленники кварца и полевого шпата, раздавленные и перекристаллизованные, приобретают линзовидную форму. Лепидогранобластическая основная масса сложена тонкозернистым агрегатом кварца, светлой слюды, подчиненного количества полевого шпата и эпидота. Акцессорными примесями являются сфен, циркон и рудный минерал (гематит).

Граниты в рассматриваемом районе слагают небольшие массивы и представлены в основном розовато-серыми и розовыми среднезернистыми микроклиновыми разностями. Периферические части более крупных тел и мелкие тела полностью слагают мелкозернистые гнейсовидные граниты. Для экзоконтактов характерна мигматизация вмещающих пород. Граниты обычно сильно катаклазированы, с неравномернозернистой гранобластической структу-



Рис. 2. Линзы амфиболитов (1) в трондьемитах (2), залегающих в толще архейских роговообманковых плагиотнейсов (3). П-ов Тайгонос, р. Авекова. По В. Н. Липатову, 1957.

рой и полосчатой гнейсовидной текстурой. В их составе: кварц (30—45%), микроклин и микроклин-пертит (45—55%), хлоритизированный биотит (5—7%). В породах выделяются более крупные раздробленные зерна микроклина и микроклин-пертита, редкие порфиробласты кварца и плагиоклаза. Акцессорные минералы — апатит, флюорит, ортит, циркон, сфен; вторичные — альбит, хлорит, эпидот, карбонат. Редко встречающиеся здесь гнейсированные плагиограниты отличаются почти полным отсутствием калинатрового полевого шпата и повышенным содержанием цветных минералов (измененных). С описанными интрузиями связаны гранит-порфиры и пегматиты. Протерозойский возраст гранитоидов и порфироидов устанавливается по наличию галек этих пород в верхнепротерозойских конгломератах.

В районе Полоусненского поднятия возраст магматических пород, условно относимых к древним образованиям, является спорным. В частности, И. Я. Некрасов (1962) относит их к доордовикским, указывая, что среди них могут оказаться как докембрийские, так и более юные палеозойские образования. Среди магматических образований,

связанных здесь с метаморфическими толщами предположительного докембрия, устанавливаются гнейсо-граниты, гипербазиты и основные породы. Имеются указания на присутствие среди последних лав типа спилитов.

На Восточно-Чукотском массиве также условно выделены протерозойские интрузии. Они трудно отделимы от метаморфических образований того же возраста и представлены гнейсированными породами гранитного состава, обычно имеющими гипидиоморфнозернистую структуру, переходящую в катакластическую и гранобластовую. Состав рассматриваемых гранитов характеризуется примерно равным содержанием кварца, микроклина и олигоклаза. Биотита в породах около 10%, местами он мусковитизирован. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, апатитом, гранатом и ортитом. Контакты гранитов с гнейсами обычно нечеткие, а в ряде случаев между ними наблюдаются постепенные переходы. Иногда граниты иньецируют вмещающие породы и сопровождаются большим количеством пегматитовых жил с турмалином.

В 1965 г. И. А. Загрузина, определяя калий-аргоновым методом абсолютный возраст ряда образцов гранито-гнейсов и метаморфических пород, в двух из них получила цифры около 1600 млн. лет.

В пределах Охотского массива к докембрийским образованиям относят интрузии гнейсо-гранитов, микроклиновых биотитовых и роговообманковых гранитов, а также амфиболитизированных габбро, диабазов и габбро-амфиболитов. Возраст этих образований определяется архейским.

В 1967 г. Ф. Ф. Вельдяксовым в составе архейских интрузивных образований Охотского массива описаны также перидотиты и пироксениты. Они образуют среди архейских метаморфических пород пластовые и секущие тела мощностью 20—60 м. Перидотиты характеризуются гранобластовой, участками пойкилобластовой структурой и состоят из оливина 35—30%, моноклинного пироксена (диопсида—геденбергита) до 35%, и гиперстена до 15%. Породы интенсивно метаморфизованы. Из числа бластических минералов в них присутствуют флогопит—10%, шпинель и рудный минерал—5—10%. В породах развиваются тонкие прожилки хризотил-асбеста. Пироксениты обладают панидиоморфнозернистой структурой. Состоят они из почти равного количества ромбического и моноклинного пироксена. Подвержены амфиболизации и серпентинизации.

Гнейсо-граниты образуют среди архейских метаморфических пород небольшие тела, нередко связанные взаимопереходами с гнейсами. Образцы этих гнейсов, взятых Е. Г. Песковым (1959 г.) в непосредственной близости один от другого, дают резко различные значения абсолютного возраста: 1870 и 612 млн. лет (абсолютный возраст определялся Н. И. Ненашевым калий-аргоновым методом в Якутском филиале Академии наук СССР). И. А. Загрузина в лаборатории Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института определила возраст амфиболита из докембрия Охотского массива в 2600, габбро-амфиболита в 1410, гнейса в 1152, гранита в 1460 и сиенита в 640 млн. лет.

Наиболее крупный массив микроклиновых гранитов расположен на водоразделе рек Охоты и Кухтуя. Граниты розовые, мясо-красные, иногда серые с массивным или гнейсовидным сложением. Структура пород катакластическая, бластогранитовая, гранобластическая, гипидиоморфнозернистая. Граниты состоят из решетчатого микроклина (25—

50%), кварца (25—50%), плагиоклаза (альбит-олигоклаза и альбита), присутствующего в количестве от единичных зерен до 30%, биотита и амфибола (2—3%). Акцессорные примеси составляют циркон, апатит и рудный минерал. Вторичные минералы— серицит, хлорит и цоизит. К докембрийским образованиям в этом районе относятся также розовые и мясо-красные сиениты, небольшой массив которых расположен среди архейских гнейсов на правобережье р. Ульбеи. Микроклиновые граниты прорывают и метаморфизуют гнейсовую толщу, образуя в ней дайкоподобные неправильные тела и зоны мигматизации. В тесной пространственной связи с архейскими гнейсами здесь находятся штоки и дайки основных пород. Об их древнем возрасте свидетельствует сланцеватая текстура и обычно катакластическая структура пород. Взаимоотношения основных пород с гранитоидами не установлены.

В Аянском районе докембрийские интрузивные образования выделяются в пределах выступа архейских гнейсов, расположенного в среднем течении р. Алдомы. Они представлены крупнозернистыми, иногда порфировидными обычно катаклазированными биотитово-роговообманковыми гранитами серого и розового цвета. Реже среди них встречаются мелкозернистые лейкократовые граниты. Структура пород порфировидная, гипидиоморфнозернистая с участками микропегматитовой и катакластической. Граниты сложены калиевым полевым шпатом (до 35%), кварцем (30—40%), олигоклазом (1С—15%), роговой обманкой и биотитом (5—12%). Акцессорные минералы — апатит, сфен, ортит, циртолит.

Вероятно, к древним ингрузивным образованиям принадлежат также встречающиеся среди гнейсов амфиболиты. Возраст описываемых гранитоидов, по аналогии с подобными интрузиями Учуро-Майского района, некоторые геологи склонны рассматривать верхнепротерозойским (В. И. Гольденберг и др., 1960 г.).

Таким образом, докембрийские магматические образования на Северо-Востоке СССР выделяются во всех участках выходов пород. Однако возраст их определяется почти всегда с большой долей условности. Различная оценка возраста изверженных пород в разных структурах Северо-Востока затрудняет их корреляцию. Так, розовые микроклиновые граниты Омолонского массива относятся к архею, на Приколымском поднятии - к середине позднего протерозоя, а в пределах Аянского района возраст похожих гранитоидов некоторые геологи склонны относить к концу протерозоя. Представление об архейском и вообще докембрийском возрасте большой группы изверженных пород Омолонского массива, Полоусненского поднятия и Восточно-Чукотского массива при настоящей степени изученности нельзя считать окончательно доказанным. В настоящее время, до проведения в достаточном объеме радиогеологических исследований, можно среди докембрийских образований более или менее определенно выделить немногочисленные тела лейкократовых плагиогранитов, согласные с вмещающими их метаморфическими толщами архея. Кроме того, более или менее определенно устанавливается позднепротерозойский возраст дискордантных интрузий серых и розовых гранитов в Столбовском блоке. Очевидно, к образованиям этого же возраста относятся порфироиды и порфиритоиды первично эффузивного происхождения. Докембрийские ортоамфиболиты, возможно, относятся к нескольким генерациям; среди них имеются как догранитные, так и послегранитные образования. Возможно также, что некоторая часть этих пород имеет более юный — палеозойский возраст.

МАГМАТИЗМ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Выходы нижне- и среднепалеозойских магматических пород сосредоточены главным образом в пределах Колымо-Омолонского массива, особенно в его юго-восточной части (Омолонский массив). Кроме того, они известны на Охотском массиве, в окраинных структурах Сибирской платформы и более или менее предположительно выделяются в Чукотской и в Охотской складчатых областях. Нижне- и среднепалеозойские магматические породы Северо-Востока СССР еще очень слабо изучены как в отношении вещественного состава, так и в смысле взаимоотношений с вмещающими образованиями.

КОЛЫМО-ОМОЛОНСКИЙ МАССИВ

Омолонский массив

Палеозойские магматические породы занимают на Омолонском массиве значительно большие площади, чем в других районах Северо-Востока СССР. Здесь выделяется два магматических комплекса—нижнепалеозойский и среднепалеозойский, названные А. П. Шпетным (1962 г.) соответственно абкитским и кедонским.

Абкитский комплекс представлен довольно разнообразными породами гранитоидного ряда, сопровождаемыми сиенитами; редко в составе комплекса указываются щелочные и нефелиновые сиениты. Формирование комплекса связано с тектоническими движениями конца ордовикского времени.

Породы комплекса образуют сравнительно крупные массивы, имеющие в плане чаще всего вытянутую форму, с длиной, значительно превышающей ширину. Пространственно они тесно связаны с выходами докембрийских образований и нередко только с большим трудом отграничиваются от них. Самой крупной на Омолонском массиве является Абкитская интрузия, расположенная в бассейне р. Коркодон и занимающая площадь свыше 850 км². Вторая по величине интрузия, Коаргычанская, находится в южной части Омолонского массива. Она протягивается от истоков р. Коаргычан в субмеридиональном направлении на расстояние свыше 50 км; ее площадь около 500 км². Размеры других интрузий абкитского комплекса меньше и измеряются десятками или первыми сотнями квадратных километров.

Подавляющее большинство интрузий слагается в основном гранитами и гранодиоритами. С ними ассоциируются граносиениты, а также гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры. В гранитах и гранодиоритах иногда обнаруживается гнейсовидная текстура. Очень примечательными породами комплекса являются аляскитовые гранито-гнейсы и сиенито-гнейсы, описанные из Анманданджинской интрузии р. Моланджи). Крупные интрузии несомненно являются сложными многофазными образованиями, но соотношения между породами разных фаз изучены плохо. В Абкитском массиве с достаточной определенностью устанавливается более юный возраст гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров по отношению к гранитам и гранодиоритам. Для Коаргычанской интрузии Ю. М. Сеньковский (1961 г.) устанавливает на основании секущих контактов между породами разного состава три интрузивные фазы. С гранитоидами иногда ассоциируются аплиты, пегматиты и другие породы жильной серии комплекса.

Граниты и гранодиориты абкитского комплекса имеют в характерных образцах розовую, розовато-серую или серую окраску и нередко порфировидный облик. Встречаются граниты и гранодиориты с эффект-

но выделяющимися кристаллами розового калинатрового полевого шпата размером до 5—10 см в длину. Принадлежность пород к гранитам или же гранодиоритам определяется соотношениями между плагиоклазом (олигоклазом в гранитах и зональным андезином в гранодиоритах), калинатровым полевым шпатом, кварцем, биотитом и роговой обманкой. Колебания в содержании калинатрового полевого шпата в гранитах нередко очень существенны; встречаются плагиоклазовые граниты. В зависимости от состава и структуры различаются биотит-роговообманковые, биотитовые, лейкократовые и пегматоидные граниты. Характерными акцессорными минералами гранитов и гранодиоритов абкитского комплекса являются апатит, сфен, циркон, ортит и магнетит.

В строении Анманданджинского массива (бассейн р. Моланджи) помимо биотит-роговообманковых гранитов и менее — гранодиоритов существенное значение принадлежит аляскитовым гранитам и гранитогнейсам, а также порфиробластовым сиенито-гнейсам. Некоторые исследователи (А. А. Николаев, 1949 г.) рассматривали эти породы в составе докембрийской метаморфической толщи. Аляскитовые гранитогнейсы представляют собой розовые и розово-серые, иногда красносерые разнозернистые породы с ясной полосчатой и нередко порфировидной текстурой. Встречаются разности с массивной текстурой, в которой на фоне серого тонкозернистого кварц-полевошпатового агрегата зерен выделяются кристаллы розово-красного калинатрового полевого шпата. Структура пород порфиробластовая, основной ткани — гетеробластовая. Их состав определяется резким преобладанием калинатрового полевого шпата над кварцем; количество плагиоклаза составляет около 5-10%, а цветные минералы обычно отсутствуют вообще. Аляскитовые гранито-гнейсы через граносиенито-гнейсы связаны постепенными переходами с лейкократовыми сиенито-гнейсами. Это своеобразные породы, состоящие из розовато-белой мелкозернистой ткани и крупных (до 1,5-2,0 см в длину) хорошо образованных кристаллов розовато-красного калинатрового полевого шпата. Последние составляют около половины общего объема породы. Основная ткань состоит из удлиненных зерен олигоклаза (ориентированных субпараллельно друг другу) и редких зерен кварца (5-6%).

Породы Абкитского, Коаргычанского и других массивов, относящихся к рассматриваемому комплексу, характеризуются некоторыми общими особенностями. Для них характерны розовая или розово-серая окраска и лейкократовый облик; иногда в породах отмечаются гнейсовидные текстуры, явления бластеза, катаклаза и метасоматоза. Граниты абкитского комплекса богаты щелочами и по своему химизму часто стоят ближе к группе щелочных гранитов, чем щелочноземельных.

Особое место занимает среди интрузий абкитского комплекса Анмандыканский массив, обстоятельно изученный в петрографическом отношении А. П. Биркисом и И. М. Сперанской (1955 г.). Он находится в верхнем течении р. Омолон, у впадения в нее р. Русской (Омолонской). Массив сильно вытянут в меридиональном направлении: его длина более чем в 3 раза превосходит ширину и достигает 35 км. Площадь массива около 310 км². Анмандыканский массив имеет в схеме концентрическое строение (рис. 3): его центральная часть слагается граносиенитами, а периферическая—собственно сиенитами и отчасти (на западе)— щелочными сиенитами. В строении массива принимают участие также нефелиновые сиениты, залегающие в виде небольших линзовидных и дайкоподобных тел и относящиеся уже ко второй (заключительной) фазе становления интрузии. Жильные породы массива

представлены граносиенит-порфирами, аплит-порфирами, сиенит-апли-

тами, сиенит-пегматитами и бостонитами.

Граносиениты Анмандыканского массива характеризуются непостоянным минералогическим составом и состоят в основном из олигоклаза, микропертита и кварца, относящихся друг к другу в типичных образцах, как 3:2:1. Цветные минералы содержатся обычно в ничтожном количестве (меньше 1%) и принадлежат эгирин-авгиту, полу-

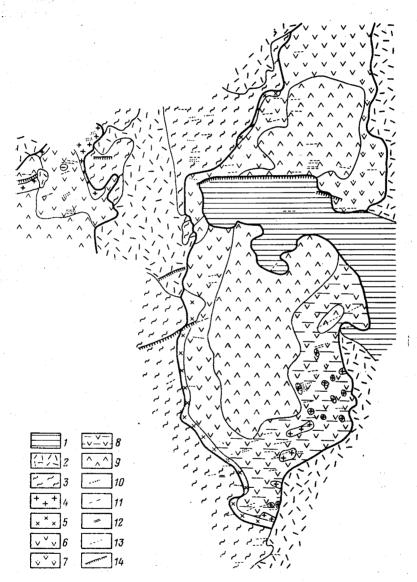


Рис. 3. Схематическая карта Анмандыканского массива щелочных пород, по А. П. Биркису, 1955 г.

I— верхнепермские осадочные породы; 2— девонские эффузивы; 3— докембрийские метаморфические породы; 4—9— Анмандыканский массив (4— нефелиновые сиениты; 5— щелочные сиениты, 6— сиениты и сиенито-диориты, 7— микроминивированные сиениты и сиенито-диориты, 8— альбитизированные сиениты и сиенито-диориты, 8— альбитизированные сиениты и сиенито-диориты, 9— нордмаркиты); 10—12— жильная серия Анмандыканского массива (10— сиенит-порфиры, 11— сиенит-аплиты, сиенит-пегматиты, микрожлиниты, 12— бостониты); 13— позденальеозойские и мезозойские интрузивные липариты, дациты, андезиты, диорит-порфириты, диабазы и щелочные габброиды; 14— тектонические разрывы

щелочной роговой обманке и редко биотиту. Акцессории — сфен, титаномагнетит и апатит, иногда циркон. А. П. Биркис и И. М. Сперанская описали эти породы под названием олигоклазовых нордмаркитов. По своему химизму они действительно близки к нордмаркитам, отличаясь от них чуть меньшим содержанием щелочей в алюмосиликатах, заметно большим — полевошпатовой извести и высоким значением параметра Q. Граносиениты связаны постепенными переходами с сиенитами, в которых содержание кварца падает до нескольких процентов, а цветных минералов — эгирин-авгита, полущелочной роговой обманки и биотита, напротив, резко возрастает, в редких случаях до 30—35%. В химическом отношении они занимают промежуточное положение между щелочными и щелочноземельными сиенитами.

Щелочные сиениты слагают неширокую (200—400 м), местами прерывающуюся краевую оторочку в западной части массива. Иногда обладают полосчатой текстурой. Состоят из калинатрового полевого шпата (криптопертита), альбита, а иногда и более основного плагиоклаза, эгирин-авгита, роговой обманки, близкой к ферригастингситу, и биотита. По минералогическому составу и химизму рассматриваемые породы близки к пуласкитам. Нефелиновые сиениты — фиолетово-серые или красные породы аллотриоморфнозернистой структуры, состоящие из калинатрового полевого шпата с пертитовыми вростками альбита (50-70%), нефелина или псевдоморфоз серицита по нему (20-30%), биотита и эгирина (4-5%); иногда содержатся альбит, канкринит и меланит. Акцессории те же, что и в других породах массива — сфен, апатит и титаномагнетит. По составу и структуре нефелиновые сиениты Анмандыканского массива стоят ближе всего к дитроитам и отличаются от стандартного фойянта заметно меньшим содержанием щелочей и одновременно резким преобладанием калия над натрием. Породы Анмандыканского массива под воздействием постмагматических процессов заметно изменены — микроклинизированы и отчасти альбитизированы. Явления альбитизации отчетливо выражены в породах, вмещающих нефелиновые сиениты. Вблизи восточной границы массива, в его прикровельной части, развиты сиенитизированные породы с очень непостоянными количественно-минералогическим составом и структурными особенностями.

А. П. Биркис и И. М. Сперанская приводят доказательства (правда, далеко не бесспорные) метаморфизма архейских гнейсов в контакте с породами массива. Досреднедевонский возраст пород однозначно определяется наличием обломков граносиенитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов в базальных горизонтах средне-верхнедевонской вулканогенной толщи. Галька сиенитовых пород отмечается также в мелкогалечных конгломератах верхней перми.

К абкитскому комплексу должны относиться и граносиенит-порфиры, закартированные Д. М. Печерским (1959 г.) в верхнем течении р. Кедон. Среди ордовикских (?) отложений они залегают в виде интрузивных залежей и других тел, форма которых не представляется достаточно ясной. Граносиенит-порфиры часто отличаются плохой раскристаллизованностью и по внешнему виду мало отличаются от эффузивов

средне-верхнедевонской кедонской серии.

Взаимоотношения пород абкитского комплекса с вмещающими образованиями изучены недостаточно. В настоящее время высказываются точки зрения о докембрийском, каледонском и герцинском возрасте абкитского комплекса. К представлению о докембрийском возрасте рассматриваемых пород приходит Л. А. Снятков (1962 г.); о герцинских интрузиях Омолонского массива писал Л. В. Фирсов (1962а). Однако, по данным А. П. Шпетного (1957 г., 1962 г.) и К. В. Симакова

(1959 г.), в бассейне р. Моланджи породы рассматриваемого комплекса прорывают и метаморфизуют отложения ордовикской системы. Верхняя возрастная граница интрузий абкитского комплекса устанавливается по наличию обломков, гранитоидов и сиенитов, в том числе нефелиновых, в базальных горизонтах средне-верхнедевонской вулканогенной толщи. Эти данные позволяют считать абкитский комплекс каледонским. Имеются многочисленные определения абсолютного возраста пород абкитского комплекса. Так, например, возраст граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов и сиенитовых пегматитов из Анмандыканского массива, определенный калий-аргоновым оказался равным 255—265 млн. лет. Несколько больш большие (277 млн. лет) получены для калинатровых полевых шпатов из нефелиновых сиенитов этого массива. Порфиробласты калинатрового полевого шпата из сиенито-гнейсов Анманданджинского массива имеют возраст 209-214 млн. лет, граниты Некучанского массива - 212 млн. лет и т. д. Приведенные выше цифры свидетельствуют, по Л. В. Фирсову, о герцинском и даже раннетриасовом возрасте интрузий Омолонского массива. Геологические данные противоречат подобному заключению.

Кедонский комплекс представлен на Омолонском массиве разнообразными по составу эффузивами и туфами средне-верхнедевонской толщи, известной под названием кедонской серии, а также близкими к ним

по возрасту гранитоидными породами.

Кедонская серия занимает на Омолонском массиве свыше 20 тыс. κM^2 . Формирование эффузивов кедонского комплекса на большей части Омолонского массива происходило преимущественно в наземных условиях и только вдоль северо-восточной границы массива, где намечается особая структурно-фациальная зона (Уш-Урэкчанская), вулканическая деятельность носила подводный характер.

В составе кедонского комплекса кислые эффузивы и их пирокластолиты резко преобладают над производными андезитовой, трахитовой и базальтовой магм. Намечается преимущественное развитие этих последних в основании разреза средне-верхнедевонской вулканогенной толщи, но вообще последовательность в извержении продуктов вулка-

нической деятельности не представляется ясной.

В. М. Сергиевскому (1940 г.) принадлежит наиболее полное петрографическое описание пород кедонского комплекса. Однако предложенная им классификация пород по вещественному составу и структурным особенностям из-за сложности не получила распространения. Палеотипные липариты, липарито-дациты и дациты являются самыми характерными породами комплекса. По внешнему виду они нередконе отличаются друг от друга. Это порфировые и менее часто афировые породы, окрашенные в различные оттенки красного, бурого и фиолетового цвета; реже встречаются породы белесовато-серой, зеленоватосерой, пепельной и другой окраски. Очень своеобразны липариты и дациты с многочисленными порфировыми выделениями красноокрашенных полевых шпатов. Их окраска обусловлена наличием тонкодиспергированных окислов железа. В липаритах вкрапленники принадлежат плагиоклазу, калинатровому полевому шпату, кварцу и биотиту, редко роговой обманке. Количество вкрапленников варьирует в широких пределах; встречаются разности пород с невадитовой структурой, вероятно, нередко относящиеся уже к интрузивным образованиям. Вкрапленников цветных минералов всегда немного, иногда они отсутствуют совершенно. Плагиоклаз чаще всего преобладает над калинатровым полевым шпатом. Он обычно альбитизирован и представлен альбитом или альбит-олигоклазом, но иногда принадлежит олигоклазу высоких номеров. Калинатровый полевой шпат представлен ортоклазом, иногда пертитом. Дациты в порфировых выделениях содержат плагиоклаз, очень редко неизмененный и тогда отвечающий андезину или лабрадору, чаще же сильно альбитизированный. Вместе с плагиоклазом иногда присутствует биотит и кварц, каждый в отдельности или вместе взятые. Еще реже отмечаются роговая обманка и пироксен, преимущественно моноклинный, но может быть (судя по псевдоморфозам) и ромбический. Структура основной массы в рассматриваемых породах фельзитовая или микрофельзитовая, но также микропойкилитовая или микроаллотриоморфнозернистая, реже сферолитовая. Текстура массивная или флюидальная. Акцессорные минералы в палеотипных липаритах и дацитах немногочисленны и принадлежат, в порядке распространенности, апатиту, магнетиту и циркону, очень редко ортиту.

Среди пород липарит-дацитовой группы нередко встречаются разности с порфировыми выделениями альбита, иногда с кварцем и цветным минералом, чаще всего биотитом. У некоторых авторов они описываются под названием альбитофиров и кварцевых альбитофиров.

В химическом отношении, судя по единичным анализам, дациты кедонского комплекса очень близки к среднему типу дацитов, по Дэли, но отличаются от них заметным преобладанием калия над натрием. Такие же особенности свойственны и липаритам, но имеются анализы, в которых натрия значительно больше калия. Вообще самой характерной особенностью липаритов кедонского комплекса является повышенная щелочность. В большинстве своем они стоят ближе к аналогам щелочных пород риолитовой группы, чем щелочноземельных: параметры «а» и «с» в них равны соответственно 14,5—15,5 и 0,5—0,8.

Кислые лавы сопровождаются туфолавами, игнимбритами и туфами. Пирокластолиты в составе комплекса, пожалуй, преобладают надлавами. Особенно примечательны описанные в последние годы туфолавы и игнимбриты. Они представляют собой плотные порфировые породы темной фиолетово-серой или розовато-палевой окраски с плоскопараллельной текстурой, обусловленной наличием линзовидных включений размером от едва различимых простым глазом до 1,5—2,0, а иногда 7—10 см в длину. Включения резко выделяются своей то более темной, иногда зеленовато-черной окраской, то напротив, более светлой белесовато-серой. В разрезах они нередко имеют характерную пламеневидную форму.

К палеотипным липаритам и дацитам тесно примыкают связанные с ними постепенными переходами палеотипные трахиты. Они отличаются от липаритов отсутствием вкрапленников кварца и трахитовым строением основной массы. Порфировые выделения в трахитах принадлежат калинатровому полевому шпату (иногда с пятнистыми вро-

стками альбита) и реже альбиту.

Дациты через андезитоидные дациты связаны переходами с андезитами — бурыми и буро-коричневыми, нередко также зеленовато-серыми порфировыми породами с пилотакситовой или гиалопилитовой основной массой и вкрапленниками основного плагиоклаза и цветных минералов: моноклинного и предположительно ромбического пироксена,
роговой обманки и биотита. Последние, как правило, сильно изменены — хлоритизированы, карбонатизированы и эпидотизированы; плагиоклаз обычно альбитизирован; стекло замещено хлоритом и нередко
переполнено гидроокисными соединениями железа.

В так называемой Уш-Урэкчанской структурно-фациальной зоне Омолонского массива в составе кедонской серии нередко отмечаются палеотипные базальты и спилиты. Это бурые или серо-зеленые, до почти черных миндалекаменные породы с редкими порфировыми выделениями альбитизированного плагиоклаза и основной массой, сос-

тоящей из лейст альбита и стекловатого мезостазиса, густо запыленного тонкоагрегатным рудным минералом.

Интрузивные породы кедонского комплекса пространственно и, повидимому, генетически тесно связаны с эффузивами кедонской серии. Они пользуются значительно меньшим распространением, чем породы абкитского комплекса, и в отличие от последних относятся почти исключительно к гипабиссальным образованиям. При современной изученности интрузивные породы комплекса могут быть расчленены на две группы пород: 1) массивы гранитоидов и диоритовых порфиритов; 2) дайки и субвулканические интрузии аляскитовых гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, липаритов и дацитов.

Массивы гранитоидов и диоритовых порфиров крайне немногочисленны. Самый крупный из них, который может быть назван Верхне-Омолонским, находится в бассейне рек Анго, Лабазной, Сборной и Стрелы, впадающих в Омолон в его верхнем течении. Массив вытянут в северо-восточном направлении и имеет около 37 км в длину и 8—10 км в ширину. Форма и размеры массива, его состав и соотношения пород друг с другом и вмещающими образованиями изучены плохо. По данным Б. А. и Л. А. Снятковых (1938 г.), широкую внешнюю зону массива слагают диоритовые порфириты, а его центральную часть—внедрившиеся позднее гранодиориты и гранодиорит-порфиры. М. Х. Агишев (1955 г.) относит «внешнюю зону» интрузии к вмещающим образованиям и вместо единой интрузии выделяет несколько разрозненных массивов, сложенных гранитами и гранодиоритами.

Диоритовые порфириты представляют собой порфировые породы с многочисленными вкрапленниками андезина или лабрадора, моноклинного пироксена, гиперстена и биотита. Основная масса в них имеет мелкозернистое строение и состоит из плагиоклаза, кварца, калинатрового полевого шпата и биотита. Акцессории — рудный минерал и апатит. В эндоконтактовой зоне массива диоритовые порфириты имеют плотную основную массу и макроскопически не отличимы от девонских эффузивов.

Граниты — розовые и розово-серые средне- и мелкозернистые, иногда порфировидные породы гипидиоморфнозернистой, участками микропегматитовой структуры. Состоят из калинатрового полевого шпата (25—30%), плагиоклаза (35—40%), кварца (25—30%), роговой обманки и биотита (4—6%). Плагиоклаз принадлежит альбиту. Акцессории представлены апатитом, цирконом и рудным минералом.

По внешнему виду сходны с гранитами и гранодиоритами. При микроскопическом изучении в них устанавливаются меньшие содержания кварца и калинатрового полевого шпата и более высокие — платиоклаза и цветных минералов. Плагиоклаз зонален и принадлежит

олигоклазу или даже андезину.

Возраст гранитоидов и диоритовых порфиритов рассматриваемого массива определяется: а) частичной перекристаллизацией эффузивов вблизи контакта с гранитоидами и появлением в них новообразований биотита, актинолита и эпидота; б) наличием ксенолитов эффузивов в гранитах; в) кое-где наблюдаемыми незаметными переходами от диоритовых порфиритов и гранитоидов к андезитам, дацитам и липаритам. Таким образом, внедрение диоритовых порфиритов и гранитоидов рассматриваемого массива, вероятно, произошло вслед за формированием вулканогенной толщи.

К кедонскому комплексу, по-видимому, относится и массив р. Русской (Коркодонской), сложенный гранитами и гранодиоритами. Аплиты, являющиеся жильными дериватами этого массива, по Б. К. Львову (1960 г.), рассекают девонские эффузивы.

Большое сходство с интрузиями кедонского комплекса обнаруживает и Перевальнинский массив (70 км²), расположенный в истоках р. Умкувеем (бассейн р. Анадырь). В строении массива принимают участие граниты, гранодиориты, сиениты и сиенито-диориты. Отличительной особенностью пород является розово-серая окраска; иногда отмечается метасоматический характер калинатрового полевого шпата. Массив прорывает и метаморфизует документированные фауной осадочновулканогенные породы верхнего девона и осадочные отложения предположительно нижнекаменноугольного возраста. В конгломератах валанжинского яруса, залегающих поверх массива, часто встречаются гальки гранитоидов, по своим внешним особенностям и составу совершенно тождественных гранитоидам массива. Нижнекаменноугольный возраст массива представляется наиболее вероятным.

Аляскитовые гранит-порфиры описаны K. В. Симаковым В. М. Шевченко (1959 г.) из бассейна р. Моланджи, правого притока р. Омолона. Они залегают среди девонских эффузивов в виде даек и штоков размером до 2—3 $\kappa \dot{m}^2$. Представляют собой розово-белые породы с вкрапленниками нерешетчатого микроклина, альбита и кварца. Основная масса микроаллотриоморфнозернистая или микрогранитовая до фельзитовой. Аляскитовые гранит-порфиры из бассейна р. Моланджи почти в точности отвечают среднему типу аляскитов, по Дэли. Взаимоотношения аляскитовых гранит-порфиров с вмещающими породами изучены слабо. По своему составу, а отчасти и по особенностям

строения, они близки к липаритам с невадитовой структурой.

В 1961 г. Ю. М. Сеньковский закартировал вблизи Коаргычанского массива несколько даек гранодиорит-порфиров, вмещающими породами которых являются девонские эффузивы. Ранее дайки подробных пород описывались исключительно среди додевонских пород и по этой причине причислялись к нижнепалеозойскому (абкитскому) комплексу. В свете новых данных остается допустить, что имеются либо две разновозрастные группы гранодиорит-порфиров, либо только одна, относящаяся к кедонскому комплексу. Внешне и по минералогическому составу гранодиорит-порфиры чрезвычайно однообразны. Это кирпичнокрасные породы с микроаллотриоморфнозернистой или микрогипидиоморфнозернистой основной массой и вкрапленниками зонального плагиоклаза, калинагрового полевого шпата, кварца и роговой обманки.

С наименьшей определенностью среди кедонского комплекса выделяются субвулканические интрузии палеотипных липаритов, дацитов и альбитофиров. Их примечательной внешней особенностью является оби-

лие порфировых вкрапленников.

Кедонский интрузивный комплекс сформировался, по-видимому, в несколько последовательных фаз в течение длительного промежутка времени — от среднего девона до нижнего карбона включительно. Петрография и химизм интрузивных пород кедонского комплекса, как и абкитского, изучены еще очень слабо. По этой причине принадлежность интрузий к тому или другому комплексу не всегда решается однозначно.

Колымский массив

Приколымское поднятие. Среднепалеозойский магматизм выразился на Приколымском поднятии в подводных извержениях и внедрении интрузий преимущественно гранитоидного состава.

Наиболее ранние проявления вулканизма приходятся на средний девон. Туфы кислых эффузивов, перемежающиеся с осадочными породами, включающими живетскую фауну, указываются Е. С. Постельниковым и Ю. М. Пущаровским (1959) в среднедевонских отложениях Половинного Камня на Колыме. В других районах Приколымского поднятия вулканогенные породы среднего девона не описаны. Очень ограниченные площади занимают и вулканогенные образования верхнедевонской эпохи, установленные в бассейнах рек Ясачной и Поповки. Франский возраст, по Б. В. Пепеляеву (1961 г.), имеет невыдержанная в фациальном отношении вулканогенно-конгломератовая толща (200—50 м), сложенная палеотипными базальтами и туфогенными конгломератами, состоящими преимущественно из галек тех же базальтов.

Палеотипные базальты — темно-зеленые порфировые, часто миндалекаменные породы с вкрапленниками оливина (?) и ромбического пироксена, замещенных новообразованиями, и неизмененного титанистого авгита. Основная масса в них имеет витрофировое или интерсертальное строение. С палеотипными базальтами пространственно и генетически связаны измененные долериты, залегающие среди вулканогенно-оса-

дочных пород верхнего девона в форме интрузивных залежей.

Предположительно более высокое стратиграфическое положение в разрезе верхнего девона занимает осадочно-вулканогенная толща, описанная Б. В. Пепеляевым (1962 г.) на правобережье р. Белая Ночь (бассейн р. Поповки). В строении толщи, общая мощность которой достигает 400 м, преобладают лавы, туфолавы и туфы, чередующиеся с карбонатными и терригенными породами, заключающими верхнефранскую фауну. Эффузивные породы и туфы крайне изменены и диагностируются с большим трудом. Скорее всего среди них преимущественным развитием пользуются производные трахитовой магмы. По внешнему виду это очень разнообразные породы, иногда напоминающие порфироиды. Под микроскопом в трахитах устанавливается порфировая структура. Вкрапленники относительно малочисленны и принадлежат в основном калинатровому полевому шпату, часто содержащему пятнистые вростки альбита. Реже встречаются альбитизированный плагиоклаз и цветные минералы — биотит, роговая обманка и, может быть, пироксен, почти нацело замещенные новообразованиями. Основная масса состоит из потокообразнорасположенных мельчайших лейст калинатрового полевого шпата, погруженных в очень обильное стекло со светопреломлением ниже канадского бальзама.

Характерными вторичными минералами являются хлорит, карбонат, альбит, кварц и флюорит. Существенное значение в разрезе осадочно-вулканогенной толщи принадлежит туфолавам и туфам трахи-

тов. В последних нередко отмечаются обломки базальтов.

Интрузивный магматизм в пределах Приколымского поднятия проявился ограниченно. На правобережье Колымы находятся три гранитных массива, один из которых, Казачинский, вскрывается в береговых обрывах Колымы выше Средне-Колымска и занимает площадь около $150~\kappa m^2$, а два других массива размером по $50~\kappa m^2$ каждый находятся в бассейне р. Сяпякине.

Казачинский массив слагается преимущественно лейкократовыми, часто аплитовидными гранитами розовой и розово-серой окраски. Они состоят из альбит-олигоклаза, калинатрового полевого шпата и кварца. Цветные минералы содержатся в ничтожных количествах и представлены амфиболом или биотитом, почти нацело хлоритизированными. Из акцессориев указываются сфен, циркон. апатит и рудный минерал. Характерными породами массива являются гнейсовидные граниты, а также гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и интрузивные липариты. Последние залегают, по-видимому, преимущественно в форме даек. Встречаются аплитовые жилы, по своему внешнему виду, а отчасти и составу сходные с аплитовидными гранитами массивами. Химически они

очень близки к щелочным гранитам и характеризуются преобладанием натрия над калием.

Сходный состав имеют и интрузии р. Сяпякине. Одна из них оказывает отчетливое контактовое воздействие на существенно карбонатные породы нижнего девона; в граничащих же с этой интрузией пермских отложениях признаки метаморфизма, по Г. Г. Федоровичу (1944 г.), не устанавливаются. Абсолютный возраст гранитов Казачинского массива, определенный Л. В. Фирсовым калий-аргоновым методом, равен 211 млн. лет. Таким образом, геологические соотношения и данные об абсолютном возрасте плохо согласуются друг с другом. По-видимому, Казачинская и другие интрузии Приколымского поднятия являются аналогами пород интрузивной фации кедонского комплекса, которые на Омолонском массиве пользуются значительным распространением.

На левобережье р. Колымы, в бассейнах Поповки и Ясачной, известны интрузии сложного состава, образованные габбро и щелочными сиенитами, иногда также граносиениты. Последние представляют собой розово-серые среднезернистые породы, в которых цветные минералы обнаруживают тенденцию к кучному расположению. Состоят в основном из микроклин-микропертита (80—90%) и содержащихся в небольшом количестве альбита, эгирин-авгита и сфена. Взаимоотношения интрузивных пород с вмещающими изучены недостаточно. Одна из интрузий, расположенная на правобережье р. Поповки, внедрена в существенно карбонатные породы верхнего девона и нижнего карбона, преобразованные вблизи контакта в пироксен-амфиболовые скарны. Другая интрузия находится среди пермских отложений, взаимоотношения с которыми не представляются ясными. К. В. Симаков и В. М. Шевченко (1960 г.) считают габбро-сиенитовые интрузии пермо-триасовыми, но, по-видимому, и более древний их возраст нельзя исключать.

Омулевское поднятие. На Омулевском поднятии выделяются нижнеи среднепалеозойские магматические образования вулканического и интрузивного происхождения. В 1964 г. В. М. Мерэляков установил средне- и верхнеордовикский возраст толщи трахибазальтов и главным образом трахиандезитов мощностью 1500 м, развитой в бассейне р. Булкут. Он предполагает, что эта толща, широко распространенная и в соседних районах, ошибочно датируется там пермью или поздней

юрой.

В известной мере условно к среднему палеозою отнесен уочатский интрузивный комплекс, вскрывающийся в окраинной части поднятия, у границы его с Иньяли-Дебинским ме́гасинклинорием, и занимающей небольшую площадь на междуречье Урультуна и Уочата (бассейн р. Омулевки). Комплекс слагается в основном гнейсовидными гранитоидами и тесно ассоциирующими с ними мигматитами и кристаллическими сланцами. В. М. Мерзляков (1962 г.), детально изучавший уочатский комплекс, считает, что его формирование протекало в четыре фазы: вначале внедрились гранито-гнейсы, позднее последовательно — гранодиорито-гнейсы и граниты и, наконец, гранит-аплиты.

Главную роль в составе комплекса играют гранито-гнейсы, залегающие в виде жилообразных и неправильных тел размером до 5 км².
Гранито-гнейсы вместе с ассоциирующими с ними мигматитами занимают площадь около 35 км². Их внешний облик очень примечателен.
Это гнейсовидные породы серой, розово-серой или темно-серой окраски с крупными (1—3 см) порфиробластами розового полевого шпата.
Они состоят из альбитизированного платиоклаза (№ 7—9), решетчатого микроклина, кварца и биотита. Акцессорные минералы — циркон, апатит, ортит, титаномагнетит, сфен и др. Уочатские гранито-гнейсы отличаются по химизму от среднего типа гранитов (по Дэли) несколько по-

ниженным значением параметра «а» и более высоким содержанием сво-

бодной кремнекислоты.

Возраст комплекса трактуется по-разному. Большое число сторонников имеет точка зрения С. Г. Котляра (1957 г.), считающего граниты верхнеюрскими, а пространственно связанные с ними метаморфические породы — докембрийскими. В. М. Мерзляков на основании исследований, выполненных в 1958, 1960 и 1961 гг., привел убедительные доказательства существования генетической связи между гранитоидами и метаморфическими породами, возникшими за счет дислокационноконтактового метаморфизма ордовик-силурийских отложений. Абсолютный возраст гранитойдов и мигматитов, определенный калий-аргоновым методом, оказался равным 180—220 млн. лет. В. М. Мерзляков и Л. В. Фирсов (1960, 1962) на этом основании вначале приписывали уочатскому комплексу герцинский возраст, а позднее стали считать его триасовым. Однако обращает на себя внимание отсутствие признаков метаморфизма в палеонтологически документированных среднего девона, вскрывающихся в непосредственной близости от уочатского комплекса и находящихся приблизительно в таких же геологических условиях, как и измененные в амфиболовые и слюдяные сланцы силурийские отложения. Другими словами — уочатский интрузивный комплекс имеет, скорее всего, среднепалеозойский возраст, но может быть и нижнепалеозойский, поскольку отложения силура палеонтологически охарактеризованы весьма слабо.

Тас-Хаяхтахское и Полоусненское поднятия. Магматические образования палеозойского возраста в Тас-Хаяхтахском поднятии представлены пользующимися крайне небольшим распространением вулканогенными образованиями ордовика и среднего девона (?), а в Полоусненском поднятии — сложным в петрографическом отношении томмот-

ским интрузивным комплексом *.

Рассланцованные палеотипные дациты и их туфы отмечаются Н. А. Богдановым (1961) в разрезе кунтучной свиты, относимой к ордовику. Вулканогенные породы приурочены к нижней половине разреза свиты; они чередуются здесь с мусковит-хлоритовыми и хлорит-кварцевыми сланцами.

В Догдо-Чемалгинском хребте вулканогенные породы указываются И. Я. Некрасовым (1962) в составе маломощной (150 м) осадочно-вулканогенной толщи, предположительно отнесенной к среднему девону. Толща слагается осадочными породами, перемежающимися со спилитами, палеотипными базальтами и их туфами. Спилиты представляют собой зеленовато-серые миндалекаменные или плотные породы с редкими порфировыми выделениями альбитизированного плагиоклаза, погруженными в стекловатый мезостазис, переполненный вторичными новообразованиями — хлоритом, альбитом и отчасти карбонатом. По химическому составу тас-хаяхтахские эффузивы отличаются от типичных спилитов низким содержанием щелочей и сравнительно высоким — извести.

В центральной части Селенняхского кряжа распространены породы томмотского интрузивного комплекса, который И. Я. Некрасов (1962) считает пермо-карбоновым. Породы комплекса пользуются отраниченным распространением. Они слагают шесть небольших интрузий, самая крупная из которых, Томмотская, занимает площадь около $12~\kappa m^2$, а все другие имеют во много раз меньшие размеры. В строении комплекса принимают участие габбро, сиениты, граниты и другие породы.

^{*} Он известен также под названием тылындинского комплекса.

Томмотский массив находится на Селеннях-Уяндинском междуречье и имеет в плане форму овала, вытянутого в меридиональном направлении. Он представляет собой сложно дифференцированный плутон концентрического строения: большая центральная часть плутона слагается габбро при участии горнблендитов и пироксенитов, а внешняя состоит из прерывистых оболочек, образованных последовательно (от центра к периферии) породами сиенит-диоритовой и граносиенитовой: групп. По И. Я. Некрасову, формирование массива происходило не менее чем в две интрузивные фазы: в первую внедрились габбро, во-

вторую — граниты.

Ѓаббро являются самыми распространенными породами Томмотского массива. Они состоят из плагиоклаза, роговой обманки, диопсида и биотита. Роговая обманка обычно преобладает над пироксеном и биотитом. Акцессорные минералы — апатит, магнетит, шпинель и сфен. Габбро связаны переходами с пироксенитами и горнблендитами. В центральных частях массива в породах иногда обнаруживается полосчатая текстура за счет обособления полос меланократового габбро, богатого пироксеном. По направлению к периферии массива габбро последовательно сменяется породами сиенит-диоритовой группы: диоритами, монцонитами, меланократовыми и лейкократовыми сиенитами. И. Я. Некрасов связывает возникновение сиенит-диоритовых пород с воздействием постмагматических растворов (богатых натрием) на породы из группы габбро. С таким предположением согласуется наличие переходных типов пород и весьма существенные вариации в их количественно минералогическом составе. Монцониты и особенно сиениты Томмотского массива в отличие от средних типов соответствующих пород. резко пересыщены глиноземом.

Во внешней части Томмотского массива распространены породы граносиенитовой группы: биотитовые и эгириновые граниты, граносиениты и сиениты. Они слагают изогнутые или кольцевые дайкоподобные, а также штокообразные тела. Иногда наблюдаются постепенные переходы от биотитовых гранитов к эгириновым и далее через эгириновые граносиениты к щелочным сиенитам. Эгириновые граниты сосгоят из микроклина, альбита, кварца и эгирина; второстепенные и акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, флюоритом, гематитом и др. Эгириновым гранитам свойственна гнейсовидная текстура и гипидиоморфнозернистая, иногда гранобластовая структура.

В биотитовых гранитах плагиоклаз представлен олигоклазом, цветной минерал — биотитом. Гнейсовидная текстура в них выражена слабо. Сиениты представлены в основном лейкократовыми разностями и состоят из микроклина и альбита, которым подчинены эгирин и роговая обманка рибекит-арфведсонитового ряда. Хотя цветные минералы содержатся в сиенитах в небольших количествах, а иногда даже отсутствуют вообще, все же по минералогическому составу рассматриваемые породы должны относиться скорее к щелочным сиенитам, чем щелочноземельным. Данные о химическом составе пород граносиенитовой: группы, как и о минералогическом, подвержены большим колебаниям и нередко плохо согласуются друг с другом.

С интрузиями габброидов в Селенняхском кряже пространственно и генетически связаны дайки лампрофиров (ряда камптонит — спессартит) и диоритовых порфиритов. Вблизи выходов эгириновых гранитов и сиенитов локализуются дайки сиенит-порфиров и линзовидные тела альбит-микроклиновых пегматитов. В гранитах, сиенитах и пегматитах довольно многочисленны также кварцевые, кварц-альбитовые и собственно альбитовые жилы и прожилки. В экзоконтактовой зоне Том-

мотского массива отмечаются фенитизированные породы.

Интрузии томмотского комплекса прорывают и метаморфизуют породы протерозойско-синийской толщи. Данные для суждения о верхней возрастной границе интрузии по существу отсутствуют. Возраст эгириновых гранитов Томмотского массива, определенный калий-аргоновым методом, оказался равным 206—212 млн. лет. Кроме того, из пегматитовых жил Томмотского массива был определен калий-аргоновым методом возраст микроклина (200—230 млн. лет) и свинцовым методом возраст иттриалита (368 млн. лет). Таким образом, можно предполагать, что породы томмотского комплекса являются герцинскими или даже каледонскими. Они обнаруживают известное сходство с породами Анмандыканского плутона на Омолонском массиве, досреднедевонский возраст которого считается твердо доказанным.

Алазейский свод. Среднепалеозойские магматические породы локализуются в центральной части свода, в границах так называемого Кыллахского поднятия. Они представлены почти исключительно эффузивными образованиями; интрузивные породы пользуются здесь весьма ограниченным распространением. В соответствии с данными Б. В. Пепеляева и М. И. Терехова (1962) вулканогенная толща Кыллахского поднятия имеет скорее всего средне-позднедевонский возраст, а не раннепермский, как это считал В. Н. Сакс (1941). Общая площадь, занятая вулканогенными образованиями, составляет около 2000 км², а их мощность оценивается приблизительно в 400 м. В строении вулканогенной толщи принимают участие очень разнообразные палеотипные породы — от липаритов до базальтов включительно, при решительном преобладании производных андезитовой магмы. Вулканическая деятельность в девоне носила преимущественно взрывной характер, вследствие чего в разрезе толщи большое значение принадлежит разнообразным по составу и структуре туфам. Особенно характерны туфы палеотипных андезитов. Внешне это сильно измененные и катаклазированные породы зеленокаменного облика. В структурном отношении разнообразны. Состоят из обломков андезитов с гиалопилитовой, пилотакситовой и интерсертальной структурой, осколков слабо раскристаллизованного стекла, угловатых зерен альбитизированного плагиоклаза и редко моноклинного пироксена. Вулканогенная толща Кыллахского поднятия может параллелизоваться в первом приближении с кедонским эффузивным комплексом Омолонского массива, в составе которого, правда, кислые эффузивы и их пирокластолиты отчетливо преобладают над породами среднего и основного ряда.

Интрузивные породы залегают среди вулканогенной толщи Кыллахского поднятия в виде небольших штоков и даек. Всего здесь закартировано свыше десятка штоков размером от 1—2 до 15—20 км². Они сложены гранитами, гранодиоритами и гранит-порфирами. Минералогический состав этих пород близок: плагиоклаз, калинатровый полевой шпат, кварц, биотит, роговая обманка, апатит и рудный минерал. Очень многочисленны вторичные минералы, особенно альбит, но также хлорит и эпидот, сообщающие породам зеленоватую окраску. Гранитоиды Кыллахского поднятия нередко оказываются катаклазированными, иногда в них отмечаются бластические структуры.

Явления метаморфизма в эффузивах, вмещающих гранитоиды, изучены слабо. Верхняя возрастная граница интрузивных пород также твердо не устанавливается. Галька и валуны гранитоидов содержатся в норийских, лейасовых и среднеюрских конгломератах. Абсолютный возраст гранит-порфиров, определенный калий-аргоновым методом, 311 млн. лет. Возраст гранитоидов из галек юрских конгломератов оказался несколько меньшим (244—265 млн. лет). Приведенные цифры

отвечают широкому интервалу времени— от начала карбона до конца нижней перми. На геологической карте СССР рассматриваемые интрузии значатся позднедевонскими.

ОХОТСКИЙ МАССИВ

Проявления палеозойского магматизма локализуются вблизи Кухтуйского блока, где они очень тесно ассоциируются с выходами архейских, протерозойских и девонских пород.

Ф. Ф. Вельдяксов (1967 г.) различает две группы интрузивных пород палеозойского возраста. Одна из них представлена габбро, диори-

тами и лампрофирами, другая — гранитоидами.

Интрузивные породы основного и среднего состава залегают в форме небольших штоков и силлов. Их внедрение произошло в позднем девоне, но некоторые интрузии габбро, возможно, имеют раннепалео-

зойский возраст.

Граниты и граносиениты слатают на Охотском массиве небольшие тела. Одно из них, расположенное на правобережье руч. Нюлькачана, занимает в современном срезе площадь около 30 κm^2 . Гранито-идные массивы прорывают и метаморфизуют отложения верхнего протерозоя и среднего девона; им приписывается позднедевонский возраст.

Граниты — мясо-красные и розовые породы, сложенные кварцем (30—45%), микроклином (30—45%), альбит-олигоклазом (до 25%) и биотитом (3—5%). Акцессории — циркон, апатит, сфен и магнетит. В химизме пород обращает на себя внимание низкое содержание окиси кальция.

Более широким распространением по сравнению с гранитами и граносиенитами пользуются гранит-порфиры и граносиенит-порфиры, залегающие в форме пластинообразных тел, иногда собственно силлов, а также даек и штоков. Они прорывают докембрийские и девонские (в том числе фаменские) отложения и содержатся в гальке базальных конгломератов гадекчанской свиты (средний карбон — нижняя пермь).

Гранит-порфиры и граносиенит-порфиры характеризуются весьма примечательным обликом. В мелкозернистой основной массе пород серого цвета, с зелеными и красноватыми оттенками разной интенсивности, заключены многочисленные порфировидные выделения белого или чуть зеленоватого плагиоклаза и реже красно-розового калинатрового полевого шпата размером до 1—2 см в длину. Плагиоклаз в гранит-порфирах отвечает альбит-олигоклазу или олигоклазу, а в гранодиорит-порфирах — олигоклазу высоких номеров или андезину. Менее часты и менее велики по размерам вкрапленники кварца, биотита и роговой обманки. Основная масса в породах имеет микрогранитовое или микроаллотриоморфнозернистое строение. В химизме пород обнаруживается высокое содержание окиси натрия и иногда несколько более высокая щелочность, чем это свойственно среднемировым типам соответствующих пород, по Дэли.

На Охотском массиве известны также субвулканические тела позд-

недевонских липаритов.

4 3ak. 1016

В фаменский век, по данным Ф. Ф. Вельдяксова (1967 г.), на Охотском массиве формируется осадочно-вулканогенная толща (560—600 м), в строении которой важное значение имеют туфы андезитов. Реже отмечаются лавы андезитов, залегающие в форме покровов общей мощностью до 200 м, и совсем редко — лавы липаритов.

В пределах Юдомо-Майского нагорья, в зоне так называемого Предджугджурского краевого разлома (В. М. Терентьев, 1959 г.) из-

вестны многочисленные выходы палеозойских магматических пород преимущественно гранодиоритов и гранитов. Они слагают в верхнем течении р. Маи несколько крупных массивов — Майский (500 κm^2), Мастаахский (180 κm^2) и др. Примечательной особенностью гранитоидов Майского массива является наличие в нем крупных порфиробласт розовогоили красного микроклина размером до 6—10 cm в длину.

Соотношения гранитоидов и других интрузивных пород друг с другом и вмещающими образованиями изучены слабо. И. М. Фердман (1959 и 1960 гг.), С. М. Калимулин и некоторые другие геологи приписывают гранитоидам Юдомо-Майского нагорья позднепалеозойский возраст, но, пожалуй, с неменьшим основанием можно связывать внедрение рассматриваемых интрузий с завершающими этапами среднепалеозойского тектоно-магматического цикла.

ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ОКРАИНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сеттэ-Дабанское поднятие. В северной части хр. Сеттэ-Дабан разсреднедевонская вулканогенно-осадочная свита, К. К. Левашовым (1958) джалканской. Она образована карбонатными. и отчасти терригенными породами, разделенными четырьмя покровами палеотипных базальтов. Мощность эффузивов и сопутствующих им туфов превосходит 1000 м, а всей свиты в целом составляет более 2000 м. Некоторые исследователи (Пущаровский, 1957) считают, что изверженные породы залегают здесь в виде даек и интрузивных К. К. Левашов (1958) и А. В. Вихерт (1958) приводят убедительные доказательства принадлежности пород к эффузивной фации. Показательно в этом отношении наличие галек палеотипных базальтов в конгломератах джалканской свиты. Можно считать твердо доказанным, чтов Сеттэ-Дабанском поднятии помимо эффузивов и туфов представлены и генетически связанные с ними интрузивные породы. Последние слагают многочисленные дайки и интрузивные залежи в досреднедевонских отложениях.

Среди эффузивов джалканской свиты преобладают палеотипные базальты. Это зелено-серые породы с редкими вкрапленниками (или без них) плагиоклаза (№ 30—35) или плагиоклаза и авгита, вместе взятых. Широко распространены миндалекаменные базальты. Основная масса в породах часто имеет витрофировое строение и представлена слабо поляризующим стекловатым мезостазисом с зернышками магнетита и лейкоксенизированного сфена. Стекло кое-где замещается хлоритом и эпидотом. В центральных частях покровов базальты раскристаллизованы лучше: основная масса в них имеет интерсертальное, офитовое или пойкилоофитовое строение. В палеотипных базальтах нередки кварц-эпидотовые прожилки и линзы эпидозитов с рассеянной вкрапленностью самородной меди. По своему химизму сеттэ-дабанские базальты почти в точности отвечают среднему типу диабазов, по Дэли.

Кроме палеотипных базальтов в составе джалканской свиты упоминаются спилиты (С. В. Домохотов).

Среднепалеозойские магматические породы указываются в хребте Туора-Сис. Представлены диабазами, залегающими в виде интрузивных залежей и даек среди отложений синия и кембрия. Мощность залежей измеряется 15—25, реже 50—60 м, а их протяженность достигает 50—60 км. Галька диабазов встречается в конгломератах, относимых к среднему карбону.

ОХОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В Корякском нагорье со среднепалеозойским магматизмом связано формирование вулканогенно-осадочных толщ девона и нижнего карбона. Их выходы известны в бассейнах Хатырки и Пикасьваяма. Вулканогенные образования представлены здесь основными породами—палеотипными базальтами, спилитами и соответствующими им туфами. По данным И. М. Русакова (1959) и Б. Х. Егиазарова (1961), подводная вулканическая деятельность в Корякском хребте продолжалась и в верхнепалеозойское время. С ее заключительными этапами связано внедрение ультраосновных пород и подчиненных им габбро и гранитоидов, которые вместе с эффузивами составляют палеозойскую офиолитовую формацию Корякской зоны.

В Пенжинском кряже наиболее ранние проявления вулканизма относятся к среднему палеозою. В разрезе среднедевонской илпенейской свиты А. Ф. Михайлов (1959б) описывает основные эффузивы — диабазы и спилиты, с которыми ассоциируют яшмы и другие осадочные породы. Такого же мнения о возрасте этой толщи придерживаются Н. Л. Добрецов и Л. Г. Пономарева (1965). М. В. Богидаева и В. Т. Матвеенко (1960) полагают, что эффузивы и ассоциирующие с ними кремнистые образования синхроничны верхнемеловым вулканогенно-кремнистым породам, а известняки, содержащие среднедевонские окаменелости, представляют собой экзотические скалы и являются реликтами герцинских структур. Такая точка зрения в свете новых данных по геологии бассейна р. Ваеги (Кайгородцев, 1963) представляется вполне вероятной. Эффузивные и пирокластические породы преимущественно среднего и основного состава, по данным И. М. Миговича (1963), встречаются кое-где и в нижнекаменноугольных отложениях Пенжинского кряжа. В северо-восточной части Понтонейских гор им описана осадочно-вулканогенная толща (600 м), документированная фауной нижнего карбона. В строении толщи видное значение принадлежит палеотипным андезитам и их туфам.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Для изучения позднепалеозойского магматизма на территории Северо-Востока СССР большое значение имеют исследования Ю. М. Довгаля, Б. Х. Егиазарова, В. М. Заводовского, И. Я. Некрасова, Б. В. Певеляева, В. Я. Радзивилла, И. М. Русакова, М. И. Терехова и многих других.

Позднепалеозойские магматические образования выделяются в пределах Сибирской платформы, Колымо-Омолонского и Охотского мас-

сивов, в Яно-Колымской и Охотской складчатых областях.

В ряде случаев позднепалеозойский возраст лавовых покровов и туфов устанавливается достаточно достоверно по находкам остатков фауны. Базальты и диабазы часто имеют интрузивный характер, и тогда их возраст можно определить только косвенным путем. Эти интрузии являются обычно одними из самых древних магматических образований региона и смяты в складки совместно с вмещающими их одновозрастными или несколько более древними вулканогенно-осадочными толщами. Иногда достаточно достоверно устанавливается и верхняя возрастная граница интрузий.

колымо-омолонский массив

В различных структурах Колымо-Омолонского массива позднепалеозойский магматизм проявлен по-разному. Наиболее интенсивные его проявления как в эффузивной, так и интрузивной форме характерны

для Приколымского, Тас-Хаяхтахского и Полоусненского поднятий. Здесь широко развиты верхнепалеозойские базальты и их туфы, инъецированные основными интрузиями. Своеобразная офиолитовая группа формаций характерна для Алучинского поднятия Олойского прогиба. В пределах Омолонского массива, Омулевского поднятия, Алазейского свода и Гижинского прогиба пермский вулканизм выразился главным образом в формировании туфогенных пород, пирокластический материал которых имеет андезитовый состав.

Колымский массив

В южной части Приколымского поднятия среди верхнепалеозойских образований главная роль принадлежит основным эффузивам и их туфам. Субаквальные и субаэральные покровы, сопровождающиеся пирокластическими образованиями, переслаиваются с внутриформационными конгломератами, туфогенными песчаниками, туффитами и маломощными пачками известняков. Лучше всего верхнепалеозойские вулканогенные образования изучены в бассейнах рек Поповки и Ясачной. Б. В. Пепеляевым в 1957 г. в бассейне р. Ясачной обнаружена вулканогенная толща, возраст которой по палеофлористическим находкам определяется как средне-верхнекаменноугольный *. Эта толща сложена измененными, часто миндалекаменными базальтами, разделенными незначительными по мощности пачками туфов, песчаников и конгломератов. Возможно присутствие пластовых залежей базальтов. Мощность толщи 210 м. Интересно, что в этом районе базальтовые излияния происходили в среднем палеозое. Развитие вулканизма продолжается и в ранней перми. На р. Поповке обнажается нижнепермская вулканогенно-осадочная толща, изучавшаяся Б. В. Пепеляевым в 1957—1959 гг., В. М. Заводовским в 1960 т., К. В. Симаковым в 1960 г. и М. И. Тереховым в 1961 г. В основании разреза залегают черные и темно-серые туффиты и пепловые туфы, чередующиеся с алевролитами, песчаниками, известняками. Выше наблюдаются серые и серо-зеленые туфы базальтов, перемежающиеся с измененными лавами и агломератовыми лавами базальтов. Мощность этой части разреза, относимой к сакмарскому ярусу, около 200 м. Выше залегает толща туфов базальтового состава, представленная чередованием серых и зеленовато-серых палагонитовых туфов и зеленовато-бурых и красно-бурых туфов оливиновых базальтов; встречаются прослои пепловых туфов базальтов. Вверх по разрезу они сменяются темно-серыми и серо-зелеными оливиновыми и пироксеновыми базальтами, покровы которых разделены красно-бурыми гиалобазальтами. Мощность верхней части разреза, относимой к артинскому ярусу, около 200 м.

Базальты миндалекаменные, реже массивные, с вкрапленниками авгита, основного плагиоклаза (80—92% анортита), энстатита и оливина. В основной массе — лабрадор № 50—57. Миндалины выполнены хлоритом, карбонатом, реже цеолитом и халцедоном. Иногда встречаются спилиты, сложенные беспорядочно ориентированными лейстами альбита с хлоритом и лейкоксеном в интерстициях. Для спилитов характерно отсутствие вкрапленников. Химический состав базальтов приведен в табл. 1. Среди пирокластических пород отмечаются пепловые, кристалловитрокластические туфы базальтового состава, обычно сильно хлоритизированные и карбонатизированные. Туфы иногда имеют слоистую текстуру. Окраска их от темно-зеленой до светло-серой; реже зеленовато- и серовато-бурая.

^{*} На геологической карте эти отложения не отделяются от нижнепермских из-за небольшого распространения и сходства состава.

Интрузивный магматизм позднепалеозойского времени выразился в образовании многочисленных интрузивных залежей и даек базальтов, гналобазальтов, долеритов и тылаитов, залегающих среди верхнепалеозойских толщ. Мощность пластовых залежей базальтов до 30 м, тылаитов до 50 м и более; дайки обычно маломощные. По особенностям минерального состава, структурным и текстурным особенностям эти интрузивные породы сопоставляются с позднепалеозойскими эффузивами. К этой же группе условно относятся небольшие штоки и дайки габбро, габбро-долеритов и реже габбро-диоритов, секущих верхнепротерозойские и палеозойские образования Приколымского поднятия. Основные интрузии местами прорывают верхнепермские отложения, поэтому диапазон времени проявления интрузивного магматизма определяется в пределах поздняя пермь — ранний триас (Пепеляев, 1961). Площадь штоков до 10—20 км². Нередко наблюдаются ряды штоков, вытянутые в меридиональном направлении. Дайки обычно образуют серии сближенных тел протяженностью до 5-7 км. Мощность даек колеблется от 1—2 до 200 м. По составу различаются оливиновые, пироксеновые, реже пироксеново-амфиболовые и амфиболовые габбро. Для основных пород характерны сильный катаклаз и рассланцевание, а также интенсивные вторичные изменения. В целом, по минеральному и химическому составу, по геологическому возрасту и условиям залегания эти образования напоминают траппы Сибирской платформы.

В пределах Полоусненского поднятия в составе верхнепалеозойских толщ хребта Улахан-Сис Н. Е. Круг (1945 г.) и Д. И. Кац 1947 гг.) обнаружили покровы сильно измененных дацитов и базальтов, чередующихся с пирокластическими породами. И. Я. Некрасов (1962) указывает, что в Полоусненском поднятии позднепалеозойские покровы и пластовые залежи базальтового состава широко распространены, причем эффузивы развиты преимущественно в восточной части поднятия. Интрузивные образования были детально изучены И. Я. Некрасовым и К. В. Яблоковым в 1959 г. Пластовые залежи и дайки мощностью от 0,5 до 50 м и длиной от 50 до 3 км сложены темноокрашенными, массивными диабазами, с сильно измененной основной массой и с крупными интрателлурическими вкрапленниками лабрадора и пироксена. В центральных частях пластовых интрузий наблюдаются переходы к среднезернистым габбро; вблизи зальбандов диабазы обычно мелкозернистые, стекловатые. Химический состав диабазов приведен в табл. 1.

В. П. Фагутов в 1936 г. установил в Тас-Хаяхтахском поднятии многочисленные покровы базальтов мощностью 70—120 м в верхах нижнепермской песчано-сланцевой толщи. И. Я. Некрасов (1962) считает, что здесь развиты многочисленные пластовые залежи оливиновых базальтов, которые в центральных частях тел имеют полнокристаллическую офитовую структуру. По соотношениям с фаунистически охарактеризованными породами выделяются каменноугольные и пермские интрузии базальтов. Химический состав этих пород приведен в табл. 1.

В бассейне р. Селеннях Ю. Г. Крежевских в 1954 г. закартировал габброидный массив и ряд мелких штоков к северу от него. Интрузивное тело имеет неправильную форму, площадь его равна $13~\kappa m^2$. Габбро прорывают метаморфический комплекс пород нижнего палеозоя и приурочены к ядру крупной антиклинали. Мунилканская интрузия сложена меланократовым полосчатым габбро, в краевых частях интрузии наблюдается серпентинитовая оторочка мощностью $25-100~\kappa$. Переход ст серпентинитов к габбро постепенный. Время формирования интрузии не ясно, условно принимается поздний карбон.

Химический состав поздне

				подняти пеляеву)		Полоусненское под- нятие (по И. Я. Нек- расову)	Тас-Хаях- тахское поднятие (по И.Я.Нек- расову)		Алучинское Ю. М. Дов-	
Компонен- ты			Базаль	ты	(дайка) вый диа-		Оливино- вый диа- баз (силл)	Лава диаба- зов	Лава спи- литов	Лава кварцевых кератофи- ров
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O H ₂ O -H ₂ O Bлага Cr ₂ O ₃ P ₂ O ₅ CO ₂ S П. п. п.	49,46 2,29 16,09 2,02 8,50 0,15 5,01 9,91 2,48 1,18 1,66 0,83 — 0,16 —	47,97 2,13 15,30 2,28 7,10 0,15 5,91 13,85 2,16 0,92 1,66 0,89 — 0,18 —	46,67 2,93 14,31 4,54 7,34 0,16 5,60 13,65 2,00 0,34 1,44 1,23 — 0,30 —	45,96 2,52 13,30 4,03 7,64 0,17 10,39 10,45 1,36 0,34 1,85 2,44 — — 0,05 —	50,27 2,90 15,06 2,83 7,56 0,15 5,39 12,20 1,98 0,58 0,62 — 0,12 —	51,95 0,90 16,02 4,03 4,78 0,15 4,78 10,18 1,39 0,70 4,30 0,40 — — 0,16 —	50,94 0,76 15,76 1,98 9,10 0,10 6,54 11,65 1,00 0,96 0,10	52,21 1,16 15,98 6,08 5,03 0,17 3,50 7,32 3,28 0,48 — 0,39 0,01 0,15 0,21 — 3,27	53,39 0,72 15,80 6,28 3,23 0,26 4,96 5,30 6,28 1,39 — 0,43 0,02 0,06 0,23 — 2,16	75,51 0,14 12,62 0,95 1,44 0,05 0,58 0,60 5,44 0,95 — 0,46 0,01 0,04 0,07 1,54
Σ	99,74	100,50	100,51	100,50	100,54	99,89	99,95	99,57	99,67	99,58

										Хатырскі	нй антик	линорий
Компо- ненты	Ce		изирован ниты	ные		Серп	ентинизи гарцбург	рованны иты		Лерцо- лит		
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ Fe ₂ O MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O H ₁ O B ₁ D B ₂ O ₃ Co Co S T T T T T T T T T T T T T T T T T T	40,92 0,15 2,73 8,10 0,23 26,74 7,18 0,16 Сл. — 1,16 — 0,01 — 8,80	35,32 0,16 0,62 9,48 3,40 0,14 35,27 1,74 1,15 0,07 — 2,13 — 0,01 — 12,68	30,09 Сл. 3,33 5,53 2,73 0,21 40,79 0,51 0,13 Сл. — 2,02 1,68 0,05 1,36 0,04 15,56	34,17 0,17 1,44 12,72 6,30 0,22 31,22 1,59 0,02 0,01 — 0,83 1,20 0,37 — 11,42	39,16 0,14 0,60 5,69 1,85 0,17 37,47 0,61 1,23 Сл. — 2,21 0,40 0,01 — 13,19	42,94 0,09 0,83 5,28 3,33 0,20 35,00 0,15 1,20 Сл. — 2,28 0,33 0,01 — 11,24	39,09 Сл. 1,92 4,08 3,58 0,24 37,54 0,29 0,13 Сл. — — 1,01 1,41 0,03 0,24 0,10 12,32	41,59 0,05 0,20 4,24 2,54 38,00 0,43 0,02 0,01 1,08 0,63 0,33 12,06	41,23 0,02 1,11 3,77 2,66 0,19 36,96 0,13 0,01 	49,96 0,49 2,26 1,44 4,46 0,16 20,07 19,18 0,10 0,27 — 0,19 — 0,01 — 2,05	74,47 0,12 13,17 0,68 2,16 0,15 0,92 0,80 6,23 0,70 — 0,28 — 0,03 —	74,57 0,20 13,06 2,32 1,155 0,10 1,54 4,53 0,35 — 0,44 — 0,30 0,84
Σ	100,43	100,61	100,61	100,90	100,52	100,60	100,63	100,60	100,46	100,45	100,53	100,16

палеозойских изверженных пород

Таблица 1

по днятие гал ю)

Лейкон вые г		Галька лейкокра- тового габбро из норий- ских конгломе- ратов	Габбро- диабаз	Гарц- бургит	Серпен- тинит	Диал- лагит	Пла- гио- гранит	Галька плагио- гранита из норийских конгломератов	Галька лейко- кратового гранита из норийских конгломератов
60,44 0,68 16,51 2,40 5,03 0,11 2,50 4,66 3,55 1,30 — — — — 0,14 0,40 — 2,54	60,02 1,40 14,79 2,08 6,61 0,20 2,55 5,11 3,06 1,20 — — — — — — — — — — 2,65	59,80 0,72 16,46 2,88 5,17 0,10 2,65 5,97 2,93 0,98 — — — — — — — 0,14 0,40 — 2,63	45,82 0,94 12,56 4,47 6,90 0,25 13,47 7,80 2,14 0,45 — 0,41 Сл. 0,07 0,15 4,88	39,93 — 1,28 6,87 1,87 0,10 38,19 0,21 — 0,95 0,26 — 0,01 12,35	40,49 0,06 4,50 4,48 3,73 0,17 35,19 0,70 — 0,20 — 0,20 — 10,77	39,46 0,16 6,57 1,68 4,24 0,14 33,01 4,44 — 0,34 0,35 0,01 0,12 — 9,64	78,94 0,26 10,89 1,12 1,58 0,10 0,37 1,62 3,92 0,21 — — — — — — — — 0,04 0,06 — 0,81	71,54 0,43 14,43 1,35 1,94 0,03 0,68 2,52 5,71 0,35 0,45 0,62	77,45 0,07 12,91 1,00 0,05 0,15 0,67 5,03 2,19 0,02 Cn. 0,04 0,23 0,30
 99,76	99,62	100,35	99,49	100,02	99,89	99,47	99,82	100,14	100,69

									Прод	олж.	таблі	ицы 1	
(по И. М	і. Русак	ову)				Уочатский массив (по В. М. Мерэлякову)						
	Гиало- Гибридные породы ба- зальт							Кварцевый гнейсо- гранит	Гнейсо- гранодио- рит	Мигма- тит	Гранит	Гранит- аплит	
	67,53 0,20 12,28 1,19 4,32 0,40 3,73 3,93 4,33 0,25 — 0,19 — 0,03 0,13 0,02 2,57	58,32 0,06 15,33 1,62 4,47 0,11 7,28 4,50 4,45 1,25 0,20 0,06 2,54	50,84 1,56 16,11 10,58 0,93 0,31 5,71 10,11 2,56 0,35 — 0,34 — 0,37 — 1,53	56,60 0,22 4,72 2,54 8,07 0,22 18,05 7,44 0,26 Сл. — 0,30 — 0,01 — 2,37	50,47 0,47 11,75 3,39 8,49 0,22 10,96 10,00 0,16 — 0,36 0,05 0,01 — 3,51	57,03 0,33 18,78 2,47 5,33 0,15 3,51 5,20 4,21 0,53 — 0,20 — 0,05 — 2,95	72,96 0,50 12,14 1,27 2,04 0,05 1,18 2,25 2,60 3,90 0,81 0,06 — 0,17 — 0,92	63,85 2,42 13,70 1,06 4,31 0,08 2,04 4,70 2,92 2,60 1,13 0,06 — 0,38 0,41 —	66,66 0,47 16,08 1,72 1,71 0,06 1,25 3,75 3,17 3,48 0,65 0,09 0,19 0,42 1,01	77,66 0,13 12,21 0,81 0,34 0,01 0,14 0,85 6,06 1,20 — 0,38 — 0,01 0,58 — — 0,01	70,65 0,53 14,35 0,71 1,97 0,04 0,79 2,45 3,05 4,02 1,02 0,06 — 0,17 0,42 — 1,41	76,24 0,06 12,70 0,88 0,94 0,03 0,07 1,37 2,97 4,57 0,38 0,07 — 0,15 — 0,39	
	100,50	100,29	100,59	100,50	99,48	100,65	99,93	99,66	99,69	100,42	100,23	100,43	

На территории Омулевского поднятия И. Я. Якушевым в 1944 г. описаны туфолавы и лавы андезитового состава и туффиты, залегающие

среди известняковой толщи верхней перми.

К позднепалеозойским осадочным породам бассейна р. Таскан, по данным В. М. Мерзлякова (1958 г.) и Ю. Е. Дорт-Гольца (1959 г.), тяготеют пластовые интрузии, реже штоки и дайки габбро и габбродиабазов. Мощность пластовых залежей достигает 200—250 м, их длина 8—10 км. Изредка встречаются оливиновые габбро, эссекситы и эссексит-диабазы. Возраст основных интрузий считается пермским — раннетриасовым, так как они прорывают средне- и верхнепалеозойские отложения, а галька основных пород содержится в базальных конгломератах карнийского яруса. Большая часть щелочных основных пород имеет, по-видимому, более молодой, мезозойский возраст.

На **Алазейском своде** И. П. Шлыков (1954 г.) и М. И. Терехов (1960 г.) описали туфогенную толщу мощностью в несколько сотен метров. Толща сложена туффитами и туфами андезитового состава с прослоями песчаников и гравелитов. Возраст этих отложений, по М. И. Те-

рехову, раннепермский.

Омолонский массив

В пределах Омолонского массива позднепалеозойский вулканизм проявлен довольно слабо. В ряде районов отмечается лишь незначительная примесь пирокластического материала в терригенных породах; гораздо реже встречаются существенно туфогенные толщи. По данным М. В. Гусарова (1957 г.) и Б. Ф. Палымского (1954 г.) на Уш-Урэкчанском поднятии в разрезе перми преобладают туфогенные песчаники, пепловые туфы и туфы андезитового состава. Суммарная мощность нижней и верхней перми оценивается в 800—1200 м. В бассейне р. Талалах в основании нижнепермской осадочной толщи К. В. Симаковым в 1958 г. встречены маломощные покровы миндалекаменных андезитов и спилитов. На Кедонском поднятии А. П. Шпетный (1949 г.) и В. Г. Крымов (1956 г.) закартировали крупное поле нерасчлененных пермских пород. Здесь, в бассейне р. Кегали, встречены мощные пласты (до 100—200 м) туфогенных песчаников и туфоконгломератов, среди которых залегают маломощные покровы дацитов и андезитов.

В Гижигинском прогибе незначительное участие туфогенных пород в строении верхней перми установили В. М. Заводовский (1957 г.) и Ю. В. Толстихин (1959 г.). В верховьях р. Гижиги Г. Г. Колтовской описал в 1939 г. покровы натровых липаритов, приуроченных к верхам песчано-сланцевой пермской толщи. Имеются указания о присутствии эффузивов среднего и основного состава в пермской толще Тайгонос-

ского блока.

Олойский прогиб

В пределах Олойского прогиба на Алучинском поднятии своеобразный магматический комплекс позднепалеозойского возраста установлен и изучен Ю. М. Довгалем, В. Я. Радзивиллом и А. И. Житецким в 1960 и 1961 гг. В строении поднятия участвуют кремнисто-кератофиро-спилитовые образования сакмарского возраста, смятые в пологие брахиморфные складки. Совместно с известными здесь позднепалеозойскими интрузиями гипербазитов, габбро и плагиогранитов вулканогенные образования Алучинского поднятия представляют собой офиолитовую группу формаций.

Нижнепермские отложения поднятия четко подразделяются на две толщи: нижнюю лавовую и верхнюю туфогенную. Лавовая толща сложена палеотипными базальтами, спилитами с малочисленными покровами кварцевых кератофиров в низах толщи. Мощность лавовой части разреза 180—200 м. Залегающая выше туфогенная толща сложена чередующимися пестроцветными туфами и туфолавами базальтов, спилитов и кварцевых кератофиров; последние присутствуют в незначительном количестве. Нередко можно наблюдать, что основные эффузивы фациально замещаются по простиранию туфами соответствующего состава. В верхней части разреза появляется значительное количество прослоев туфогенных песчаников и алевролитов, а также встречаются изумрудно-зеленые и красно-бурые плотные кремнистые породы. Мощность туфогенной части разреза 230—250 м.

Палеотипные базальты и спилиты обладают темно-зеленой, серозеленой окраской, легко поддаются выветриванию. Структура палеотипных базальтов интерсертальная, иногда с элементами пойкилоофитовой. Сложены они беспорядочно ориентированными лейстами плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены моноклинным пироксеном, рудным минералом и новообразованными хлоритом и эпидотом.
Имеются вкрапленники титанистого авгита и кислого плагиоклаза.
Спилиты отличаются от палеотипных базальтов характерной структурой; обычно они имеют миндалекаменную текстуру. Кварцевые кератофиры обладают бурой и мясо-красной окраской. Местами призмочки
альбита, преобладающего в породе, приобретают слабо заметную ориентировку, и структура породы становится трахитоидной.

Широко развиты литокластические и кристаллолитокластические туфы базальтов, спилитов и реже кератофиров. Туфы обычно мелкообломочные, пепловые разности встречаются редко. Цементирующая масса имеет пепловую структуру и состоит из мелких обломков стекла рогульчатой и серповидной формы, в значительной мере перекристаллизованных. Туфолавы сложены слабо оплавленными обломками кератофиров, погруженными в слабо раскристаллизованную лаву кислого состава с флюидальной текстурой. В незначительном количестве присутствуют обломки спилитов. Туфолавы основного состава встречаются редко.

Вулканогенные образования Алучинского поднятия прорваны позднепалеозойскими интрузиями гипербазитов, габбро и плагиогранитов. Интрузии прорывают и контактово метаморфизуют нижнепермские отложения; на размытую поверхность массивов налегают верхнетриасовые осадки, в базальных конгломератах которых содержится галька гипербазитов, габбро и плагиогранитов. Абсолютный возраст плагиогранитов, по данным Л. В. Фирсова, составляет 231 млн. лет.

Атамановский массив, вытянутый в меридиональном направлении более чем на 60 км, а также ряд мелких штокообразных тел сложены габбро и габбро-диабазами. Ширина массива от 5 до 12 км. Контакты массива с вмещающими и более молодыми, чем массив, перекрывающими породами обычно тектонические. У штоков наблюдаются нормальные интрузивные контакты. В строении массива преобладают габбро-диабазы, в меньшем количестве встречаются габбро. Изредка намечаются отклонения в сторону лейкократовых габбро и габбро-сиенитов, габбро-диоритов. В составе темноцветной части пород помимо автита присутствует роговая обманка. В габбро наблюдаются интенсивная уралитизация и соссюритизация; нередко они превращены в рассланцованные амфиболиты с нематогранобластовой структурой. Контактовое воздействие габбровых интрузий выразилось в интенсивной хлорити-

зации, эпидотизации и пренитизации спилитов и алевролитов. Ширина зоны контактовых изменений 5—10 м.

Алучинский массив, целиком сложенный гипербазитами, сильно вытянут в меридиональном направлении, его длина 35 км, ширина 2— 3 км. Обычно контакты массива с вмещающими породами тектонические. В случае нормальных интрузивных контактов вулканогенные породы нижней перми брекчированы и пронизаны тончайшими прожилками пренитового и амфиболово-пренитового состава. Ширина зоны изменений не более 0,5-0,8 м. Алучинский интрузив сложен крупнозернистыми, интенсивно серпентинизированными гарцбургитами, лерцолитами и пироксенитами. Последние залегают в виде полос и крупных линз мощностью 10-15 м среди перидотитов, благодаря чему Алучинский массив имеет полосчатое строение, причем направление полос примерно совпадает с общей вытянутостью массива. Чаще всего переходы между пироксенитами и перидотитами резкие, хотя изредка наблюдаются и постепенные. Пироксениты по составу отвечают оливиновым диаллагитам (8-10% оливина); отмечается интенсивная уралитизация диаллагитов. Среди перидотитов по минеральному составу выделяются серпентинизированные гарцбургиты (75-85%) серпентина, реликты оливина, 10-20% энстатита) и лерцолиты, состоящие из автита (60%), почти нацело серпентинизированного оливина (25—30%) и энстатита (5—7%). Для этих пород характерна сильная серпентинизация, вплоть до образования серпентинитов, сложенных хризотилом, антигоритом и баститом. Не исключено, что часть серпентинитов возникла за счет дунитов. Дайки перидотитов, генетически связанные с Алучинским массивом, секут габбровые породы Атамановского интрузива. С другой стороны, известны случаи, когда гипербазиты рассекаются дайками габбро-диабазов. Поэтому весьма вероятно, что формирование габбровых и ультраосновных интрузий происходило в несколько этапов, тесно сближенных во времени.

Химический состав магматических пород группы офиолитовых формаций Алучинского поднятия приведен в табл. 1. Петрохимические особенности гипербазитов — высокое содержание окиси магния, отсутствие щелочей, незначительное содержание глинозема, почти полное отсутствие окиси титана, большая величина потерь при прокаливании — все это свидетельствует о принадлежности ультраосновных пород к продуктам кристаллизации глубинной перидотитовой магмы.

Плагиограниты слагают 8 различных по размерам массивов и штоков преимущественно овальной формы. Размеры этих тел до 10—12 км в поперечнике. Плагиограниты — массивные породы, обычно средне- и крупнозернистые, сильно катаклазированные. Плагиограниты сложены кислым плагиоклазом (45—65%), кварцем (35—45%), микроклином (2—4%), биотитом и амфиболом (до 8%). Изредка встречаются разности, переходные к лейкократовым микроклиновым гранитам. Интрузии плагиогранитов вызвали образование различных по составу роговиков за счет вулканогенных пород, лишь кремнистые породы не изменены. Ширина зоны контактовых изменений около 80 м. Плагиограниты являются более молодыми образованиями, чем основные и ультраосновные интрузии. Об этом свидетельствуют встреченные в теле габброидного массива апофизы плагиогранитов.

На **Яракваамском поднятии**, расположенном в 100 км к востоку от Алучинского поднятия, по данным С. М. Тильмана (1958 г.), разрез пермских отложений отличается преобладанием пирокластических образований. Лишь в верхней части разреза появляются лавы андезитов и спилитов. Вулканогенно-осадочные образования прорваны дайками

и пластовыми залежами диабазов, внедрение которых, вероятно, про-

исходило в позднепалеозойское время.

В строении **Пеженского поднятия**, расположенного примерно в 100 км к западу от Алучинского, принимают участие условно пермские вулканогенно-осадочные образования. Судя по данным, полученным А. П. Королевым в 1957 г. и А. А. Ворошиловым в 1960 г., эта толща имеет большое сходство с вулканогенно-осадочной пермью Яракваамского поднятия.

ОХОТСКИЙ МАССИВ

На Юдомском склоне Охотского массива известны пермские отложения, в составе которых имеются туфогенные и реже эффузивные образования. В бассейнах рек Юдомы, Маи и Аллах-Юни В. И. Серпухов (1940) и Д. Ф. Байков (1940) отмечают присутствие туфоконгломератов и туффитов, содержащих многочисленные вулканические бомбы и лапилли. Изредка встречаются покровы сильно измененных андезитов мощностью до 30 м. В пределах Кухтуйского выступа пермские осадочные породы содержат в том или ином количестве примесь пирокластического материала.

ЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

К проявлениям позднепалеозойского вулканизма можно отнести туфогенные породы и туфы андезитового, реже липаритового состава, которые слагают совместно с терригенными породами верхнепермские толщи Аян-Юряхского антиклинория, Верхне-Инского и Балыгычанского поднятий. Возможно, что часть туфогенного материала, заключенного в верхнепалеозойских толщах, была образована за счет размыва и переотложения более древних вулканических толщ. Некоторые геологи (Х. И. Калугин и другие) вообще отрицают вулканогенную природу этих пород.

ОХОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Вулканогенно-кремнистые образования и прорывающие их интрузии гипербазитов, габбро и плагиогранитов Хатырского антиклинория изучены И. М. Русаковым (1955—1957 гг.) и Б. Х. Егиазаровым (1957—1958 гг.) и относятся ими к позднему палеозою *. В строении предполагаемого верхнего палеозоя (наанкнэйская свита) участвуют яшмы, перемежающиеся с покровами базальтов и спилитов, туфами основного состава и редкими горизонтами осадочных пород. Суммарная мощность вулканогенно-кремнистой толщи 1300—1800 м.

Кремнисто-вулканогенные образования совместно с приуроченными к ним интрузиями гипербазитов, габбро и плагиогранитов образуют офиолитовую группу формаций. Время становления этих интрузий, по мнению И. М. Русакова и Б. Х. Егиазарова, позднепалеозойское. Ультраосновные интрузии обычно сконцентрированы в виде узких прерыви-

^{*} В ряде районов Хатырского антиклинория фаунистически доказан меловой возраст кремнисто-вулканогенных образований, ранее относимых к среднему и верхнему палеозою (Ю. В. Гладенко, 1959—1960 гг. и другие). Конгломераты с галькой интрузивных пород, считавшиеся пермскими — триасовыми, возможно, имеют палеогеновый возраст. В соответствии с этим интрузии офиолитовой формации, прорывающие меловые кремнисто-вулканогенные толщи, являются также либо позднемезозойскими, либо кайнозойскими. Не исключено, что поля кремнисто-вулканогенных образований, относимых в настоящее время к позднему палеозою, в ряде случаев фактически могут оказаться позднемезозойскими.

стых полос протяженностью в десятки километров и залегают в виде согласных пластообразных тел среди вулканогенно-кремнистых толщ. В гипербазитовых массивах преобладают серпентиниты; редко встречаются лерцолиты, гарцбургиты, верлиты и дуниты. Пироксениты слагают жильные тела, секущие перидотиты, и представлены энстатититами и бронзититами.

По химическим особенностям все гипербазиты близки к типичным ультраосновным породам Дэли (см. табл. 1). И. М. Русаков считает, что материнские породы, из которых возникли серпентиниты, принадлежали дунитам, гарцбургитам и лерцолитам. Петрохимические особенности гипербазитов — высокое содержание окиси магния, незначительное содержание глинозема, почти полное отсутствие щелочей и окиси титана, большая величина потерь при прокаливании — все это свидетельствует о принадлежности ультраосновных пород к продуктам кристаллизации глубинной перидотитовой магмы.

Габбро слагают небольшие по размерам (до 2—3 км²) интрузии и серии даек. Изредка выходы габбро приурочены к массивам серпентинитов и в этом случае могут являться частями небольших дифференцированных интрузий гипербазитов. Породы, слагающие основные массивы, представлены габбро, габбро-норитами и габбро-диабазами.

Интрузии плагиогранитов в плане имеют форму неправильных удлиненных овалов, вытянутых в соответствии с общим простиранием вмещающих пород. Площади интрузий значительные и достигают первых сотен квадратных километров. В строении массивов преобладают плагиограниты, лишь периферия массивов сложена кварцевыми диоритами, диоритами и габбро. Плагиограниты характеризуются значительным преобладанием окиси натрия в составе щелочей (см. табл. 1).

* *

Для позднепалеозойской магматической истории Колымо-Омолонского массива чрезвычайно характерны базальтовые излияния и интрузии основного состава. В пределах Приколымского, Полоусненского, Тас-Хаяхтахского и Омулевского поднятий позднепалеозойская базальтовая формация представлена сравнительно мощными толщами лав основного состава. Излияния лав в подводных, реже наземных условиях обычно сопровождались мощными выбросами пирокластического материала. Весь этот комплекс прорван многочисленными пластовыми интрузиями и дайками базальтов и диабазов.

Накопление толщ кремнисто-кератофиро-спилитовой формации в позднем палеозое было локализовано в районе Алучинского поднятия (Олойский прогиб). С формированием этих толщ тесно связано становление позднепалеозойских интрузий перидотитов и пироксенитов, габброидов и плагиогранитов. Все эти магматические образования представляют собой офиолитовую группу формаций. Такие же формации предполагаются в Корякской зоне Охотской складчатой области.

В ряде районов Северо-Востока СССР формировались мощные морские осадочно-туфогенные толщи пермского возраста. При этом часть туфогенного материала, заключенного в толщах верхнего палеозоя, возможно, была образована за счет размыва и переотложения вулканических пород более древнего происхождения. Подобные образования известны на Омолонском и Охотском массивах и в юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области. На остальной территории этой складчатой области проявления позднепалеозойского вулканизма отсутствуют; лишь в ее крайней северо-западной части, в пределах хребтов Хараулах и Орулган, в пермских и нижнетриасовых толщах наблю-

даются пластовые интрузии и дайки диабазов, возможно, сформировав-

шихся в позднем палеозое, а быть может и в триасе.

В последние годы Л. В. Фирсов произвел многочисленные определения абсолютного возраста интрузивных пород Северо-Востока калий-аргоновым методом. На основании полученных данных им сделан вывод о широком распространении позднепалеозойских гранитоидов в различных районах Северо-Востока и главным образом на Омолонском массиве (Фирсов, 1962а). Однако для подавляющей части интрузий, которые относятся Л. В. Фирсовым к позднему палеозою, по геологическим данным устанавливается либо среднепалеозойский, либо еще более древний возраст.

Сопровождается ли позднепалеозойский магматизм сколько-нибудь значительным эндогенным оруденением, до сих пор не выяснено. Решение этой задачи сильно осложняется трудностями датировки палеозой-

ских магматических образований.

РАННЕТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ

С раннетриасовым магматизмом связано формирование анюйского магматического комплекса, представленного довольно однообразными базитовыми породами, преимущественно интрузивными, но отчасти также вулканическими. Породы комплекса пользуются значительным распространением только в Чукотской складчатой области. Впервые они были описаны В. И. Влодавцем в 1932 г., затем более подробно В. А. Вакаром (1937). Позднее, в 50-е годы, А. М. Авдеев (1956 г., 1957 г.), Г. М. Сосунов (1959 г.), М. Д. Часовитин (1961 г.) и другие геологи значительно уточнили представления В. А. Вакара о форме залегания, возрасте и вещественном составе пород. Наиболее полное описание «диабазовой формации» Анюйского мегантиклинория дал М. Л. Гельман (1963б). Аналоги анюйского комплекса известны в Приверхоянском краевом прогибе; с меньшей определенностью они устанавливаются в некоторых районах Колымо-Омолонского массива.

Эффузивные образования в составе анюйского комплекса выделяются на Северо-Востоке СССР до некоторой степени условно, поскольку вопрос о наличии субаквальных лав в разрезе нижнего и среднего триаса (кэпэрвеемская свита) остается открытым. С. М. Тильман и Г. М. Сосунов (1960) полагают, что на ранне-среднетриасовый этап в Анюйской складчатой зоне приходится формирование аспидной формации, образованной в основном осадочными породами, а также сопутствующими им диабазами, спилитами, их туфами и туффитами. Эту точку зрения разделяет и М. Д. Часовитин (1961 г.). К мысли о большом значении вулканогенных пород в разрезе кэпэрвеемской свиты склоняется также М. Л. Гельман, рассматривающий проявления раннемезозойского вулканизма в Чукотской геосинклинальной области в связи с пермо-триасовым магматизмом на Сибирской платформе. Критический анализ имеющихся материалов позволяет заключить, что вулканогенные породы в нижне-среднетриасовых отложениях Анюйской складчатой зоны играют небольшую роль. Даже по самой оптимальной оценке Г. М. Сосунова (1959 г.) туффиты и туфы диабазов в нижнетриасовых отложениях р. Энмынвеем (бассейн Малого Анюя) составляет 6—7% общей мощности разреза. В смежных районах роль пирокластических пород еще менее велика, а в восточной части Чукотской складчатой области они неизвестны вообще. Что же касается порфиритов, диабазов и спилитов, отмечаемых некоторыми исследователями в кэпэрвеемской свите, то их эффузивное происхождение остается недоказанным.

Вулканогенные породы анюйского комплекса изучены слабо. Это касается как вещественного состава продуктов извержений, так и взаимных отношений между породами эффузивного и осадочного происхождения. Возраст пирокластических и эффузивных пород, относящихся к анюйскому комплексу, до недавнего времени считался нижнесреднетриасовым. В последние годы все большее признание находит точка зрения о нижнетриасовом возрасте комплекса.

Интрузивные породы анюйского комплекса слагают многочисленные интрузивные тела типа силлов, даек, штоков, линзовидных залежей и, может быть, факолитов. Они обнаруживают ясную тенденцию к групповому проявлению, размещаясь среди доверхнетриасовых отложений Чукотской складчатой области. Особенно многочисленны такие интрузии в Кэпэрвеемском, Пауктуваамском, Куэквуньском, а также в Алярмаутском и Вельмайском поднятиях. В подавляющем большинстве интрузии ориентированы субпараллельно с простиранием пород и представлены как секущими, так и согласными телами. Первые встречаются чаще вторых, но вообще соотношения интрузивных пород с вмещающими изучены еще недостаточно. В Кэпэрвеемском поднятии (бассейн Малого Анюя) многочисленные мелкие интрузии имеют в плане линзовидную, овальную, а иногда почти округлую форму. Размеры интрузий колеблются в очень широких пределах. Наиболее многочисленны интрузии мощностью в 1-2 десятка метров и длиной до 1-2 км. Широко распространены также линзовидные залежи, мощность которых составляет $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{5}$ их длины. Наконец, имеются относительно крупные интрузии, чаще всего сильно вытянутые в длину, но иногда также имеющие в плане почти изометричную форму. Одна из них, вскрывающаяся в Куэквуньском поднятии, имеет в современном срезе площадь около 90 км². Особенно многочисленны значительные по размерам интрузии (до 40—75 км²) в бассейнах Ванкарема и Амгуэмы (Вельмайское поднятие). Исключительно крупные табброидные интрузии Колючинско-Мечигменской депрессии (размером до 1000 км²) почти все исследователи считают нижнемеловыми. Лишь С. Ф. Лугов (1962) относит их к нижнемезозойскому интрузивному комплексу.

Состав интрузий сравнительно однообразен. Они слагаются преимущественно диабазами и габбро-диабазами, менее часто — габбро, кварцевыми диабазами и кварцевыми габбро. Очень редко в составе комплекса указываются габбро-пегматиты, диабаз-пегматиты и габбронориты. Названные породы находятся в тесной ассоциации друг с дру-

гом и нередко связаны взаимными переходами.

Наиболее типичным представителем комплекса являются диабазы. Это мелко- и среднезернистые зеленовато-серые породы, со свойственной им офитовой структурой. Их состав относительно постоянен. Главными минералами являются плагиоклаз и моноклинный пироксен (80— 90%), которым подчинены ильменит (10-12%) и содержащиеся в небольших количествах амфибол, биотит, кварц, апатит и некоторые другие минералы. Плагиоклаз обычно сильно альбитизирован, но иногда изменен слабо и отвечает андезину или даже лабрадору. Моноклинный пироксен представлен пижонит-авгитом или авгитом; редко указывается и слабо титанистый авгит с характерной розоватой окраской. Амфибол относится к ряду обыкновенных роговых обманок и часто, как и биотит, является вторичным. Кварц содержится в ничтожных количествах в промежутках между минералами или в микропегматитовом срастании с полевыми шпатами. Диабазы обычно в значительной степени изменены; характерными вторичными новообразованиями соссюрит, амфибол, хлорит, альбит, пренит, карбонат, кварц и серицит. Габбро-диабазы и габбро отличаются от диабазов только структурно. В кварцевых диабазах и кварцевых габбро появляются кварц и микропегматит, содержащиеся в количестве до 10% и более. Особенно богаты
микропегматитом и кварцем диабаз-пегматиты, описанные из бассейнов
рек Куэквунь и Малый Анюй. По сравнению с диабазами они более
крупнозернисты (размер минеральных зерен иногда превосходит 1 см)
содержат в значительном количестве роговую обманку и характеризуются призматическизернистой структурой. Содержание кварца и калинатрового полевого шпата в диабаз-пегматитах иногда превышает
25%. Подобные породы залегают среди крупных тел, сложенных диабазами, по-видимому, в форме жил и шлиров, но иногда слагают и самостоятельные интрузии.

Очень редки в анюйском комплексе габбро-нориты, в которых наряду с моноклинным пироксеном содержится и ромбический в количестве до 15—20%. Такие породы описаны В. П. Полэ (1960 г.) из бассейна р. Куэквунь. В районе мыса Шмидта, по данным В. И. Серпухова и Д. Ф. Бойкова (1938), встречаются оливиновые габбро и оливиниты. Е. П. Тараканов и А. И. Скворцов (1958 г.) описывают отсюда оливиновые диабазы. Следует заметить, что оливиновые разности пород, являющиеся, по-видимому, фациальными вариететами пироксеновых габбро и диабазов, в составе анюйского комплекса встречаются исключительно редко. В. И. Серпухов и Д. Ф. Бойков полагают, что оливиниты генетически связаны с диабазами и являются по отношению к ним более юными *. Как жильные породы анюйского магматического комплекса рассматриваются также горнблендиты, слагающие одно-двухсантиметровые жилки в диабазах р. Погынден (бассейн Малого Анюя).

Химический состав пород комплекса приведен в табл. 2. Средние значения параметров, как видно из таблицы, почти в точности отвечают

числовым характеристикам плато-базальта по Дэли.

Эндоконтактные изменения в интрузиях анюйского магматического комплекса выражаются в появлении афанитовых пород с микрокристаллическим или порфировым строением. Экзоконтактные изменения во вмещающих породах вблизи интрузий выражены отчетливо. В песчаниках наряду с новообразованиями хлорита и эпидота иногда отмечаются элементы бластических структур; глинистые сланцы изме-

нены в хлорит-эпидотовые сланцы и редко — в адинолы.

Диабазы и другие породы анюйского магматического комплекса вблизи позднемезозойских гранитоидных интрузий, а нередко и далеко за пределами их контактовых ореолов, превращены в амфиболиты. М. Л. Гельман (1961, 19636) описал из Мало-Анюйского района два типа подобных пород: амфиболизированные диабазы, состоящие из актинолита с высоким содержанием окисного железа, и гранатовые амфиболиты, образованные гастингситом и олигоклазом в ассоциации с гранатом и биотитом.

Породы комплекса прорывают и метаморфизуют отложения нижнего триаса. Некоторые исследователи допускают, что рассматриваемые интрузии прорывают и среднетриасовые отложения, но эти данные менее определенны и нуждаются в уточнении. Среди отложений верхнего отдела триаса породы комплекса не установлены. Таким образом, внедрение интрузий происходило, скорее всего, в конце нижней или начале средней эпохи триаса.

В Западном Верхоянье диабазы, подобные анюйским, приурочены к нижнетриасовым отложениям и прослеживаются повсеместно от р.

^{*} Нельзя исключать более юный возраст гипербазитов, так как вблизи северного побережья залива Креста аналогичные породы рассекают меловые эффузивы. Такой же возраст и, возможно, метаморфическое происхождение имеют и упоминаемые ниже жилки горнблендитов в диабазах р. Погынден.

Барайы на юге до р. Собопол в северной части Верхоянского хребта. На весь разрез триаса приходится, по А. В. Вихерту (1957), несколько (1—3) пластов диабазов мощностью от 5 до 90 м. Точка зрения А. В. Вихерта об эффузивной природе диабазов нуждается в дополнительной аргументации. Диабазы Верхоянского хребта, подобно породам анюйского комплекса, состоят в основном из плагиоклаза и пироксена. От траппов Сибирской платформы они отличаются отсутствием оливина. Средний химический состав верхоянских диабазов и их числовые характеристики помещены в табл. 2.

С породами анюйского интрузивного комплекса, по-видимому, должны параллелизоваться некоторые диабазы и габбро-диабазы Омулевского поднятия. Они известны по работам В. М. Мерзлякова (1962 г.) в бассейнах рек Омулевки и Таскана. Возраст пород определяется размещением даек и интрузивных залежей в палеозойских отложениях Омулевского поднятия и наличием галек диабазов в конгломератах верхнего триаса. В петрохимическом отношении рассматриваемые породы очень близки к анюйским. Химический состав омулевских диабазов приведен в табл. 2.

Таблица 2 Средний химический состав раннетриасовых диабазов

Компонент ы	Анюйский комплекс (6)*	Омулевское поднятие (2)	Западное Верхоянье (21)
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O H ₂ O Cr ₂ O ₃ P ₂ O ₃ S Π. π. π.	49,17 1,87 13,63 2,37 10,91 0,28 6,91 8,80 2,43 1,02 0,84 0,03 0,17 0,02 2,18	46,40 1,91 14,67 2,20 10,44 0,22 6,47 9,96 1,84 0,77 2,96 — 0,18 —	42,98 1,70 14,63 5,35 9,62 0,56 4,62 10,82 1,89 0,27 4,55 3,30 0,08
Σ	100,63	99,86	100,45

^{*} В скобках указано число анализов.

Аналоги анюйского комплекса, по-видимому, имеются на Приколымском и других поднятиях Колымо-Омолонского массива, но они устанавливаются там с меньшей определенностью.

ПОЗДНЕТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ

С подводными извержениями позднетриасовой эпохи связано формирование морских вулканогенно-осадочных толщ, сложенных в большинстве своем осадочными породами и подчиненными им пирокластическими образованиями и только крайне редко — собственно лавами.

Петрографические описания пирокластических пород норийского яруса из центральных районов Колымы были даны еще в первой половине 30-х годов Л. А. Снятковым и Е. Т. Шаталовым (1933 г.). Несколько позднее Е. Т. Шаталов (1937) на основании изучения вулканогенных отложений верхнего триаса предложил классификацию пирокластических пород, которая прочно вошла в практику колымских геологов и не потеряла своего значения до настоящего времени.

Наиболее ранняя вспышка вулканизма приходится на карнийский век. Достоверные проявления карнийского вулканизма известны на Алазейском своде на Колымском массиве. По данным М. И. Терехова (1960 г.) мелкозернистые витрокристаллокластические туфы палеотипных андезитов, заключающие карнийские окаменелости, преобладают здесь над осадочными породами. В туфах помимо осколков вулканического стекла и кристаллов плагиоклаза иногда отмечаются обломки гиперстена. Общая мощность отложений невелика — около 50—100 м.

В норийский век подводная вулканическая деятельность приобрела еще больший размах. Очаги вулканизма существовали в это время на Колымо-Омолонском массиве, в Яно-Колымской, Чукотской и Охотской складчатых областях. Очень обильны пирокластические породы и сопутствующие им эффузивы в норийско-рэтских отложениях п-ова Кони

(Охотская складчатая область).

Бурнинская свита п-ова Кони, отвечающая норийскому и предположительно рэтскому ярусам верхнего триаса, слагается в основном туфами палеотипных андезитов, относительно крупнообломочными, литокластической структуры в основании свиты и тонкозернистыми преимущественно пепловыми — вверху разреза. Туфы из основания свиты, общая мощность которой оценивается в 360-400 м, связаны постепенными переходами с туфобрекчиями и содержат многочисленные угловатые обломки палеотипных андезитов. Не вполне ясно стратиграфическое положение так называемой лавовой толщи п-ова Кони. Она образована палеотипными андезитами и андезито-базальтами, а также их туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами. Мощность толщи около 220 м. В. Ф. Карпичев (1961 г.) вслед за И. И. Тучковым (1956 г.) помещает ее в основании разреза норийского яруса; Ю. М. Бычков и И. В. Полуботко (1958 г.) высказываются на этот счет менее определенно и приписывают лавовой толще позднетриасовый — раннеюрский возраст. По внешнему виду палеотипные андезиты и андезито-базальты представляют собой порфировые породы темно-серой окраски с красновато-бурыми, зелеными и фиолетовыми тонами различной интенсивности. Среди них нередки миндалекаменные разности. В гиалопилитовой или витрофировой основной массе пород содержатся вкрапленники альбитизированного плагиоклаза и цветных минералов, замещенных хлоритом.

На п-ове Кони состав продуктов извержений в течение верхнего триаса оставался преимущественно андезитовым, но в начальные этапы вулканизма, пожалуй, преобладали производные андезито-базальтовой магмы, а в заключительные этапы в результате прогрессировавшей дифференциации появлялись и представители дацитовой магмы.

В Яно-Колымской складчатой области вулканическая деятельность проявилась слабее, но охватила сравнительно большую площадь. Здесь выделяются два ареала вулканизма. Один из них охватывает современные бассейны рек Бохапчи, Оротукана и Буюнды, второй, нерезко обособленный от первого и совсем небольшой по размерам, приходится на бассейн р. Вилиги.

Очаги вулканизма в бассейнах Бохапчи, Оротукана и Буюнды, повидимому, локализовались в основном в пределах узких линейных зон, но иногда также занимали площади неправильных очертаний. Пирокла-

стические породы приурочены здесь к нижним горизонтам отложений норийского яруса и представлены туфами и туфобрекчиями палеотипных андезитов и реже андезито-базальтов, перемежающимися с туффитами, туфоконгломератами и терригенными породами с примесью пирокластического материала. Общая мощность горизонтов, сложенных в основном пирокластическими породами, редко превышает 100 м (бассейны Оротукана и Нереги), часто же она измеряется первыми десятками метров или даже еще меньшими цифрами. Грубообломочные разности пирокластических пород повсеместно встречаются в основаним норийского яруса.

Велика роль пирокластических пород в норийско-рэтских отложениях р. Вилиги. На долю туффитов и туфов палеотипных андезитов приходится здесь около половины общей мощности разреза (1000—1200 м). Среди верхненорийско-рэтских отложений, помимо туффитов и туфов палеотипных андезитов, отмечаются туфы палеотипных даци-

тов и редко туфобрекчий андезитов и дацитов.

Кроме указанных выше ареалов вулканизма, в восточной части Яно-Колымской геосинклинали имелось, по-видимому, много других кратковременных очагов извержений, с которыми связано появление в разрезах норийского яруса слоев пирокластических пород. В некоторых районах (бассейны Балыгычана, Арбутлы) среди норийских отложений наряду с туфами описываются палеотипные андезиты и базаль-

ты, эффузивное происхождение которых нельзя исключить.

Важнейшие ареалы подводных извержений в позднем триасе находились в восточной части Яно-Колымской складчатой области. К западу от 150-го меридиана имелись только спорадические очаги вулканизма. С ними связано появление маломощных горизонтов и слоев туфов палеотипных андезитов и туффитов в разрезах норийского яруса рек Кюэль-Сиены, Сибик-Тэллаха, Чай-Юрюе и др. Н. И. Ларин (1962 г.) склоняется к мысли о позднетриасовом возрасте габбро-диабазов, описанных Г. А. Кургановым (1962 г.) среди норийских отложений рек Ардахастаха и Охотики (бассейн р. Индигирки). Не доказана твердо и эффузивная природа спилитов, отмечаемых К. К. Левашовым (1960) в разрезе норийского яруса р. Туора-Юрях.

В Чукотской складчатой области проявления позднетриасового вулканизма известны только в бассейне р. Раучуа. Отсюда М. Е. Городинским и К. В. Паракецовым (1960) описаны из верхней толщи норийского яруса туфогенные песчаники, туффиты и туфы палеотипных андезитов. Собственно туфы приурочены к самим верхам разреза поздне-

го триаса.

В районах, относящихся к Колымо-Омолонскому массиву, туфы палеотипных андезитов и туффиты отмечаются в разрезах норийских отложений Алазейского свода и Яракваамского поднятия (бассейн р. Большой Анюй).

Не могут считаться вполне достоверными данные И. М. Фердмана (1959 г., 1960 г.) о наличии верхнетриасовых вулканогенных пород

в окраинной части Алданского щита, в бассейне р. Маи.

В целом норийский — рэтский вулканизм на Северо-Востоке СССР проявился локально и почти исключительно в форме массовых извержений пирокластического материала. Наиболее типичными породами, связанными с верхнетриасовым вулканизмом, являются туфы — производные андезито-базальтовой и, крайне редко, дацитовой магмы. Туфы палеотипных андезитов и андезито-базальтов — серые и темно-серые породы с характерными зелеными и голубыми оттенками разной интенсивности. По структурным признакам среди них различаются литокластические, кристаллокластические и витрокластические, в том числе

пепловые туфы; очень часто в туфах сочетаются элементы нескольких структур одновременно. Главным ингредиентом кристаллокластических туфов является альбитизированный плагиоклаз — альбит или альбитолигоклаз, но иногда также андезин и лабрадор. Относительно редко указываются обломки моноклинного пироксена и цветных минералов. нацело замещенных хлоритом. Как правило, туфы значительно изменены: по обломкам и цементу в них развиваются хлорит, эпидот, каль-

цит, серицит, альбит и другие вторичные минералы. Новую точку зрения о триасовом магматизме высказал Л. В. Фирсов (1962). По его представлениям в триасовый период на Северо-Востоке СССР проявились две тектоно-магматические одна из которых приходится на ранний средний триас, а вторая - на конец позднетриасовой эпохи и начало раннеюрской. С указанными тектоно-магматическими фазами Л. В. Фирсов связывает образование гранитов Омолонского массива, гранито-гнейсов Приколымского и Омулевского поднятий и некоторых других пород, палеозойский или даже докембрийский возраст которых надежно доказан на основании геологических соотношений. Триасовыми же он считает и фельзитовые порфиры из бассейна р. Кульпольней (Чукотская складчатая область), хотя они тесно связаны с вулканогенными обломочными породами, содержащими остатки верхнеюрских — нижнемеловых растений. Выводы Л. В. Фирсова о триасовом возрасте пород основываются почти исключительно на определениях абсолютного возраста и находятся в противоречии с геологическими данными.

Какие бы то ни было полезные ископаемые в связи с позднетриасовым вулканизмом не известны.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Вулканические и субвулканические образования

В Яно-Колымской складчатой области имеются вулканические образования триасового, юрского и мелового возраста. Триасовые эффузивы описаны в предыдущем разделе главы «Магматизм». Вулканические процессы, протекавшие в раннеюрское и среднеюрское время, нашли отражение в некоторых своеобразных особенностях соответствующих осадочных толщ Иньяли-Дебинского мегасинклинория. Настоящих туфов и лав в этих толщах не обнаружено. Большое значение они приобретают лишь в разрезах верхней юры и мела.

Позднемезозойские эффузивные, пирокластические и связанные с ними субвулканические породы изучались А. П. Васьковским, Е. Т. Шаталовым, Ф. Р. Апельциным, Й. Е. Исаковым, Т. П. Вронко, А. К. Кондратенко, А. С. Симаковым, А. П. Шпетным, К. Н. Рудичем, А. И. Семейкиным, М. Л. Гельманом, Г. М. Сосуновым, Н. В. Ичетовкиным и многими другими. Обобщающие обзоры петрографических особенностей эффузивов составлены Е. А. Соколовой (1950 г.), М. Л. Гель-

маном (1959 г.), К. Н. Рудичем (1959).

Большая часть эффузивных полей позднемезозойского приурочена к границе Яно-Колымской складчатой области и Колымо-Омолонского массива. На юго-западной границе Яно-Колымской складчатой области эффузивные и субвулканические образования этого возраста имеют гораздо меньшее значение. Они приурочены к северному ограничению Охотского массива и представлены главным образом несколькими крупными субвулканическими телами. Во внутренней части

Яно-Колымской складчатой области субвулканические тела немногочисленны, а эффузивные и пирокластические породы крайне редки. В частности, они обнаружены в сеноманских отложениях Аркагалинской впадины. Геологический возраст многих эффузивных полей еще не установлен с необходимой точностью, но среди них имеются достоверно позднеюрские и позднемеловые *. Так, например, келловейский возраст липаритов цепи Сарычева определен по фауне, найденной в сопровождающих их туфах. Оксфорд-нижневолжские ауцеллы собраны в пределах эффузивных полей от р. Индигирки на северо-западе до оз. Дарпир на юго-востоке. Сеноманские туфы (в том числе сваренные) биотитовых липаритов залегают среди угленосных отложений Аркагалинской впадины.

В настоящее время нельзя указать какие-либо надежные петрографические или петрохимические различия между позднеюрскими или позднемеловыми кислыми вулканогенными породами. Имеющиеся химические анализы как будто указывают лишь на несколько пониженное содержание калия в верхнемеловых игнимбритах. Поэтому датировка ряда вулканических полей, в которых не найдено пока органических остатков, вызывает значительные трудности и обычно связана с большей или меньшей условностью. К числу образований, возраст которых не выяснен, относятся эффузивы и связанные с ними субвулканические тела, расположенные вдоль северо-восточной границы Яно-Колымской области к юго-востоку от оз. Дарпир (до Лыглыхтахской включительно). Существенно кислый состав вулканических продуктов Яно-Колымской складчатой области, не зависящий от их возрастного положения в пределах верхнего мезозоя, по-видимому, отражает провинциальные особенности этой территории. В отличие от нее, верхнеюрские (главным образом, келловейские) эффузивы Момо-Зырянского прогиба на Колымо-Омолонском массиве имеют андезито-базальтовый состав.

Замечательную особенность позднемезозойского магматизма Яно-Колымской складчатой области представляют собой субвулканические тела кислого состава. Причем среди них, наряду с мелкими телами, присутствуют очень крупные массивы площадью до 1800 км², сложенные порфировыми кислыми породами, характеризующимися очень сла-

бо раскристаллизованной основной массой.

Вулканические и субвулканические образования на границе с Колымским массивом. Вдоль северо-восточной границы Яно-Колымской складчатой области, отчасти уже в пределах Колымского массива протягивается сплошная полоса эффузивных полей верхнеюрского и верхнемелового возраста. Эффузивные поля и сопровождающие их вулканические тела образуют здесь Уяндино-Ясачнинский вулканогенный пояс. Длина пояса около 720 км, ширина редко превосходит 50 км, составляя обычно 20—30 км. Мощность вулканогенно-осадочных толщ ** достигает 2000 м, а осадочные породы в их разрезе занимают не более 30%. В Лыглыхтахской впадине выделяются также условно верхнемеловые и палеогеновые эффузивные породы.

Строение перечисленных вулканических полей независимо от их возраста более или менее однотипно. Во всех случаях резко преобладают липариты, дациты и их туфы (в том числе сваренные); обычно в верхней части разреза появляются андезито-дациты, андезиты и ме-

и мелу Колымо-Омолонского массива.

^{*} Нижнемеловые вулканические образования в Яно-Колымской складчатой области пока не выделяются, хотя принципиально их присутствие вполне возможно.

** В главе «Стратиграфия» эти толщи описаны в разделах, посвященных юре

стами андезито-базальты и базальты. В Лыглыхтахской впадине андезито-базальты и базальты, налегающие на условно верхнемеловую кис-

лую вулканическую толщу, условно же относятся к палеогену.

Субвулканические тела, расположенные вблизи эффузивов верхнеюрского возраста, считаются также верхнеюрскими, а те из них, которые приурочены к верхнемеловым вулканическим полям, датируются поздним мелом. Верхнеюрский возраст одного из небольших субвулканических тел в районе оз. Дарпир доказан А. К. Кондратенко (1945 г.), который установил, что интрузивные липариты, слагающие это тело, прорывают часть верхнеюрской эффузивной толщи и перекрыты более молодыми ее горизонтами.

Среди верхнеюрских субвулканических образований резко выделяются два очень крупных тела — в бассейне правого притока р. Эрикит—ручья Каменистого, и в бассейне левого притока р. Момы—ручья Буордах. Площадь первого из них 300 км², а второго 1000 км². Оба тела имеют форму штоков. Они состоят главным образом из резко порфировых липаритов и дацитов. Максимальная разница в абсолютных отметках на площади Буордахского массива достигает 2000 м, однако только в глубоких речных долинах местами вскрываются гранит-порфиры и порфировидные гранитоиды, т. е. более высоко раскристаллизованные разности. С интрузивными липаритами эти породы имеют резкий контакт и прорывают их (Рудич, 1966).

Многочисленные более мелкие субвулканические тела (площадью от сотен и тысяч квадратных метров до $100 \ \kappa m^2$) сложены липаритами, липарито-дацитами и андезитами, они образуют группы небольших

лакколитов, бисмалитов и этмолитов.

Интрузивные тела андезитового состава обычно вытянуты вдоль разломов, контролирующих их размещение. Кислые субвулканические породы в большинстве образуют трубчатые тела округлого сечения; однако имеются также дайки кислого состава, некоторые из них сложены своеобразными агломератовыми липаритами и дацитами.

Некоторые тела имеют зональное строение. Одни из них сложены в центре андезитами или андезит-дацитами, а в эндоконтактовой фации обогащаются ксенокристаллами кварца. В зональных телах дру-

гого типа основность возрастает от центра к периферии.

Субвулканические тела чаще всего группируются в линейные ряды, приуроченные к ограничениям грабенов. Иногда, однако, по их расположению угадываются структуры центрального типа. По-видимому, такая структура существует в районе оз. Дарпир — верховьев р. Делянкир. В ее центре находится Делянкир-Ачмолочанское эффузивное поле с радиальными дайками агломератовых липаритов. Многочисленные тела интрузивных липаритов и гранит-порфиров, расположенные в Ачмолочанском хребте, составляют северо-восточную дугу этой структуры. Ей подчиняется также Большой Дарпирский массив гранитоидов, вытянутый в северо-западном направлении; его юго-западный и северовосточный контакты, по-видимому, наклонены на юго-запад, к центру структуры. На западной дуге расположено несколько небольших гранитных и гранит-порфировых интрузий (шток Марка и другие). Интрузивные тела, расположенные на дуговых линиях, рассечены радиальными разломами, пересекающимися в центре структуры. Диаметр этой структуры приблизительно равен 50 км. Она глубоко размыта и в целом на ее площади преобладают осадочные породы.

Возраст подробно изученных субвулканических образований горной группы Немичан (Е. Т. Шаталов, 1933 г.; М. Л. Гельман, 1955 г.; Г. М. Сосунов, 1959 г. и др.), по мнению разных исследователей, может быть верхнеюрским или верхнемеловым. По пространственному положе-

нию здесь выделяются Западно-Немичанский и Восточно-Немичанский субвулканические комплексы. Первый из них связан с кислыми эффузивами и туфами, а второй с лавами кислого, среднего и основного состава. Многочисленные интрузии Западно-Немичанского субвулканического комплекса расположены в полосе шириной в 2-2,5 км, примыкающей с юго-запада к области развития кислых покровов. Различаются интрузии дайкоподобной формы, трубкообразные тела и пластовые интрузии. Площадь выхода наиболее крупных тел не превышает 0,3 км². Отдельные дайки простираются в субширотном направлении параллельно границе развития эффузивов и прослеживаются на расстояние около 1 км, мощность их обычно измеряется первыми десятками метров, но местами увеличивается до сотен метров. Дайки либо почти вертикальные, либо круто наклонены к северу. Пластовые интрузии иногда располагаются в два этажа, имея мощность до 60 м. Все эти тела сложены однотипными липарит-дацитами, состав которых местами несколько изменяется в связи с дифференциацией, зависящей от механизма внедрения. Над пластовыми телами близко друг от друга располагаются трубки диаметром 15-20 м, сложенные плохо раскристаллизованными липарит-дацитами и окруженные брекчией вмещающих глинистых сланцев. Вероятно, трубкообразные тела фиксируют собой центры извержений, связанные с подводящими каналами трещинного типа. По отношению к основанию эффузивной толщи пластовые интрузии расположены на глубинах в 350 и 450 м, дайки не известны выше 100 м, а трубкообразные тела встречаются в интервале от 0 до 500 м.

Восточно-Немичанский субвулканический комплекс имеет кольцевое строение. В его центре находится некк дацитов с андезитами в эндоконтактах. Вокруг некка расположены по радиальным и кольцевым направлениям мелкие сложной формы тела дацитов и андезито-дацитов, а также андезито-базальтов, образующих иногда хорошо выраженные в рельефе дуговые дайки мощностью в несколько метров, падающие от центра структуры. Соотношения андезито-базальтов и андезито-дацитов очень сложны: в общем андезито-базальты моложе, но иногда обнаруживаются и обратные соотношения. В мелких периферических телах, кроме того, наблюдалось, что андезито-базальты постепенно переходят в андезито-дациты. По самой внешней дуге (радиусом в 6—7 км) и по радиусу субширотного простирания развиты мощные дайки липаритов с невадитовой структурой, наиболее молодые в составе субвулканического комплекса.

По петрографическим особенностям субвулканические и эффузивные образования близки друг к другу. Среди липаритов и липарит-дацитов по количественным соотношениям вкрапленников и основной массы, а также по особенностям текстуры и структуры выделяются несколько разновидностей. Андезиты, андезито-базальты и базальты отличаются меньшим структурным разнообразием. Все без исключения лавы имеют порфировую структуру. В них присутствуют порфировые выделения плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, кварца, ромбического и моноклинного пироксена, роговой обманки, биотита и граната. Наиболее распространены вкрапленники плагиоклаза и пироксена, причем гиперстен встречается в породах не только основного и среднего, но и кислого состава; затем следует кварц, очень обильный в кислых породах и во многих андезитах. Единичные вкрапленники граната встречаются в лавах и субвулканических телах среднего и реже кислого состава. Гранат часто идиоморфен по отношению к плагиоклазу и другим главным породообразующим минералам. Калинатровый полевой шпат обнаруживается не только в липаритах, но и в андезитах. В целом этот минерал не очень обилен, и часто вкрапленники его в породах отсутствуют (в том числе в некоторых липаритах). Роговая обманка встречена только в покровах из Делянкир-Ачмолочанского поля и в некоторых субвулканических интрузиях бассейна р. Индигирки. Биотит особенно обилен в мелких субвулканических интрузиях. Количество этого минерала очень невелико в покровах и в таких крупных субвулканических интрузиях, как Буордахский массив. Биотит всегда обнаруживает реакционные отношения с гранатом и пироксеном.

Основная масса кислых пород обычно имеет фельзитовую или, в случае более высокой кристалличности, микропойкилитовую, а иногда микросферолитовую структуру. Последняя особенно характерна для некоторых липаритов Лыглыхтахской впадины. В более основных породах обычна микролитовая структура с мелкими лейстами, погруженными в хлоритизированное стекло, широко распространены также пилотакситовая и интерсертальная структуры. Особого упоминания заслуживают миндалекаменные текстуры, наиболее обычные в базальтах, андезито-базальтах, а также в некоторых дацитах и более основных породах как из покровов, так и из субвулканических интрузий.

Степень вторичных изменений эффузивов меняется от одного покрова к другому и особенно велика в зонах кольцевых разломов, окон-

туривающих субвулканические комплексы центрального типа.

Плагиоклаз в кислых породах обычно альбитизирован или значительно деанортитизирован. Как в кислых породах, так и в андезитах обнаруживаются, однако, неизмененные вкрапленники зонального строения с лабрадором № 60—65 в ядре и с андезином или андезин-лабрадором в кайме.

В кислых субвулканических породах из района оз. Дарпир иногда отмечается дополнительная кайма альбит-олигоклаза. Плагиоклаз нередко серицитизирован, иногда замещается кальцитом и довольно часто по трещинкам — двупреломляющим цеолитом. Нередко даже в туфах плагиоклаз имеет антипертитовое строение.

Калинатровый полевой шпат является анортоклазом, как правило, пертитового строения; чаще всего пертиты наблюдаются в субвулкани-

ческих породах, но они бывают в лавах и туфах.

Пироксен представлен как гиперстеном, так и авгитом; отмечается также пижонитовый авгит. Как правило, кристаллы пироксена замещены хлоритом или сапонитом.

Вкрапленники граната хорошо образованы, но часто по краям значительно оплавлены или разрушены. Химическим анализом установлено, что гранат имеет существенно альмандиновый состав (около 65%) с примесью пироповой, гроссуляровой и спессартиновой молекул.

Роговая обманка встречается сравнительно редко, но обильна в некоторых дацитах, особенно в субвулканических. Отмечены буровато-коричневая обыкновенная роговая обманка и чаще бледнозеленая актинолитового типа.

Биотит образует пластинчатые кристаллы, обычно хлоритизирован. Химический состав интрузивных липаритов и андезито-дацитов приведен в табл. 3:

Субвулканические и вулканические образования на границе с Охотским массивом. К числу субвулканических образований относится дацитовый массив центральной части хр. Сарычева, подробно изученный К. Н. Рудичем (1959), субвулканические массивы верховьев р. Юдомы (Верхне-Сунтарский, Верхне-Эмкырчанский и Верхне-Аллахский) и другие более мелкие тела.

Перечисленные выше массивы обладают очень крупными размерами. Субвулканический дацитовый массив, приуроченный к кольцевой

структуре хр. Сарычева, представляет собой единое тело, занимающее площадь 1800 κm^2 при длине около 100 κm и ширине до 40 κm . Верхне-Эмкырчанский и Верхне-Аллахский субвулканические массивы, расположенные в районе Тыры-Юдомского водораздела, имеют площади соответственно равные 450 и 600 κm^2 .

Все указанные массивы обнаруживают большое сходство с вулканическими структурами центрального типа и сопровождаются покровными эффузивами, окаймляющими их в виде сравнительно узких полос.

В хр. Сарычева эффузивы, в основании которых залегает горизонт туфогенных песчаников с келловейской фауной, образуют несколько изолированных полей, расположенных по периферии дацитового массива. Эффузивы заполняют, по К. Н. Рудичу (1959), грабены, ограниченные полукольцевыми разломами, обращенными выпуклыми сторонами от массива. В пределах юго-западного более крупного грабена эффузивы представлены липаритами, фельзолипаритами и их туфами, суммарная мощность которых составляет около 700 м. Сравнительно меньшим распространением пользуются эффузивы, связанные со вторым, северовосточным грабеном, соответствующие по составу андезитам и андезито-дацитам.

В районе Верхне-Эмкырчанского массива эффузивы образуют синклинальную структуру, наложенную на дислоцированные отложения лейаса, триаса и перми. Вулканогенная толща в нижней части разреза представлена породами среднего состава, мощность которых достигает местами 600 м. Выше лежат липариты, липарит-дациты и кислые вулканокластические породы мощностью 100—400 м. Центральная часть структуры занята однородными, не стратифицирующимися липарита-

ми, слагающими субвулканический массив.

Южнее узкие изолированные поля эффузивов среднего и кислого состава окаймляют Верхне-Аллахский массив. В бассейне р. Винто-Халыи они перекрыты толщей пестроцветных вулканокластических пород преимущественно кислого состава, которая условно относится к верхнему мелу. Аналогичное соотношение с покровными эффузивами имеет Верхне-Сунтарский массив (рис. 4).

В целом излияния эффузивов предшествовали формированию субвулканических массивов, но разрыв во времени был, по-видимому, незначительным, и в отдельных случаях субвулканические образования обнаруживают тесную связь с верхними членами вулканогенных толщ. В эндоконтактовой зоне субвулканических массивов отмечается опаци-

тизация темноцветных минералов.

Субвулканические массивы сложены кислыми порфировыми породами, сходными по облику и петрографическому составу с соответствующими образованиями покровов. Все массивы имеют однотипное строение. Контактовые поверхности в большинстве случаев наклонены к центру массивов, указывая на этмолитообразную и гарполитообразную форму субвулканических тел, выполняющих ядра синклинальных структур. По объему излившиеся породы резко уступают субвулканическим образованиям, занимая площадь, равную от 1/10 до 4/10 площади субвулканических тел. По размерам эти структуры соизмеримы с известными крупными кальдерами проседания и своим происхождением, по-видимому, обязаны тем же процессам, которые приводят к образованию кальдер.

Во внутренней части субвулканических массивов небольшую площадь (от 2 до 15%) занимают мелкие тела гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров. По химическому составу интрузивные дациты и гранодиорит-порфиры очень близки между собой (см. табл. 3). Гранитпорфиры и гранодиорит-порфиры слагают дайки, пологие тела и



Рис. 4. Схематическая карта Тыры-Юдомского водораздела. По Н. В. Ичетовкину, 1960 г. 1—условно верхнемеловые, преимущественно кислые вулканокластические образования; 2—3—условно нижнемеловые — верхнеюрские вулканогенные образования (2—кислого состава, 3—среднего состава); 4—6—Верхне-Эмкырчанский массив (4—неперекристаллизованные липариты, 5—перекристаллизованные липариты, 5—перекристаллизованные липариты, 6—гранит-порфиры); 7—8—Верхне-Аллахский массив (7—кварцевые монцонит-порфиры, 8—гранодиорит-порфиры); 9—граниты; 10—гранодиориты; 11—осадочные породы раннеюрского, триасового и пермского возраста; 12—разломы

небольшие сложные штоки, достигающие (в плане) 15—20 км². Пластовые тела и штоки приурочены обычно к центральным частям массивов; дайки выполняют разломы в экзоконтактах крупных субвулканических тел. С липаритами, дацитами гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры имеют обычно ясно выраженные интрузивные контакты и иногда (Верхне-Эмкырчанский массив) метаморфизуют их.

Л. В. Фирсовым было выполнено девять определений абсолютного возраста субвулканических образований из указанных выше массивов,

которые в среднем дают цифру 134 ± 12 млн. лет.

Таблица 3 Химический состав некоторых вулканических и субвулканических пород Яно-Колымской складчатой области

	Вулканические образования							Субвулканические образования						
		кнеюр- кие	Верхне- меловые		Район Верхнеаллах ского массива			Дарпир;	(р-н оз.	Xp. Ca	рычева	Верхнеаллах- ский массив		
Компо- ненты	Липарит (р-н оз. Дарпир)	Липарит (хр.: Сарычева)	Игнимбрит (Аркагала)	Игнимбрит (Аркагала)	Липарит	Дацит	Андезит	Липарит (р-н оз.) средний состав)	Андезито-дацит (р Урультун)	Дацит (средний состав)	Гранодиорит-пор- фир (средний состав)	Кварцевый мон- цонит-порфир	Гранодиорит-пор- фир	
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO MnO CaO MgO Na ₂ O K ₂ O	72,33 0,26 12,86 0,32 3,33 0,06 1,45 0,58 2,92 4,10	76,18 0,15 11,95 0,10 1,85 0,01 0,24 0,26 2,92 4,08	70,73 0,35 15,10 1,45 0,61 0,02 1,03 0,49 3,33 1,44	69,73 0,17 11,40 0,31 0,07 - 0,44 0,28 4,30 1,71	73,20 0,21 13,68 0,48 1,66 - 1,23 0,21 3,21 5,08	65,60 0,48 16,67 0,70 3,50 0,06 3,26 1,18 3,58 3,75	56,09 1,01 18,75 2,03 4,62 0,14 6,55 3,88 3,06 1,50	70,36 0,28 14,97 0,58 3,03 0,04 2,09 0,52 2,92 3,87	59,94 0,93 16,69 0,64 6,21 0,10 4,80 2,40 2,70 2,66	65,07 0,64 16,07 1,25 4,30 0,07 2,92 1,45 3,35 3,52	66,57 0,57 16,51 1,71 3,03 0,04 2,66 1,06 3,34 3,66	66,00 0,47 16,90 0,68 3,16 0,07 3,44 1,27 3,31 3,73	64,70 0,45 17,30 1,06 3,66 0,06 3,55 1,39 2,60 4,47	
Σ	98,21	97,74	94,55	88,41	98,96	98,78	97,63	98,66	97,07	98,64	99,15	99,03	99,24	

Малые интрузии

Малые интрузии (дайки и небольшие тела более сложной формы) были подробно изучены при полевых работах Е. Г. Шаталова и П. И. Скорнякова в 1933 г. и впервые как самостоятельный магматический комплекс тогда же были выделены Ю. А. Бибилиным в верховьях рек Колымы и Индигирки. Первое обобщение по этому вопросу принадлежит А. П. Васьковскому (1936), который описал петрографию и геологию малых интрузий Колымского приискового района, подчеркивая при этом их специфическую приуроченность к золоторудным полям. В более поздней статье Ю. А. Билибин (1937) специально обратил внимание на самостоятельность малых интрузий и указал, что золотые руды по возрасту, географическому и структурному положению ближе к малым интрузиям, чем к крупным гранитным телам. В связи с этим дайки и малые интрузии в бассейнах Колымы и Индигирки картировались самым тщательным образом. При этом использовалась классификация, предложенная А. П. Васьковским. Она была выработана при изучении гидротермально метаморфизованных дайковых пород и поэтому включает почти только одни измененные типы.

А. Кварцевые альбитовые порфиры.

Б. Кварцевые альбит-ортоклазовые порфиры.

В. Кварцсодержащие альбитовые и альбит-ортоклазовые порфиры, являющиеся разновидностью первых двух групп пород, отличающиеся лишь отсутствием вкрапленников кварца, но содержащие его в основной массе.

Г. Бескварцевые альбитовые порфиры.

Д. Роговообманковые кварцевые порфириты; авгит-роговообманковые лабрадоровые порфириты.

Е. Разложенные порфириты с интерсертальной и гиалопилитовой

основной массой.

Первые четыре группы этой классификации составляют «кислые жильные породы», а две последние — «основные». В практике картирования возникла необходимость выделять, кроме того, «адиагностические порфириты», в тех случаях, когда по единичному шлифу не удавалось сколько-нибудь точно установить первичную природу дайки.

А. П. Васьковский показал, что неизмененные гранит-порфиры являются жильной фацией гранитных массивов и не встречаются в пределах золоторудных полей; это положение стало общепринятым, и дайки часто разделялись на догранитные и послегранитные только по степени послематматических изменений. Во многих случаях, однако, такое разделение было обосновано реально наблюдавшимися пересечениями или чаще явлениями контактового метаморфизма даек в ореолах гранитных интрузий. Жильные апофизы гранитов рассматривались как сингранитные дайки. Геологосъемочными и геологоразведочными партиями было получено много данных о пересечениях даек различного состава друг с другом. В частности, следует отметить исследования В. А. Соколовского, который в 1942 г. попытался, основываясь на различном отношении даек к нескольким небольшим гранитоидным телам, наметить последовательность магматизма в междуречье Дебина и Сусумана.

Исследования геологии и петрографии малых интрузий в верхнем течении р. Индигирки, проведенные в 1941—1947 гг. Ф. Р. Апельциным, легли в основу его последующих специальных монографий. Последние из них (1957, 1959а) представляют собой обобщенное описание развития магматизма в южной части Яно-Колымской области. Ф. Р. Апельцин считает, что на всей территории Яно-Колымской складчатой области имеются гранитоидные массивы колымского (верхнеюрского) охотского (раннемелового) комплексов. Малые интрузии разделяются на шесть формаций: первые две образовались до колымских гранитов, третья - одновременно с ними, четвертая до охотских гранитоидов, пятая —одновременно с ними, а шестая после них. Первые две формации комагматичны с позднеюрскими эффузивами, четвертая — с меловыми эффузивами. Каждая из формаций образовалась в особый момент общей структурной эволюции Яно-Колымской складчатой области от предскладчатого этапа до этапа развития разломов, простирание которых не зависит от простирания складчатых структур. Каждая формация имеет сложный состав, но в общем намечается трехкратная смена кислых пород средними и основными, причем в наиболее поздних формациях основного состава заметное место принадлежит лампрофирам. Ф. Р. Апельцин подчеркивает известный антагонизм между малыми интрузиями и крупными гранитоидными массивами, указывая на то, что они не образуются в одно и то же время в одной и той же структурной

Кроме Ф. Р. Апельцина, специальные тематические работы, посвященные малым интрузиям, проводили К. Н. Рудич, А. П. Васьковский,

- И. Р. Якушев, Р. П. Петров, А. И. Донцов, И. П. Васецкий, М. Л. Гельман. Ими установлена последовательность внедрения малых интрузий в бассейне р. Берелех и р. Индигирки, на правобережье р. Колымы, изучены закономерности размещения малых интрузий, доказана их связь с эффузивами и исследован характер этой связи. О возрасте и форме малых интрузий много ценных данных получено П. И. Скорняковым при изучении золоторудных месторождений, размещенных в дайках.
- В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталов (1958б) описывают зоны массового развития даек как глубинные разломы, более ранние, чем глубинные разломы, вдоль которых размещаются гранитные интрузии. До этого конкретные примеры строения дайковых свит, рассматривающихся как некоторое геологическое целое, приводили Ф. Р. Апельцин и М. Л. Гельман.

Возрастные соотношения малых интрузий с гранитными массивами и с эффузивами. В настоящее время относительно более древние дайки установлены в контактовых ореолах очень многих гранитных массивов (табл. 4). Среди последних имеются сравнительно небольшие тела, например, массив Мяунджа или Сулухачанский шток, но есть также крупнейшие гранитные массивы колымского типа — Большой Анначагский, Оханджинский, Негаяхский. В числе массивов, с которыми установлены взаимоотношения малых интрузий, есть сложно построенные интрузивы адамеллитового состава с несколько более древней гранодиоритовой и кварцево-диоритовой фацией (Морджот, Хатыннах, Басугунья). Верхнеоротуканский и Сулухачанский массивы и массив Улахан имеют абсолютный возраст 95—105 млн. лет и по этим данным могут быть отнесены к самым молодым в Яно-Колымской складчатой области. Другие массивы, около которых известны более древние дайки, соответствуют более ранней группе (первые фазы Хатыннахского массива — 130 млн. лет). Наконец, граниты южной части Большого Анначагского массива, граниты Оханджинского массива, рассекающие и метаморфизующие дайки кислого и среднего состава, принадлежат к наиболее древней группе мезозойских гранитоидов (150-160 млн. лет).

Таблица 4 Состав некоторых догранитных даек Яно-Колымской складчатой области

Типы жильных пород метаморфизованных Название гранитного массива в контактовом ореоле массива Порфириты, гранодиорит-порфиры, кварцевые Среднебуюндинский порфиры, кварцевые диориты Кварцевые порфиры, кварцевые порфириты Сулухачанский Диоритовый порфирит Столовый Кварцевые габбро, кварцевые габбро-диори-Басугунья ты, кварцевые андезиты Интрузивный андезит Хатыннахский Интрузивные дациты, липариты Оханджинский и андезиты Кварцево-альбитовый порфир Большой Анначаг Кварцевые порфиры с андалузитом, мелано-Морджот кратовые и кварцевые габбро, габбро-диориты, андезито-базальты, порфириты и роговообманковые андезиты, кварцевые трахиты Различные дайки кислого и среднего состава Буркандинский Дайки кислого и среднего состава Сибердикский (молодая фаза) Дайки кислого состава Большой Чалбыканский

Наконец, в числе гранитоидов, около которых обнаружены более древние дайки, имеются массивы и резко дискордантные относительно складчатых структур (Столовый) и почти идеально конформные — Морджот, Оханджа. Как отметил еще А. П. Васьковский, тесно связанные с гранитами и рассекающие их в самых разных массивах аплиты, мелкозернистые граниты, гранит-порфиры и другие подобные дайки вдали от гранитных массивов не встречаются. Поэтому все широко распространенные типы даек считаются догранитными. В очень многих случаях они прорывают среднеюрские отложения, а нередко и нижние горизонты верхнеюрских.

В связи с этим уже на первых этапах исследования Е. Т. Шаталов и другие высказали мысль об одновозрастности малых интрузий и верхнеюрских эффузивов, также догранитных (Устиев, 1949). В дальнейшем переходы от малых интрузий к субвулканическим образованиям были показаны на ряде примеров Ф. Р. Апельциным (1955) и М. Л. Гельманом. Один из этих примеров относится к Лыглыхтахской впадине, выполненной, в частности, различными эффузивами, самые древние из которых определенно верхнеюрские, а более молодые условно считаются верхнемеловыми и палеогеновыми (но иногда и их относят к верхней юре). По мере приближения к эффузивным полям Лыглыхтахского грабена размеры малых интрузий, прорывающих доверхнеюрские отложения, уменьшаются, а форма их все более прихотливым образом приспосабливается к трещиноватости вмещающих пород; текстуры в малых интрузивных телах становятся миндалекаменными и флюидальными, а породы в целом приобретают субвулканический облик.

Второй пример относится к малым интрузиям долины р. Дебин. В ее среднем течении с короткими дайками кислого состава тесно связаны интрузивные тела, в плане имеющие изометричную форму. К северо-западу они сменяются очень протяженными дайками с плоскопараллельными крутыми контактами. Еще дальше на северо-запад дайки переходят в небольшие вытянутые штоки, а затем сменяются группой лакколитов и далее, в истоках рек Дебина и Мылги — эффузивами.

Наконец, примером структурной связи малых интрузий и пород вулканического происхождения являются «поперечные» дайки верхнего течения р. Индигирки, четко связанные с продолжением глубинного разлома, на котором расположены эффузивы и субвулканические тела кр. Сарычева, а также Нельканский, Право-Нерский и другие гранитные массивы.

На основании этих данных большинство малых интрузий Яно-Колымской складчатой области принято считать верхнеюрскими, соответственно с возрастом значительной части эффузивов Яно-Колымской складчатой области. Однако это заключение требует нескольких оговорок. Во-первых, в 1959 г. в бассейне р. Артык Ю. М. Бычков обнаружил в среднеюрской толще редкую гальку жильных пород, подобных измененным диоритовым порфиритам и кварцевым порфирам типичных малых интрузий. Это может указывать на присутствие доверхнеюрских малых интрузий. Во-вторых, на северо-восточной окраине Яно-Колымской складчатой области, кроме верхнеюрских, по-видимому, широко распространены также верхнемеловые эффузивы кислого и среднего состава. Сеноманские сваренные туфы липаритов имеются и во внутренней части Яно-Колымской складчатой области, в Аркагалинской впадине. Некоторые из малых интрузий, вероятно, комагматичны с этими эффузивами и имеют позднемеловой возраст. Возможны и раннемеловые малые интрузии. Например, Г. М. Сосунов (1962 г.) ранним мелом датирует крупную свиту даек диоритовых порфиритов, кварцевых диоритовых порфиритов, микродиоритов и сиенит-диоритов в истоках р. Сеймчан. В третьих, позднеюрская вулканическая деятельность на северо-восточной окраине Яно-Колымской складчатой области и в районе хр. Сарычева, судя по наблюдениям К. Н. Рудича, начинается в разное время. Поэтому наиболее ранние малые интрузии кислого состава из района р. Индигирки, которые сопоставляются с приуроченными к той же структуре бат-келловейскими липаритами цепи Сарычева, должны быть древнее, чем кислые дайки из бассейна р. Дебин, соответствующие, вероятно, оксфорд-кимериджским или более молодым вулканогенным породам района оз. Дарпир. В четвертых, в южной части Яно-Колымской складчатой области кроме обычных жильных аплитов и гранит-порфиров очень широко распространены роговообманковые и биотит-роговообманковые гранодиорит-порфиры, дациты и липарит-дациты нередко с обильными выделениями тонкочешуйчатого биотита в основной массе, более поздние, чем гранитные массивы. Эти породы рассекаются еще более поздними долеритами, базальтами, диоритовыми порфиритами. Такая последовательность послегранитных даек установлена Н. В. Ичетовкиным, В. Н. Липатовым и Г. Е. Некрасовым в Сибердикском массиве, массиве Большой Анначаг, Тыэллахском массиве. Дайки подобного типа описаны также в Морджотском массиве (К. Н. Рудич, 1960), в некоторых массивах из бассейна р. Бохапчи (Б. И. Мальков, 1962 г.), в массивах Утинского ряда (И. Р. Якушев, 1953 г.). Севернее Морджотского и Хатыннахского массивов послегранитные дайки отмечены реже. В южной части Яно-Колымской складчатой области распространение послегранитных даек иногда ограничивается гранитными массивами и их контактовыми ореолами ский массив), а иногда дайки гранодиорит-порфиров протягиваются в виде свит, подобных догранитным. Эти обстоятельства заставляют подходить с большой осторожностью к попыткам установления общей для всей Яно-Колымской области последовательности развития малых интрузий, основанным на пересечениях даек, наблюдавшихся в далеко отстоящих друг от друга районах, и принуждает выделить более естественные группы малых интрузий, связанные единым развитием и общностью структуры, к которой они приурочены.

Свиты и поля малых интрузий. Свитами малых интрузий принято называть группы даек, иногда связанных с небольшими интрузивными телами иной формы и располагающихся параллельно друг к другу в какой-нибудь сравнительно узкой и протяженной зоне. Полями малых интрузий называют области концентрации многочисленных разнообразных по составу и различно ориентированных даек, среди которых присутствуют также и более сложные тела. Свиты и поля малых интрузий распределяются закономерным образом. Свиты протягиваются главным образом вдоль южной и юго-западной границ Колымского массива; в пределах Аян-Юряхского антиклинория свиты даек вытянуты вдоль многочисленных секущих его разломов северо-западного простирания. Поля малых интрузий располагаются в бассейне р. Берелех — в наиболее широкой части Иньяли-Дебинского мегасинклинория.

Северо-восточная граница всего пояса малых интрузий определяется выходами палеозойских отложений, в области развития которых дайки единичны и всегда приурочены к полям позднемезозойских эффузивов. Юго-западная граница широкого распространения даек и малых интрузий менее определенная: дайки, хотя и более редкие, чем в Иньяли-Дебинском мегасинклинории, известны и в пределах Адыча-Детринского мегантиклинория, главным образом в Аян-Юряхском антиклинории и особенно вдоль его юго-западной границы. Восточная граница пояса малых интрузий довольно точно совпадает с восточной границей Адыча-Бохапчинской зоны. Северо-западная граница малых

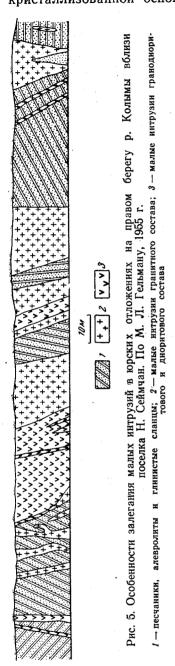
интрузий менее изучена, но западнее долины Индигирки их гораздо меньше, чем, например, в бассейне Берелеха. Здесь прослеживается свита даек, следующая вдоль границы Эльги-Кулинской и Адыча-Бохапчинской зон. Немногочисленные догранитные дайки И. Я. Некрасов (1962) показывает в северной части Тас-Хаяхтахского хребта и в хр. Полоусном, подчеркивая, что здесь они четко отличаются от субвулка

нических тел юрского и мелового возраста. Как выяснено М. П. Крутоус в 1962 г. для бассейна р. Берелех, в полях малых интрузий нельзя указать преобладающее простирание или направление вытянутости интрузивных тел, что и заставляет выделять поля малых интрузий как особый тип их размещения наряду с более часто упоминаемыми в литературе свитами даек. Не очень ясно проявляются также системы пересекающихся разломов, которые контролировали бы размещение всех отдельных групп малых интрузий внутри поля. Тем не менее В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталов (1958) считают, что все малые интрузии представляют собой крутопадающие дайки и что их размещение контролируется крутопадающими разломами, каждый из которых в виде зон повышенной трещиноватости рассекает верхоянский комплекс на всю его мощность. Опираясь на геометрию распределения малых интрузий, они выделяют четыре продольные по отношению к складчатости полосы даек (зоны разрывов): Иньяли-Дебинскую, следующую вдоль юго-западного края Колымского массива; Чай-Урьинскую, приуроченную к северо-восточному крылу Аян-Уряхского антиклинория; а также Тенькинскую и Тарыно-Эльгинскую, в которых, впрочем, даек очень немного, а преобладают кварцевые жилы. Кроме того, они намечают более короткие поперечные полосы в бассейне р. Индигирки и в районе горы Морджот — р. Уюнку (бассейн р. Берелеха). Слиянием Иньяли-Дебинской и Чай-Урьинской зон разломов с образованием единой зоны шириной 80 км и проявлением здесь же поперечной полосы Морджот-Уюнку и объясняют В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталов обилие малых интрузий в бассейне р. Берелеха и те особенности их геологии, которые заставляют насвыделять здесь поля малых интрузий. Появление таких полей, с нашей точки зрения, объясняется особенностью механизма интрузии гранитоидных магм в сложно дислоцированный песчано-сланцевый верхоянский комплекс и использованием при этом различных маломощных зон проницаемости. В то же время протяженные свиты даек действительно приурочены к разломам, которые во многих случаях доказываются изменением мощности и литологии осадочных толщ, но очень редко проявляются в виде картируемых на поверхности разрывных нарушений.

Среднекано-штурмовская свита малых интрузий объединяет большинство интрузивных тел, размещенных в юго-восточной части Иньяли-Дебинского мегасинклинория. Наибольшее сгущение примерно параллельных даек отмечено на Среднекано-Буюндинском междуречье. Здесь при пересечении свиты вкрест простирания на каждом погонном километре можно встретить 1—2 дайки. Площадь распространения даек этой свиты имеет ширину около 30 км и длину 125 км.

На левом берегу Среднекана свита разделяется на две ветви. Северная ветвь проходит через излучины р. Колымы по направлению к Лыглыхтахской впадине. Вблизи устья р. Среднекан, в участке, наиболее удаленном от эффузивов Лыглыхтахского грабена, длина даек измеряется сотнями метров; нередко они расположены кулисообразно. Дайки приурочены к веерообразным трещинам в небольших антиклиналях и синклиналях и поэтому имеют различное падение. Вблизи осевых поверхностей складок дайки соединяются друг с другом, образуя более мощные тела. Мощность даек колеблется от нескольких метров

до первых десятков метров (рис. 5). Нередко в наиболее мощных из них содержатся прожилки со сходным составом, но с очень слабо раскристаллизованной основной массой; подобные прожилки никогда не



выходят за пределы вмещающей их дайки и таким образом являются своеобразной жильной серией малой интрузии. Встречаются также сложные дайки, выполненные близкими по составу горными породами. Текстуры дайковых пород, как правило, массивные. В 25 км западнее, в районе больших излучин р. Колымы, мощность даек не превышает обычно 10-12 м, и чаще всего измеряется 1-5 м. Дайки приурочены к трещинам сложной морфологии и представляют собой неправильные тела, часто выклинивающиеся как по падению, так и в направлении восстания. Очень часто наблюдается ветвление или, наоборот, соединение отдельных даек. В интрузивных дацитах и андезито-дацитах появляются миндалекаменные текстуры, структура этих пород резко порфировая, основная масса гиалопилитовая, иногда фельзитодацитовая. Нередки интрузивные брекчии, составленные тонкими плитчатыми выколками (вдоль трещин кливажа) глинистого сланца, не изменившего своего залегания и сцементированного тончайшими прожилкаподчеркнуто дацита. Kaĸ было Т. Шаталовым в 1933 г., все отмеченные признаки сближают эти тела с субвулканическими породами.

Южная ветвь среднекано-штурмовской свиты малых интрузий проходит вдоль междуречья Среднекана и Колымы на ее левый берег в бассейн р. Мылги; эта ветвь целиком расположена примерно в осевой зоне Иньяли-Дебинского мегасинклинория. В отличие от северной ветви формы даек здесь более однообразны. Лишь их средняя длина последовательно увеличивается от нескольких сотен метров на востоке до нескольких километров

в западной части территории.

Большинство даек среднекано-штурмовской свиты сложено породами среднего и кислого состава: разнообразными диоритовыми порфиритами, интрузивными андезитами, андезито-базальтами, андезито-дацитами, дацитами, липаритами. Очень характерны, кроме того, неправильные штоки относительно более молодых кислых пород, расположенные один за другим на продолжении гранитоидов Утин-

ского ряда. Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры центральной части этих штоков окружаются диоритами, сиенитами или меланократовыми биотит-роговообманковыми породами такситового сложения. Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры имеют резкие границы с эндоконтактовой зоной штока и иногда нацело ее срезают. Ширина эндоконтактовой зоны обычно равна нескольким метрам, но иногда она сопровожда-

ется вытянутыми апофизами, очень похожими на более древние дайки дацитов. Меланократовые породы эндоконтактовой зоны только крупнозернистой структурой отличаются от жильных лампрофиров. Площади выходов гранитоидов не превышают, как правило, первых десятков квадратных километров. По особенностям строения они напоминают более крупные интрузии Утинского ряда с их сложно построенной приконтактовой зоной, в которой И. Р. Якушев (1953 г.) различает апикальную и субапикальную фации, сложенные породами повышенной основности. В среднекано-шгурмовской свите установлена следующая последовательность становления горных пород: 1) липариты, дациты, андезито-дациты и андезиты; 2) андезито-базальты; 3) гранит-порфиры и их эндоконтактовые фации. Более сложное чередование пород этого состава отмечает И. Р. Якушев вблизи массивов Утинского ряда. Характерно, кроме того, постепенное замещение пироксеновых андезитов и диоритовых порфиритов роговообманковыми по мере движения на восток.

Дебинская свита малых интрузий. Эта свита объединяет небольшое число интрузивных тел, расположенных в пределах осевой части антиклинального поднятия на правом берегу р. Дебин. Тела различной формы расположены закономерно. В северной части свиты преобладает северо-западное простирание даек, в южной — меридиональное и запад-северо-западное. Изменение простирания происходит вблизи так называемого Бурхалинского интрузива. Этот очень небольшой массив имеет трубкообразную форму (бисмалит) и эллиптическое сечение с длинной осью, ориентированной на северо-запад.

Дайки, расположенные по обе стороны от бисмалита, иногда тупо, иногда разделяясь на несколько менее мощных тел, выклиниваются. При этом южные и северные дайки пальцеобразно заходят друг за друга. Дайки и бисмалит сложены приблизительно одинаковыми по основности породами. Структура даек, расположенных в контактовом ореоле бисмалита на разных расстояниях от него, различна: по мере удаления от бисмалита независимо от мощности отдельных тел понижается степень кристалличности основной массы даек. Эти соотношения указывают на одновременность образования даек и бисмалита. Юго-восточная ветвь дебинской свиты сравнительно короткая и состоит из нескольких даек, прослеживаясь в общем на 25 км. Южная более протяженная. Составляющие ее дайки простираются вдоль западного контакта гранитного массива Большой Анначаг и в нескольких местах пересекаются и метаморфизуются гранитами. Северная (северо-западная) ветвь изучена лучше. Вблизи Бурхалинского бисмалита её составляют короткие и довольно мощные дайки (несколько метров). Далее такие дайки связаны с интрузивами «Эфка» и «Неуместный», для которых можно предполагать форму гарполита. Еще дальше появляются выдержанные протяженные дайки длиной до 34 *км* и мощностью в несколько метров. В верхней части долины р. Дебин они сменяются группами штокоподобных тел.

Для дебинской свиты характерно исключительное однообразие резко преобладающих в ее составе кварцевых порфиров. Однако включения одних кислых пород в других указывают скорее всего на длительность становления свиты. Дайки, будучи приуроченными к разрывным нарушениям, очевидно, формировались одновременно с возникновением самого разрыва. При этом предполагается, что подвижки продолжались от начального момента инъекции до периода гидротермального изменения дайки включительно.

Дебинская свита малых интрузий приурочена к той же геологической структуре, что и крупнейшие гранитные массивы — Оханджа,

Зак. 1016

Чьорго, Большой Анначаг. В вещественном составе кварцевых порфиров дебинской свиты и гранитов, слагающих перечисленные массивы, имеется много сходных особенностей, указывающих на их генетическое родство. К таким особенностям относятся весьма кислый состав пород. одинаковые соотношения щелочей и фемических компонентов, некоторые общие черты характера послемагматического метасоматоза, ассоциации наиболее ранних минеральных выделений (плагиоклаз одинаковых номеров, калинатровый полевой шпат с большим количеством натрия, кварц и гранат).

Индигирское поле малых интрузий, изученное главным образом Н. Е. Кругом, Ф. Р. Апельциным и И. П. Васецким, расположено между Нельканским гранитным массивом и массивом Порожной цепи. Главную роль в этом поле играют дайки, простирающиеся на север, иногда с отклонениями на 10—15° в обе стороны. Меридиональный поперечник поля около 60 км, его максимальная ширина около 75 км. Внутри поля дайки собраны группами, которые в работах Ф. Р. Апельцина, И. П. Васецкого и других геологов получили название самостоятельных свит. Обособленные дайки встречаются реже. В группах концентрируется от 5 до 15 даек, как правило, одного состава. Напротив, дайки разного состава имеют относительно разный возраст и собраны в разные группы. В строении групп даек нередко отмечается кулисообразное расположение. Большинство меридиональных даек представляет собой круго наклонные плитообразные тела мощностью 5—10. очень редко 30-50 м. По простиранию дайки довольно быстро выклиниваются, местами разделяясь при этом на несколько тел. Морфологические особенности даек устойчивы в широком интервале глубин: разность гипсометрических уровней, на которых наблюдались дайки, достигает 600-700 м; строение поля одинаково как в области вития юрских песчаников, так и среди верхнетриасовых сланцев и песчаников. По-видимому, выдержанность морфологии даек связана со структурной и литологической однородностью верхоянского комплекса.

Так как в Индигирском поле резко преобладают меридиональные простирания даек, а их группы кулисообразно подставляют друг друга, В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталов (1958) говорят об Индигирской поперечной свите даек, расположенной на обоих берегах р. Индигирки и имеющей ширину 10 (а не 75) км.

По отношениям с небольшими гранитоидными телами И. П. Васецкий и Ф. Р. Апельцин устанавливают следующую последовательность изверженных пород (от древних к молодым): 1) дайки сильно измененных диоритовых порфиритов, порфиритов и кварцевых порфиритов, микропойкилитовых, микропегматитовых и сферолитовых дацитов; 2) небольшие тела плагиогранитов (Хамсыкские штоки); 3) дайки амфиболово-биотитовых диоритовых порфиритов, кварцевых диоритовых порфиритов и спессартитов; 4) Тюбеляхская интрузия роговообманковобиотитовых гранодиоритов с локально развитой краевой фацией более ранних диоритов; 5) дайки кислого состава: мелкозернистые гранодиориты, гранодиорит-порфиры и микрограниты, аплитовые и пегматитовые жилы, гранит-порфиры и кварцевые порфиры; 6) биотитовые и двуслюдяные траниты Порожной цепи.

Из даек кислого состава гранит-порфиры и кварцевые порфиры образуют группы меридионального простирания, выходящие за пределы гранитоидных штоков. Все остальные разновидности представляют собой жильную серию гранитоидов, связанную с процессами их становления, что особенно хорошо видно на примере микрогранитов, аплитовых и пегматитовых жил, которые встречаются в Тюбеляхской интрузии и в Хамсыкских штоках, но совершенно отсутствуют за пределами их контактовых ореолов. Гранодиорит-порфиры и мелкозернистые гранодиориты тесно сопряжены только с гранодиоритами Тюбеляхской

интрузии.

Представление о более молодом возрасте массива Порожной цепи базируется на находке в гранитах этого интрузива ксенолитов кварцевых порфиров (И. П. Васецкий, 1948 г.). Плагиограниты Хамсыкских штоков и гранодиориты Тюбеляхской интрузии располагаются на простирании сближенных групп даек и должны рассматриваться как малые интрузии. Площадь выхода Хамсыкского штока 4,6 км², Усть-Хамсыкского 1,5 км², а Тюбеляхской интрузии 56—58 км². Как предполагает И. П. Васецкий, Усть-Хамсыкский шток приурочен к тектоническому разрыву северо-западного простирания, оперяющему главный разлом, контролирующий размещение даек. Тюбеляхская интрузия имеет крутые контакты, на больших расстояниях простирающиеся прямолинейно, и представляет собой трещинный плутон, вытянутый в субмеридиональном направлении.

В целом среди малых интрузий этого поля резко преобладают интрузии гранодиорит-дацитового состава, но в среднюю стадию формирования малых интрузий образовались более основные породы диоритового семейства. Заканчивается развитие этого поля появлением гранит-порфиров, с удалением от Тюбеляхской интрузии, приобретающих

характер кварцевых порфиров.

Верхнеберелехское поле малых интрузий — одно из трех полей, которые в настоящее время можно выделить в пределах изобилующего дайками бассейна р. Берелех (рис. 6). Для этого поля характерно расположение значительного количества даек по периферии довольно большого полукольца. Возможно, дайки образуют здесь структуру центрального типа. Дайки и связанные с ними лакколиты прослежены Ф. Р. Апельциным, К. Н. Рудичем и другими от истоков ручья Небухи на северо-запад к ручьям Сухое русло, Салколях, Тенгкечан. В истоках Небухи дайки пересекаются гранитоидами более Буркандинской интрузии. По мере движения к западу и к северу их простирание меняется в направлении часовой стрелки. В долине р. Бурканди простирающиеся в широтном направлении дайки пересекаются, как показал В. А. Серебряков в 1958 г., более молодыми гранитами Оханджинского массива. Максимальный поперечник этого кольцевого поля, несколько вытянутого по меридиану, составляет 35 км, его широтный диаметр 20 км. Многочисленные пересечения разнонаправленных даек, а также их соотношения с кварцевыми диоритами и другими породами сфенолита Каменистого позволили Ф. Р. Апельцину наметить следующую очень сложную последовательноть (от древних к молодым): 1) альбитовые липариты, 2) андезито-дациты, кварцевые диориты, гранодиориты, кварцевые микродиориты, кварцевые порфиры, гранодиоритпорфиры; 3) кварцевые андезиты, малхиты, спессартиты; 4) микропойкилитовые и пойкилитовые гранит-порфиры и плагиопорфиры. этом полнокристаллические породы сфенолита, расположенного примерно в центре кольцевой структуры, сопровождаются небольшой жильной серией, а гранит-порфиры и плагиопорфиры — жильными породами повышенной основности. Как видно, последовательность в Верхнеберелехском поле очень напоминает схему развития в среднекано-штурмовской свите и в Индигирском поле малых интрузий.

Гидротермальные изменения в наибольшей степени развиты в центральных частях структуры. Они проявляются в актинолитизации, скаполитизации, в развитии эпидота, кальцита, геденбергита и в выделении сфена, а в других случаях—в альбитизации, в образовании светлых слюд и гидроокислов железа, в карбонатизации и хлоритизации.

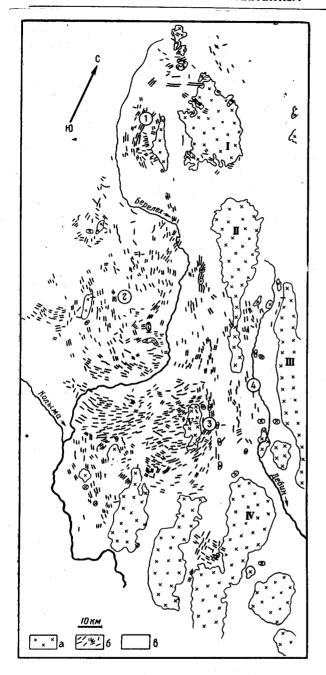


Рис. 6. Схема расположения даек в центральной части Яно-Колымского пояса. По М. П. Крутоус, 1960 г.

а— гранитоиды; б—дайки (длина показана вне масштаба); в—осадочные породы. Поля и свиты малых интрузий: і— Верхнеберелёхское поле: 2— Нижнеберелёхское поле: 3—Морджотское поле; 4—Дебинская свита. Гранитные массивы: 1—Оханджинский; ІІ—Чьоргский; ІІІ—Негаяхский; ІV—Большеанначагский

. Нижнеберелехское поле, расположенное главным образом на правобережье среднего и нижнего течения р. Берелех, отличается другими особенностями. Здесь (см. рис. 6) также намечается кольцевое расположение даек, которые протягиваются на юг вдоль долины р. Берелех, переходят на ее левый берег и там заворачивают на юго-запад, запал И северо-запад, прослеживаясь в район Мяунджи. Участок юго-западного простирания можно рассматривать вслед за В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталовым (1958) как поперечную полосу даек. Нижнеберелехское поле в целом вытянуто в северо-западном направлении и занимает площадь 70×40 км. Простирания отдельных даек очень разнообразны, HO могут быть выделены периферические кольцевые (или конические) и радиальные дайки. Картина осложняется присутствием небольших интрузив-Танколях массивов Салколях кварцевомонцонитового и кварцево-диоритового состава. которые в свою очередь служат некоторыми центрами распределении даек.

Ф. Р. Апельцин, проделавший ревизию всего материала о малых интрузиях этого поля, выделил здесь несколько самостоятельных полей и установил следующую последовательность становления различных шести формаций: 1) липарит-дациты, липариты (дайки);

2) измененные андезиты и андезит-дациты (дайки), кварцевые диориты (штоки); 3) плагиопорфиры, пойкилосферолитовые гранит-порфиры

(дайки); 4) кварцевые монцониты, кварцевые диориты (плохо вскрытые эрозией массивы), гранодиорит-порфиры (дайки), в петрографии которых заметны черты гибридизма; 5) альбит-микроклиновые гранит-порфиры и кварцевые порфиры (дайки), 6) диоритовые порфириты, лампрофиры.

Возрастные соотношения между представителями этих шести формаций подкрепляются не очень многочисленными пересечениями даек друг с другом. Значение отдельных формаций различно. В пределах поля резко преобладают кислые горные породы, нередко образующие сложные дайки, разновозрастные части которых имеют разную структуру и относятся к разным формациям. Породы среднего и основного состава, возраст которых мог бы рассматриваться как промежуточный по отношению к кислым породам, в сложных дайках, как правило, отсутствуют. Как более основные породы в них обнаружены только гранодиорит-порфиры гибридного облика. Среднего состава дайки второй формации образуют обособленную группу около небольщого массива Танколях, где они рассекают и метаморфизуют интрузивные липариты первой формации. В других местах дайки этой формации распространены незначительно, представлены андезито-дацитами и не пересекают липаритов. Кислые породы пятой формации обнаружены только в массивах Танколях и Салколях или около них и могут рассматриваться как их жильная серия. Таким образом, генеральная последовательность, учитывающая только наиболее распространенные горные породы, заключается в постепенной смене кислых разностей пород с низкой степенью кристалличности кислыми же породами, структура которых постепенно приближается к невадитовой. При этом, с течением времени, многочисленные и очень мелкие неправильные тела, подчиненные структуре осадочных пород, сменяются более крупными массивами или протяженными и мощными дайками.

Более полно раскристаллизованные породы мощных даек и небольших массивов часто сопровождаются собственной жильной серией и породами более основного состава в эндоконтактах и апофизах. Такие более основные породы в процессе эволюции получают все большее значение, и последние стадии развития поля малых интрузий характеризуются уже появлением меланократовых порфиритов. Наиболее позднее появление относительно самых основных пород отличает Нижнеберелехское поле малых интрузий от вышеописанных полей и свит, где породы среднего и основного состава, как правило, образуются между более кислыми разностями.

В наиболее поздних и наиболее мощных дайках отмечены небольшие метасоматические изменения. Специфическим для Нижнеберелехского поля является развитие автометасоматической роговой обманки.

Морджотское поле малых интрузий включает в себя дайки и более крупные тела, окружающие Морджотский гранитоидный массив или в более редких случаях расположенные радиально по отношению к нему.

Исследования А. А. Николаева, В. А. Соколовского, С. Г. Котляра и главным образом К. Н. Рудича (с участием А. П. Васьковского) выявили здесь большое количество даек и несколько штоков, образовавшихся в процессе последовательной смены основных пород более кислыми. Далеко не все соотношения между различными петрографическими типами пород здесь выяснены, но в целом выделяется большое количество догранитных образований. Самыми древними являются кварцевые габбро и габбро-диориты, пироксеновые и амфиболовые порфириты; они рассекаются микродиоритами и интрузивными андезитами. Кроме того, имеется несколько другой тип даек среднего состава: изме-

ненные диоритовые порфириты и кварцевые порфириты, за которыми следуют более молодые дациты, гранат- и андалузитсодержащие кварцевые порфиры. Такие дайки рассекают небольшие штоки гранит-порфира. Все эти дайки срезаются контактом Морджотского массива, гранодиориты и адамеллиты которого вместе с аплитовой и пегматитовой жильной серией представляют собой наиболее молодые изверженные породы района. Таким образом, последовательность внедрения в этом поле очень сильно разнится от других районов распространения малых интрузий.

Некоторые особенности петрографии малых интрузий. Из малых интрузий описаны разнообразные горные породы от гранитного состава до диоритового, габбро-диоритового и лампрофирового. Имеются указания (П. И. Скорняков, 1953 г.) о широком распространении еще более основных пород типа анамезитов, но в большинстве случаев эти определения, вероятно, ошибочны. Структуры и текстуры пород очень разнообразны. Преобладают порфировые структуры, но имеются также и равномернозернистые, в свою очередь различающиеся по величине минеральных зерен (от очень тонкозернистых до среднезернистых). В порфировых породах одного и того же состава очень различны структуры основной массы, ее количественные соотношения с вкрапленниками и характер последних.

Текстуры пород массивные и столь же часто флюидальные, ориентированные, иногда миндалекаменные, изредка встречаются сланцеватые текстуры. Сланцеватость параллельна контактам и отражает тектонические напряжения, существовавшие уже после образования дайки. Миндалекаменные текстуры характерны для пород среднего состава, но иногда отмечаются и в дацитах и в андезито-дацитах. Значительные послемагматические изменения часто затрудняют диагностику горных пород и еще более разнообразят их петрографический облик. Применяемая номенклатура очень сложна. Однако тщательное исследование отдельных интрузий показывает, что детали их состава очень изменчивы, поэтому при описании малых интрузий предпочтительнее используются групповые названия: гранит-порфир, кварцевый порфир, интрузивный липарит, дацит, гранодиорит-порфир и так далее до диоритовых порфиров и лампрофиров. Подробные сведения о петрографии малых интрузий содержатся в работах А. П. Васьковского (1936) и Ф. Р. Апельцина (1957). Ниже рассматриваются некоторые общие вопросы, требующие специального внимания.

1. В малых интрузиях обнаруживается ассоциация наиболее ранних минеральных выделений: битовнит-андезиновый зональный плагиоклаз, калинатровый полевой шпат с многочисленными пертитовыми вростками альбита (пертиты распада), кварц, пироксен (чаще авгит, иногда пижонитовый авгит, изредка гиперстен), амфибол, гранат (альмандин). Часто в малых интрузиях обнаруживаются ранние обособления графита. Амфибол и пироксен имеют реакционные соотношения, причем амфибол всегда является более поздним. По простиранию некоторых свит отмечается смена пироксеновых разностей пород среднего состава амфиболовыми. Материалы по среднекано-штурмовской свите и по Индигирскому полю малых интрузий как будто бы указывают, что пироксен преобладает в участках, наиболее близких к эффузивам, но это заключение нуждается в дополнительной проверке.

Чем выше степень кристалличности основной массы горной породы, слагающей малую интрузию, тем хуже сохраняются минералы ранней ассоциации, которая, следовательно, разрушается в условиях застывания малых интрузий. Пироксены и амфиболы подвергаются уралитизации; зерна альмандина оплавлены и окружены сплошной каймой

из мелких выделений кварца, как бы изолирующего гранат от вмещающей массы. Округленные вкрапленники кварца в породах среднего состава (иногда даже в дацитах) изолируются тонкой каймой из цветных минералов. Альмандин, кроме того, интенсивно замещается биотитом. Одновременно, по-видимому, имеет место распад твердых растворов в пижоните и калинатровом полевом шпате.

В малых интрузиях, наиболее сильно измененных после магматической кристаллизации, минералы ранней ассоциации почти не уда-

ется установить.

В малых интрузиях среднего и основного состава ранняя ассоциация сохраняется хуже, чем в кислых. Например, кварц, который в кислых породах после оплавления регенерируется с образованием тончайшей гранофировой каймы, в средних и в основных обычно может быть

обнаружен лишь в закаленных околоконтактовых зонах.

2. Исключительное разнообразие горных пород, слагающих малые интрузии, связано главным образом, по-видимому, с процессами, идущими в магматических очагах. В доказательство этому можно привести хотя бы повсеместно наблюдаемое значительное повышение количества вкрапленников в поздних кислых породах по сравнению с ранними. Универсальность этого процесса указывает, что он может быть связан только с прогрессивной кристаллизацией расплава в относительно глубинном очаге.

Однако в некоторой мере петрографическое разнообразие связано и с более близкими к поверхности явлениями. В ряде случаев удавалось наблюдать обогащение краевых частей даек вкрапленниками цветных минералов в результате их отжимания, инотда цветные минералы нагнетаются в слепые апофизы, которые оказываются в результате сложенными весьма меланократовыми породами. Иногда подобные явления механической дифференциации приводят к появлению полосчатых текстур. Часто обнаруживается обогащение кровли пологих тел таблицами полевых шпатов, а подошвы — рудным минералом, что связано с гравитационной дифференциацией.

3. Послемагматические изменения малых интрузий распространены исключительно широко и довольно разнообразны по своим типам. Наибольшее значение имеет альбитизация, которая обычно выражается в разрушении плагиоклаза с замещением его агрегатом минералов, в котором заключены отдельные зерна альбита, более мелкие, чем первичный плагиоклаз. Реже при метаморфических преобразованиях образуются идиобласты альбита. Светлая слюда также является одним из самых распространенных минералов в измененных дайках. Она развивается за счет любых минералов, но главным образом за счет полевых

шпатов и биотита.

Хлоритизация и карбонатизация связаны главным образом с относительно основными горными породами. Сульфидизация особенно характерна для даек, непосредственно заключающих рудные жилы, но является более древней, чем оруденение. Пирит — самый распространенный сульфид в дайках — иногда содержит золото, так же как и более редкий арсенопирит. Очень часто можно видеть, что сульфиды развиваются псевдоморфно по цветным минералам, и химические анализы пород в таких случаях не обнаруживают заметных изменений содержания железа.

Изредка в малых интрузиях отмечается амфиболизация, а чаще биотитизация автометаморфического типа, что определенно связано с

магнезиальным метасоматозом.

Окварцевание распространено очень широко. Главная часть новообразованного кварца связана с самым поздним, собственнорудным

Химический состав малых интрузий и некоторых гранитоидов Яно-Колымской складчатой области

	Верхнеберелехское поле Нижнеберелехское поле						Среднекано-штурмовская свита						<u> </u>	1			
•) состава	о состава		состава	о состава		в массива	состава	о и основ-		пикальные Утинског	альные и суба- ьные гранитоиды иского ряда (по Р. Якушеву)		вита граниты Анначага		е граниты ин ачага	
К омпоненты	Дайки кислого	Дайки среднего	Средний состав	Дайки кислого	Дайки среднего	Средний состав	Средний состав Танколях	Дайки кислого	Дайки среднего ного состава	Средний состав	Породы сред- него и основ- ного состава	Породы кис-	Центральная часть	Эндоконтакты	Дебинская свита	Биотитовые гр Чьорго и Б. А.	Разнозернистые Чьорго и Б. Анн
SiO ₂	71,95	58,67	64,12	69,75	59,35	64,50	65,56	67,94	47,36	54,62	56,88	69,35	66,28	49,70	74,47	70,94	75,06
TiO ₂	0,13	0,71	0,47	0,20	0,56	0,39	0,92	0,48	1,27	0,99	0,65	0,45	0,58	0,88	0,14	0,39	0,08
Al ₂ O ₈	14,50	15,24	14,94	15,76	17,00	16,38	13,50	15,78	14,65	15,05	15,77	15,14	14,08	17,68	14,30	14,95	14,34
Fe ₂ O ₃	0,86	2,51	1,83	1,11	0,90	1,00	3,83	1,60	2,87	2,42	1,84	1,38	0,96	1,48	1,21	0,47	0,38
FeO	1,03	4,77	3,25	1,41	4,67	3, 05	2,64	2,07	7,27	5,43	6,56	2,38	3,82	6,66	0,76	2,12	0,70
MnO	0,01	0,08	0,05	0,03	0,09	0,06	0,08	0,04	0,12	0,09	0,07	0,07	0,03	0,11	0,02	0,05	0,05
MgO	0,66	4,31	2,81	0,76	3,45	2,12	1,89	0,97	6,31	4,42	6,19	1,06	1,20	6,17	0,23	0,78	0,15
CaO	1,22	5,70	3,87	2,01	4,98	3,51	3,22	2,73	7,25	5,65	7,39	2,69	2,63	4,42	0,63	1,66	0,60
Na ₂ O	4,64	2,65	3,47	3,00	2,53	2,76	3,92	2,94	2,03	2,35	1,98	3 ,07	2,9 3	5,33	2,86	3,03	3,43
K₂O	2,91	2,34	2,57	3,31	2,89	3,10	3,05	2,02	3,92	2,21	1,57	3,69	3,52	0,28	3,50	4,38	4,32
P_2O_5 H_2O	0,15 0,84	0,18 2,03	0,16 1,54	0,18 1,34	0,04 2,76	0,11 2,05	0,14 1,11	0,20 2,31	0,24 0,52	0,22 1,15	-	_	0,13 1,69	0,14 3,89	0,07 1,59	0,21 0,64	0,17 0,47
Σ	98,9	99,19	99,08	98,86	99,22	99,03	ht99,86	99,08	c.93,81	94,60	98,9	99,28	97,85	96,74	99,78	99,62	99,75

процессом, наиболее окварцованные разности обычно расположены около кварцевых жил.

Как видно, постмагматические изменения сопровождаются развитием низкотемпературных серицит-альбитовой и хлорит-альбитовой минеральных ассоциаций и связаны с явлениями восстановления и с привносом в измененные породы щелочей и серы. Если измененные дайки подвергаются контактовому метаморфизму, то они вновь приобретают «свежий» облик.

Особенности химического состава малых интрузий и расположенных в тех же структурах гранитоидов. М. П. Крутоус подсчитала средний химический состав в некоторых свитах и полях малых интрузий (табл. 5) отдельно для даек кислого и среднего состава, затем было вычислено средневзвешенное для всего поля (или свиты), учитывающее количество в его пределах даек обоих типов.

В Нижнеберелехском и Верхнеберелехском полях дайки кислого состава соответствуют в среднем граниту с несколько повышенной относительной ролью натрия, кислые породы дебинской свиты почти полностью соответствуют средним кварцевым порфирам. Породы среднего состава приближаются к диоритам (вместе с кварцевыми диоритами) в Верхнеберелехском и Нижнеберелехском полях малых интрузий, а в среднекано-штурмовской свите — к слюдяным лампрофирам.

Замечательно известное химическое соответствие между малыми интрузиями и близко к ним расположенными гранитоидами. Такого рода параллели между жильными и некоторыми полнокристаллическими породами отмечал Ф. Р. Апельцин (1955). Вычисленные средние составы жильных пород также обнаруживают сходство с составом гранитоидных массивов. Например, средний состав массива Танколях и средний (гранодиоритовый) состав даек Нижнеберелехского поля почти идентичны друг другу. Во многих массивах гранитоидов, расположенных в дайковых полях, намечается понижение кислотности по направлению к контактам. По химическому составу приконтактовые разности слагающих массивы пород напоминают дайки среднего состава. Особенно показательны в этом отношении гранитоиды Утинского ряда. В их составе И. Р. Якушев выделяет приконтактовые апикальную и субапикальную зоны, сложенные разнообразными горными породами. Их средние типы очень близки к средним составам даек. При этом средний состав гранитов и гранодиоритов из апикальной и субапикальной зоны близок к составу центральной части мелких штоков среднекано-штурмовской свиты. Химический состав эндоконтактовой зоны этих штоков близок к составу наиболее основных даек среднекано-штурмовской свиты, отличаясь от них соотношением щелочей. Можно предположить, что многообразие малых интрузий объясняется теми же причинами, которые определяют сложность эндоконтактовых зон гранитоидов.

Дебинская свита малых интрузий расположена вблизи крупных массивов Чьоргского и Большой Анначаг, отличающихся однородным гранитным составом. Малые интрузии этой свиты также сравнительно однообразны. Их средний химический состав близок к гранитному и очень напоминает состав небольших тел разнозернистых гранитов, прорывающих биотитовые граниты, которые слагают большую часть этих массивов.

Приведенные материалы показывают, что малые интрузии Яно-Колымской складчатой области тесно генетически связаны с гранитами, на что еще указывал Е. Т. Шаталов (1937). Эта связь, по-видимому, даже более тесная, чем связь малых интрузий и эффузивов.

Тесная связь малых интрузий с гранитоидами подтверждается геофизическими данными, которые указывают на присутствие на глубине в полях малых интрузий крупных гранитоидных масс (например, в бассейне р. Берелех). По-видимому, появление большого количества разнообразных малых интрузий отражает сложную механику проникновения гранитной магмы в мощную и однородную толщу верхоянского комплекса. По мере приближения к зонам интенсивного позднемезозойского вулканизма, особенно вблизи границы Яно-Колымской складчатой области и Колымского массива, малые интрузии постепенно приобретают черты субвулканических образований. Поэтому малые интрузии и эффузивы считаются комагматичными. Однако малые интрузии во внутренней части Яно-Колымской складчатой области от типичных субвулканических образований заметно отличаются размерами, строением, текстурой и, безусловно, представляют собой более глубинные образования.

значение малых интрузий Яно-Колымской Металлогеническое складчатой области представляет собой сложную проблему, впервые поставленную Ю. А. Билибиным (1935а, 1945). Во многих районах россыпной золотоносности малые интрузии являются важнейшими или единственными магматическими образованиями. Относительно природы связи золотого оруденения с малыми интрузиями высказаны различные суждения. Ю. А. Билибин назвал эту связь парагенетической, считая при этом, что все малые интрузии, не обнаруживающие четкого родства с гранитами, относятся к единой диоритовой группе. Открытие сложной последовательности формирования малых интрузий и попытки приписать их поколениям существенно разный геологический возраст вызвали необходимость уточнить отношение разновозрастных групп даек к золотому оруденению. Ф. Р. Апельцин (19566; 1959а) приводит доказательства парагенетической связи гидротермального оруденения почти со всеми типами малых интрузий, но в его материалах почти нет сведений о практической значимости разновозрастного оруденения. В. Т. Матвеенко (1960б и др.) считает, что только некоторые (древние) малые интрузии находятся в родственных отношениях с оруденением, а другие либо моложе золоторудных проявлений, либо только представляют собой благоприятную в структурном отношении среду для размещения кварцевых жил. Последнее предположение высказывают также К. Я. Спрингис (1958), И. П. Васецкий, Л. В. Фирсов (1960). По мнению В. Т. Матвеенко, имеются случаи не только парагенетической, но и прямой генетической связи золотых руд с малыми интрузиями.

В настоящее время следует, вероятно, считать, что малые интрузии вообще имеют самостоятельное значение лишь в верхнем структурном этаже (верхоянский комплекс). Золотое оруденение генетически связано с глубинными гранитоидными телами, отпрысками которых являются малые интрузии. В связи с этим на отдельных рудных полях часто обнаруживаются тесные структурные связи золотого оруденения с малыми интрузиями, поэтому также близок их возраст. Однако очень часты случаи, когда подобные связи отсутствуют.

Становление крупных глубинных гранитных интрузий, вероятно, представляет собой длительный процесс, который сопровождался тоже длительной гидротермальной деятельностью. Время формирования дайковой свиты или поля соизмеримо с этими процессами, чем и объясняется связь оруденения с разными возрастными группами малых интрузий.

Гранитоидные массивы

Систематическое изучение гранитоидных массивов Яно-Колымской складчатой области начато в тридцатых годах. Первые сводные описания гранитных массивов выполнены Е. Т. Шаталовым в 1937 г., Г. Л. Падалкой в 1937 г., А. П. Васьковским в 1937 г. Более поздние обобщения по гранитам были сделаны Е. К. Устиевым в 1949 и 1950 гг., М. С. Венчуговой в 1952 г., С. Г. Котляром в 1961 г. и И. Я. Некрасовым в 1962 г.

Геологические материалы по гранитным интрузивам обобщались также Н. И. Лариным, А. С. Симаковым, Б. В. Пепеляевым, О. Г. Эповым, В. К. Лежоевым, Б. А. Снятковым, Д. С. Харкевичем и другими геологами.

В течение ряда лет специализированными исследованиями гранитоидов Яно-Колымской складчатой области и смежных районов Колымо-Омолонского массива занимались А. Ф. Михайлов, А. А. Донцов, Ф. Р. Апельцин, А. П. Васьковский, И. Е. Исаков, К. Н. Рудич, И. Р. Якушев, А. К. Кондратенко, В. Т. Матвеенко, Б. Л. Флеров, И. В. Мариич, Г. Ф. Заржицкий, Н. С. Александрова, Р. П. Петров, С. Г. Котляр, В. Ф. Алявдин, Д. С. Голота, И. П. Васецкий, П. И. Скорняков, О. С. Грачева, Г. Г. Кухтинский, М. Л. Гельман, Л. В. Фирсов, В. Н. Липатов, В. А. Серебряков и многие другие. Настоящий очерк в основном составлен В. А. Серебряковым и М. П. Крутоус, использовавшими, кроме оригинальных материалов перечисленных выше авторов, также работу М. С. Венчуговой, специально готовившуюся для настоящего издания. Гранитоиды Аллах-Юнского прогиба описаны Н. В. Ичетовкиным.

Распространение и морфология гранитоидных массивов. Общая площадь интрузивных пород позднемезозойского возраста в Яно-Колымской складчатой области превышает 30 тыс. κM^2 . Общее количество гранитоидных тел больше 130.

Гранитоидные массивы в Яно-Колымской складчатой области распределены очень неравномерно и образуют протяженные ряды и пояса. По мнению В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталова (1958), такое расположение гранитоидных массивов определяется глубинными разломами. В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталов (1958) дали этим поясам собственные названия. Основные складчатые структуры мало влияют на общее распределение гранитоидов, хотя форма массивов, принадлежащих к одному и тому же ряду, в участках развития линейных складок отличается вытянутостью в направлении структур, а в участках развития брахиформных складок приближается к изометричной. Большая часть гранитоидных массивов находится на востоке Яно-Колымской складчатой области, вблизи ее границы с Колымо-Омолонским массивом и образует здесь вытянутый в северо-западном направлении на 1100 км Главный пояс колымских батолитов. Почти непосредственное продолжение этого пояса составляют гранитоиды Полоусненского поднятия и Ольджойского прогиба, составляющие Северный пояс.

Главный пояс расположен, таким образом, преимущественно в пределах Адыча-Бохапчинской зоны. В Эльги-Кулинской зоне параллельноему проходит гораздо менее протяженный Таскыстабытский пояс; на территории этой зоны, в Яно-Адычанском районе, располагаются также гранитоидные массивы, составляющие так называемые поперечные ряды. В целом эта зона гораздо беднее гранитоидными образованиями, чем Адыча-Бохапчинская, а в Верхоянской зоне гранитоиды почти отсутствуют. Здесь отмечены лишь небольшие их выходы на продолжении поперечных рядов Яно-Адычанского района, а также поля слабо

метаморфизованных пород, возможно, сопровождающие еще не вскры-

тые эрозией интрузивные тела.

В южной части Яно-Колымской складчатой области, вблизи ее границы с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, гранитоидные массивы распределены более равномерно на площади. Обособленная группа гранитоидных массивов расположена в Аллах-Юнском прогибе. Главный пояс в южной своей части распадается на несколько ветвей, между которыми также находятся отдельные гранитоидные тела.

Гранитоидные породы в пределах Яно-Колымской складчатой области слатают крупные батолитоподобные тела, более мелкие штокообразные тела и межформационные залежи. Площадь отдельных массивов достигает $7000~\kappa m^2$ (Чибагалахский массив), но чаще составляет $400-800~\kappa m^2$. Как правило, эти массивы считаются позднеюрскими — раннемеловыми. Интрузивы заведомо мелового, в том числе верхнемелового возраста, чаще имеют меньшие размеры — от $20~\text{до}~150~\kappa m^2$,

лишь в редких случаях их площадь достигает 300-700 км².

Многие крупные тела гранитоидов в центральной, наиболее прогнутой части Иньяли-Дебинского мегасинклинория имеют простое строение и однородный гранитный или адамеллитовый состав. Это, например, массивы Чьорго, Оханджинский, Чугулукский, Лево-Эрикитский, Порожной цепи, Чибагалахский, Догдинский. У границы Иньяли-Дебинского мегасинклинория с Колымо-Омолонским массивом, нередко вблизи распространенных здесь же вулканогенных пород, протягивается цепочка массивов более сложного строения, составленных разнообразными горными породами. Наиболее крупные из них — Негаяхский, Хиулчанский, Дарпирский, Барыллыэлахский, Хаяргастахский, Право-Эрикитский и Чималгинский массивы. Нередко такие массивы прорывают верхнеюрские вулканогенные толщи, также приуроченные к границе Яно-Колымской складчатой области и Колымо-Омолонского массива.

В северной части Главного пояса (бассейн р. Туостах) гранитоидные массивы Хадараньинский, Сыачанский, Догдинский, Куреньинский, вытянутые в северо-западном направлении, косо пересекают складчатые структуры, простирающиеся в общем меридионально, и переходят из Иньяли-Дебинского мегасинклинория в Тас-Хаяхтахское поднятие. Аналогично в южной части Адыча-Бохапчинской зоны, в верховьях р. Қолымы, массивы Тыэллахский, Малый Анначаг, Большой Анначаг, Уаза-Ина, Больших Порогов, вытянутые в субмеридиональном направлении, секут складки северо-западного простирания. Некоторые из этих массивов переходят из Иньяли-Дебинского мегасинклинория в Адыча-Детринский мегантиклинорий. По-видимому, расположение гранитоидных тел в этих участках отражает направление глубинных разломов. Гранитные массивы, расположенные западнее Главного пояса, в Адыча-Детринском мегантиклинории и в восточной части Эльги-Кулинской зоны, имеют в среднем меньшие размеры, чем в Иньяли-Дебинском мегасинклинории, значительно реже обнаруживают согласное залегание с вмещающими породами и характеризуются в общем более сложным строением, связанным с разнообразием состава.

Нельканский, Аргаалинский, Чингаканский, Одонканский, Куранах-Салинский, Булгуньяхский и некоторые другие массивы в верховьях р. Индигирки окружают субвулканический массив цепи Сарычева и по мнению Е. К. Устиева и К. Н. Рудича (1959) приурочены к линейным и полукольцевым разрывам, связанным с формированием

субвулканического массива.

Массивы Западно-Нечинский, Малых Порогов, Тас-Қыстабытский, Турехтяхский и некоторые другие характеризуются прямолинейными

очертаниями в плане и наличием разнообразно ориентированных выступов. Часто предполагают, что такая форма определяется пересечением глубинных разломов разного направления (М. С. Венчугова, А. П. Васьковский, В. Т. Матвеенко, А. Ф. Михайлов, Е. Т. Шаталов и др.).

В подавляющем большинстве случаев контакты гранитных массивов Яно-Колымской складчатой области падают в сторону вмещающих пород. Изредка, например, в Догдинском, Лево-Эрикитском, Негаяхском, Хадараньинском массивах, наблюдается обратное падение плоскости контактов. Углы падения плоскости контакта колеблются в широких пределах — от 10—15 до 90°. Крутое, до вертикального, падение плоскости контактов наблюдается в массиве Негаях, в северной половине массива Большой Анначаг и в ряде других гранитоидных тел. Весьма пологое (10—20°) падение имеют плоскость западного контакта Оханджинского массива, плоскость западного контакта Верхне-Омчанского массива, плоскости южного и западного контактов Куранахского массива, плоскость восточного контакта Бохапчинского массива, контакты Тас-Кыстабытского и ряда других массивов. Пологое положение плоскости контакта определяется по ширине зоны интенсивного контактового метаморфизма, достигающей у некоторых массивов 10—12 км, по наличию жильных и штокверкообразных сателлитов гранитоидных пород в зоне роговиков и на основании наблюдений контактов в коренных обнажениях.

У многих массивов положение контактов зависит от залегания вмещающих осадочных пород. Так, западнее Оханджинского массива, севернее Верхне-Омчанского, южнее и западнее Куранахского, восточнее Бохапчинского, южнее и юго-восточнее Тас-Кыстабытского, северо-западнее и восточнее Оротуканского и в ряде других участков слоистость осадочных пород и одновременно плоскость контакта гранитоидных тел залегают местами почти горизонтально. Восточные контакты массивов Оханджинского и Чьорго, некоторые контакты Морджотского, Куларского и других массивов падают более круто, под углом 30—60°, осадочные породы падают здесь также под углом 30—60° в сторону от массива.

Форма гранитоидных массивов Яно-Колымской складчатой области изучалась главным образом путем обычных геологических наблюдений. Специальных геофизических исследований в этом направлении почти не было. Однако уже проведенные работы позволили их авторам сделать интересные выводы об особенностях формы массивов на глубине. Ю. Я. Ващилов (1961, 1963) на основании гравиметрических наблюдений пришел к выводу, что массивы Большой Анначагский, Хатыннахский, Нечинский и другие имеют линзообразную форму, а их подошва примерно совпадает с нижней границей верхоянского комплекса. Мощность гранитных линз в 4—5 раз меньше их длины и ширины и для разных массивов оценивается цифрами в 4—7 км.

Комплекс геофизических и геологических исследований по профилю между массивами Оханджинским и Буркандинским, проведенных В. А. Кирилловым, Ф. Г. Заединовым и В. А. Серебряковым в 1958 г., позволил установить, что Оханджинский и Буркандинский массивы, расстояние между которыми составляет 10 км, на глубине соединяются друг с другом. К аналогичному выводу относительно массивов Тирехтяхского, Хатыннахского и Маяк пришел в 1958—1959 гг. Е. М. Кастальский, проводивший электропрофилирование в бассейне р. Мылги.

Глубина формирования и степень эрозии гранитоидных массивов различна. В общем массивы, расположенные в Иньяли-Дебинском мегасинклинории, формировались на большой глубине и в ряде случаев

более глубоко вскрыты, чем массивы, расположенные в Эльги-Кулинской зоне и в Адыча-Детринском мегантиклинории. На массивах Чьорго, Оханджинском, Чибагалахском и других сохранились остатки кровли, сложенные среднеюрскими или верхнеюрскими породами. Это не позволяет оценить глубину формирования цифрами более 2 км. Таким образом гранитоидные массивы Яно-Колымской складчатой области относятся к интрузиям умеренных и малых глубин. В некоторых случаях массивы, залегающие в приосевых частях синклинальных складок, вскрыты на меньшую глубину, чем смежные массивы, залегающие в антиклинальных складках.

Возраст гранитоидных массивов Яно-Колымской складчатой области не одинаков. В Иньяли-Дебинском мегасинклинории, по-видимому, преобладают граниты, образовавшиеся в раннемеловую эпоху или на границе поздней юры и мела. В южной части Яно-Колымской области установлено, что по мере движения к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу появляются относительно все более молодые граниты, в том числе верхнемеловые. Согласные со складчатыми структурами интрусеверной части Яно-Колымской области многими (Г. Л. Падалка, М. Г. Равич и др.) считаются нижнемеловыми. Некоторыми геологами возраст гранитоидных массивов, образующих поперечные ряды в бассейне рек Яны и Адычи, условно считается верхнемеловым из-за некоторого сходства структурного положения и особенностей минерализации с гранитами Омсукчанского ряда*, верхнемеловой возраст которых не вызывает сомнений (Матвеенко и Шаталов; 1958б, Матвеенко, 1960б, Некрасов, 1960б).

Гранитоидные массивы Ольджойского прогиба и Полоусненского поднятия имеют, по данным И. Я. Некрасова (1962а), преимущественно верхнеюрский—нижнемеловой возраст; интрузии секущих рядов в этом районе он считает верхнемеловыми. Некоторые геологи, основываясь на сходстве геолого-петрографических особенностей гранитов из продольных и секущих рядов в обоих этих районах, предполагают их одновозрастность. Принципиально одновозрастными считают интрузии продольных и поперечных рядов И. С. Рожков, Г. А. Гринберг и Г. Г. Кухтинский (1961) на основании геолого-петрографических сопоставлений и цифр абсолютного возраста, полученных в лаборатории ЯФАН СССР Н. И. Ненашевым. При этом в каждом из рядов установлен широкий разброс возрастных данных в пределах верхняя юраверхний мел.

Такие типичные представители крупных гранитоидных Яно-Колымской области, как Чьорго и Оханджинский, моложе малых интрузий, часть которых считается корнями верхнеюрских эффузивов. Некоторые догранитные малые интрузии рассекают складки, сформированные уже к моменту внедрения этих интрузий. По данным К. Н. Рудича, изучавшего Буркандинский массив в 1945 г. и массив Морджот в 1951 г., диоритовые порфириты, кварцевые порфиры, диориты и другие породы, залегающие в виде даек и штоков, секутся и метаморфизуются гранитами. Многочисленные штокообразные тела диоритов и габброидов, дайки и межпластовые тела порфиритов, кварцевых порфиров, липаритов, а также верхнеюрские (по-видимому, оксфорд-нижневолжские) вулканогенные породы в кровле и в экзоконтактах массива секутся и метаморфизуются гранитами Негаяхского массива. Лишь дайки долеритов моложе всех гранитоидов этого массива. По наблюдениям А. К. Кондратенко, который проводил изучение Дарпирского

^{*} Эти граниты описаны в разделе о позднемезозойском магматизме Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

массива в 1945 г., граниты метаморфизуют субвулканические и вулканогенные породы верхнеюрского возраста, а также осадочные породы нижнемелового возраста. Метаморфизм нижнемеловых пород отчетливый, но относительно низкотемпературный, так как массив отделен от вмещающих пород серией разрывных нарушений. По данным В. К. Лежоева, крупнейший в Яно-Колымской складчатой области Чибагалахский массив метаморфизует отложения верхнеюрского (оксфорд-нижневолжского) возраста. Вулканогенные породы верхней юры прорываются и метаморфизуются Чималгинским, Барыллыэлахским, Хаяргастахским и другими крупными массивами северной части Иньяли-Дебинского мегасинклинория. Эти данные указывают, что нижняя граница возраста гранитоидных массивов Иньяли-Дебинского мегасинклинория не ниже конца верхней юры, а по некоторым данным и нижнего мела. Вместе с тем некоторые цифры абсолютного возраста * указывают на более древний возраст крупных гранитоидных массивов. Так, для Оханджинского массива и Чьорго установлены цифры от 125 до 164 млн. лет; для Негаяхского массива 148—212 млн. лет; для Хиулчанского массива 118—121; 167, 172 млн. лет; для Буркандинского массива 148 млн. лет; для массива Морджот 160 млн. лет и т. д.

Определения абсолютного возраста гранитоидов из некоторых массивов северной части Иньяли-Дебинского мегасинклинория, проведенные в лаборатории ЯФАН СССР (руководитель Н. И. Ненашев), показывают значительные колебания цифровых значений — от 110-120 до 160 млн. лет. Относительно молодой возраст установлен для Хаяргастахского массива — 120 млн. лет и для Чибагалахского — 120—130 млн. лет. Для гранитоидов Порожной Цепи установлен возраст 150—160 млн. лет. Вместе с тем, по определению Л. В. Фирсова, биотитовые граниты Чибагалахского массива имеют возраст 142, 144 млн. лет, а дву-

слюдяной гранит из Порожной Цепи — 136 млн. лет **

По наблюдениям Д. С. Голоты в 1945 г. и А. П. Васьковского в 1948 г. Чингаканский массив в цепи Сарычева прорывает и метаморфизует вулканогенные и субвулканические породы верхнеюрского возраста, а по материалам К. Н. Рудича за 1956 г. Нельканский массив рассекает и метаморфизует гранодиорит-порфиры кольцевой дайки, которая, в свою очередь сечет субинтрузивные и другие верхнеюрские породы Тарынского субвулканического массива. На основании этого гранитоидные массивы северной части цепи Сарычева К. Н. Рудичем (1959) верхнеюрскими — нижнемеловыми, хотя верхняя возрастная граница не установлена, и массивы могут иметь как нижне-, так и верхнемеловой возраст. Примерно такую же возрастную позицию имеет Тас-Кыстабытский массив, который большей частью исследователей считается верхнеюрским-нижнемеловым, а наиболее ранними исследователями — верхнемеловым. По мнению В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталова (1958), гранитоидные тела цепи Сарычева (как и всего Тас-Кыстабытского пояса интрузий) имеют более молодой возраст, чем массивы Главного пояса. Это их мнение подтверждается молодым возрастом Хеникенджинского (83,88 млн. лет), Тас-Кыстабытского (95—123 млн. лет), а также Харанского и Беренджинского массивов,

юрские, ранне- и позднемеловые методами радиохронологии требует еще значитель-

ных методических исследований. — Ped.

^{*} Для территории, расположенной к югу от массива Дарпирского, определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом проведены в лаборатории ВНИИ-1, а затем СВ КНИИ под руководством Л. В. Фирсова. Сведения о возрасте значительной части массивов из южной части Яно-Колымской складчатой области любезно сообщены Л. В. Фирсовым до их публикации.

** По-видимому, задача о разделении гранитоидов Яно-Колымской области на

находящихся в пределах Тас-Кыстабытского пояса, несколько южнее массива Тас-Кыстабыт. В хр. Полоусном интрузии прорывают и метаморфизуют верхнеюрские и нижнемеловые сланцево-песчаниковые отложения, а также андезиты и андезито-базальты условно мелового возраста. Абсолютный возраст гранитоидов, определенный калий-аргоновым методом в лабораториях ЯФАН и СВ КНИИ (Н. И. Ненашев и Л. В. Фирсов), колеблется в очень широких пределах: от 70 до 150 млн. лет для янских гранитоидов (Дербеке-Нельгехинский ряд) и от 80 до 120 млн. лет для гранитоидов хр. Полоусного.

Таким образом, данные о геологическом возрасте большинства гранитоидных массивов Яно-Колымской складчатой области противоречивы и недостаточны для определенного их отнесения к верхней юре, нижнему или верхнему мелу. Верхняя возрастная граница большинства этих массивов вообще открыта, и лишь наличие в некоторых из них секущих базальтовых или долеритовых даек, считающихся палеогеновыми, позволяет говорить о мезозойском возрасте гранитоидов. Большее значение для оценки верхней границы возраста имеют геологические сопоставления с районами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Сугойского прогиба, где допалеогеновый возраст гранитоидов находит более объективное обоснование. Лишь относительно Тас-Кыстабытского массива имеются вполне определенные данные о перекрытии его эффузивами с верхнемеловой флорой (вероятно, это верхние горизонты верхнего мела). Неопределенность данных о возрасте гранитоидов Яно-Колымской складчатой области порождает разноречивые мнения по этому поводу. Почти все исследователи признают существование меловых гранитоидов в Яно-Колымской складчатой области, но по-разному оценивают их значение. Наиболее спорным является вопрос о юрских гранитоидах. Многими геологами допускается не только их существование, но и преобладание в Яно-Колымской складчатой области; эта точка зрения находит отражение на некоторых государственных геологических картах, где выделяется колымский интрузивный комплекс верхнеюрского возраста. Предполагается, что формирование гранитоидов этого комплекса совпадает с моментом перехода от геосинклинального режима к периоду поднятий, которые начинаются в позднем волжском веке (морские отложения этого возраста не известны в Яно-Колымской складчатой области). Подтверждением этих взглядов могут служить определения абсолютного возраста, которые, наряду со значением 120-140 млн. лет, нередко дают цифры в 150-160 млн. лет. Представления о нижнемеловом возрасте обосновываются следующими геологическими данными. Во всех случаях, когда гранитоидные массивы соприкасаются с верхнеюрскими породами (вплоть до нижневолжских), эти породы метаморфизуются гранитоидами. Боковые контакты большинства гранитоидных тел являются секущими к складчатым структурам. Поэтому существует мнение, что рассматриваемые гранитоидные тела являются поздне- или послескладчатыми. Некоторые геологи считают, что складчатость имеет не поздневолжский, а раннемеловой возраст.

Следует, правда, отметить, что установленные возрастные соотношения разновозрастных гранитоидов в южной части Яно-Колымской складчатой области указывают на появление гранитоидов все более молодого возраста по мере движения на юг. Поэтому можно считать, что гранитоиды Иньяли-Дебинского мегасинклинория в общем более древние, чем меловые (преимущественно верхнемеловые) гранитоиды Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Последовательное омоложение возраста изверженных пород при переходе к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу выражается сле-

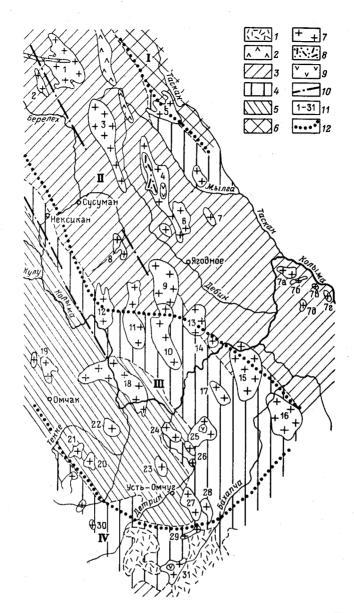


Рис. 7. Схема расположения гранитоидных массивов в южной части Яно-Колымской области.

П вулканогенные породы верхнего мела; 2 — вулканогенные породы верхней юры; 3 — терригенные породы преимущественно юрского возраста; 4 — терригенные породы преимущественно триасового возраста; 5 — терригенные породы преимущественно пермского возраста; 6 — терригенные породы преимущественно пермского возраста; 6 — терригенно-карбонатные породы среднего палеозоя; 7 — гранитоидные породы: 8 — перекристаллизованные и фельдшпатизированные породы в кровле Негаяхского массива; 9 — перекристаллизованные и фельдшпатизированные породы в кровле Негаяхского массива; 9 — перекристаллизованные нарушения; 11 — номера гранитоидных массивов (1 — Оханджинский, 2 — Буркандинский, 3 — Чьорго, 4 — Негаяхский, 5 — Хиулчанский, 6 — Маяк, 7 — Хатыннахский, 7а — Басугуньинский, 3 — Чьорго, 4 — Негаяхский, 7 — Грозовой, 7д — Столовый, 8 — Морджот, 9, 10 — Большкой, 76 — Сторожевой, 7в — Красивый, 7г — Грозовой, 7д — Столовый, 8 — Морджот, 9, 10 — Большкой Анначаг — северная и южная части, 11 — Малый Анначаг, 12 — Тыэллахский, 13 — Уваза-Ина, 14 — Хапчагай, 15 — Большки Порогов, 16 — Бохапчинский, 17 — Право-Обинский, 18 — Марых Порогов, 19 — Нечинские, 20 — Улаханский, 21 — Севастопольский, 22 — Тенькинский, 23 — Бутугычагский, 24 — Ярыга, 25, 26 — северо-восточная и юго-западная части Сибердикского, 27 — Геркулес, 28 — Тенькинский, 29 — Ольчано-Анманджинский, 30 — Урчано-Буралкитский, 31 — Верхие-Омчанский); 12 — границы тектонических структур (1 — Колымо-Омолонский массив, 11 — Иньяли-Дебинский мегасинклинорий, 111 — Адыча-Детринский мегантиклинорий, 1 № 9льги-Кулинская зона

дующим образом. В северной части переходной зоны (рис. 7) на правобережье нижнего течения р. Мылги располагается массив Маяк, сложенный двуслюдяными микроклиновыми гранитами. На западе массив Маяк граничит с Негаяхским массивом, типичным для Иньяли-Дебинского мегасинклинория. По представлениям Б. Н. Владимирова (1936 г.) и В. А. Серебрякова (1959 г.), массив Маяк моложе Негаяхского. Цифры абсолютного возраста для гранитов Маяка (130—134 млн. лет) подтверждают эту точку зрения. Расположенный несколько восточнее Хатыннахский массив имеет возраст 100—134 млн. лет. Молодой возраст имеют массивы Утинского ряда — Басугуньинский (124, 135 млн. лет), Сторожевой, Красивый (135 млн. лет).

К югу от Негаяхского массива залегает один из наиболее крупных массивов Яно-Колымской складчатой области — Большой Анначаг. В. Н. Липатов в 1958 и 1959 и Г. Е. Некрасов в 1961 г. установили, что северная часть массива, сложенная биотитовыми гранитами, адамеллитами и гранодиоритами, моложе южной, сложенной двуслюдяными микроклиновыми гранитами. Южная часть Большого Анначага по геологическим и петрографическим особенностям, а также по абсолютному возрасту (от 105 до 160 млн. лет) близка к массивам Чьорго и Оханджинскому. Абсолютный возраст северной части Большого Анначага (89-92 млн. лет) соответствует середине мела. По-видимому, гранитоиды северной части Большого Анначага, массивов Уаза-Ина (120-125) млн. лет), Хапчагай (112 млн. лет), возможно, Больших Порогов (115— 162 млн. лет) и Бохапчинского, образующих ряд северо-западного простирания, более молодые, чем типичные массивы Иньяли-Дебинского мегасинклинория. Соотношение с малыми интрузиями и цифры абсолютного возраста позволяют предполагать, что массивы Малый Анначаг (123; 124; 145—152 млн. лет), Тыэллахский (120, 143 млн. лет) также несколько моложе гранитных тел Иньяли-Дебинского мегасинклинория.

Южнее массива Большой Анначаг, на правобережье р. Колымы, между реками Детрин и Обо, расположены массивы Сибердикский, Ярыга, Корабль и несколько более мелких штоков. Н. В. Ичетовкин, А. У. Филлипов и В. А. Серебряков установили следующую последовательность образования (от древних к молодым): а) среднезернистые биотитовые гранодиориты юго-западной части массива Сибердик (151 млн. лет) и массива Ярыга (150 млн. лет); б) двупироксеновые кварцсодержащие диориты, секущие в виде дайкообразного тела биотитовые гранодиориты в юго-западной части Сибердикского массива и образующие также отдельный шток в осадочных породах; в) мелкозернистые двуслюдяные граниты, которые образуют в Сибердикском массиве секущие штокообразные тела в биотитовых гранодиоритах в юго-западной части и реликтовые тела среди более молодых роговообманковобиотитовых гранитов северо-восточной части; г) крупнозернистые роговообманково-биотитовые граниты и адамеллиты северо-восточной части Сибердикского массива (126 млн. лет). В породах четвертой фазы обнаружены ксенолиты двупироксеновых кварцсодержащих диоритов. Повидимому, наиболее древние породы Сибердикского массива одновозрастны с гранитами южной части Большого Анначыга, Чьорго, Оханджинского массива, а наиболее молодые имеют меловой возраст.

Сложная история магматизма в рассматриваемом районе не исчерпывается фазами, которые установлены в пределах Сибердикского массива. На берегу р. Колымы между устьем р. Детрин и устьем р. Обо
находится массив Корабль, который сложен интрузивными породами
трех-четырех фаз: диоритами, пироксеновыми гранодиоритами и гранитами и серией пород гранит-монцонитового ряда, расположенных в се-

верной части массива концентрическими полосами. Кроме того, в районе установлены многочисленные мелкие штокообразные тела граниточидов, а также дайки андезитов, кварцевых порфиритов, кварцевых порфиров, интрузивных липарит-дацитов и других пород. Часть дайковых пород моложе гранитоидов, в том числе наиболее молодых гранитов восточной части Сибердикского массива; другие дайки древнее всех интрузивных пород. Следовательно, не только гранитоидные массивы в рассматриваемом районе сложены породами нескольких фаз, но и образование даек связано как с разновозрастными магматическими процессами, протекавшими в Иньяли-Дебинском мегасинклинории, так и с магматизмом, синхронным магматизму Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Вместе с тем общая последовательность магматизма в районе недостаточно ясна.

Южнее, помимо разновозрастных интрузивных пород, имеются небольшие покровы эффузивов, связанные с формированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В. А. Серебряковым (в 1953—1956 гг.) здесь установлена следующая последовательность образования изверженных пород: а) палеотипные андезиты, дациты и их туфы нараулийской свиты низов верхнего мела, а также связанные с ними субвулканические интрузии; б) диориты и кварцевые диориты; в) гранитоиды массивов Геркулес (106, 110 млн. лет), Тенкелийского (112-115 млн. лет), Ольчано-Анманманджинского (80 млн. лет), Урчано-Буралкитского и Верхне-Омчанского (94—105 млн. лет); г) преимущественно кислые вулканогенные породы хольчанской свиты верхнего мела и связанные с ними субвулканические интрузии; д) дайкообразные тела и штоки псевдосферолитовых гранит-порфиров с повышенной щелочностью; е) кайнотипные липариты и игнимбриты ольской свиты и связанные с ними субвулканические интрузии (вторая половина мела); ж) андезиты и андезито-базальты и связанные с ними субвулканические дайки (конец верхнего мела); з) роговообманково-биотитовые адамеллиты и граниты молодой фазы из Верхне-Омчанского. Небуханджинского (75 млн. лет) и других массивов; и) дайки диабазов и андезито-базальтов, являющиеся, вероятно, корнями палеогеновых эффузивов.

Диориты, которые являются здесь наиболее древними интрузивными породами, могут, по-видимому, параллелизоваться с диоритами дай-кообразного тела, секущего наиболее древние биотитовые гранодиориты юго-западной части Сибердикского массива. Гранитоиды массивов Геркулес, Тенкелийского, Ольчано-Анманманджинского, Урачано-Буралкитского, Верхне-Омчанского, возможно, одновозрастны с гранитами северо-восточной части Сибердикского массива, наиболее молодыми в этом массиве. Еще более молодые гранитоиды этого района, по-видимому, не имеют аналогов на смежных к северу территориях. Постгранитные дайки интрузивных липарит-дацитов, липаритов и андезитов в районе Сибердикского массива, по-видимому, могут быть параллелизованы

с вулканогенными породами Охотско-Чукотского пояса.

Гранитоидные породы Аян-Юряхского антиклинория по возрасту являются промежуточными между гранитоидами Яно-Колымской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Многие из этих массивов метаморфизуют вулканические породы верхнего мела, остатки которых нередко встречаются здесь, а также дайки и другие субвулканические тела, являющиеся корнями этих пород.

Имеющиеся определения абсолютного возраста гранитов из массивов Севастопольского (100—112 млн. лет), Улахан (100—108 млн. лет), Террасового (133 млн. лет), Нечинских (81—98 млн. лет), Хеникенд-

жинского (83,88 млн. лет), Бутугычагского и некоторых других датируют верхне- и нижнемеловой возраст этих массивов. Вместе с тем существует мнение, что подавляющее большинство гранитоидных тел Аян-Юряхского антиклинория, по аналогии с массивами Иньяли-Дебинского

мегасинклинория, имеют верхнеюрский возраст.

Северный пояс. В пределах Ольджойского прогиба и Полоусненского поднятия расположены многочисленные крупные гранитоидные интрузии, которые образуют здесь единый крупный ряд субширотного простирания, параллельный главному направлению складчатых структур, а также несколько небольших рядов поперечного направления. Интрузии субширотного направления условно считаются верхнеюрскиминижнемеловыми (Некрасов, 1962а), хотя имеются указания об их активном воздействии на нижнемеловые эффузивы. Абсолютный возраст биотитовых гранитов колеблется по разным данным (Н. И. Ненашев, Н. И. Полевая, Л. В. Фирсов) от 125 до 152 млн. лет, а лейкократовых гранитов, аляскитов и гранит-порфиров — от 115 до 125 млн. лет. Допускается также участие в строении этих массивов верхнемеловых гранодиоритов. Верхнемеловыми условно, по аналогии с «поперечными рядами» других районов, считаются все гранитоиды поперечных рядов. Абсолютный возраст их колеблется от 80 до 120 млн. лет (Н. И. Ненашев, Л. В. Фирсов). Эти гранитоиды прорывают верхнеюрские и нижнемеловые отложения.

И. Я. Некрасовым, М. А. Галкиным, Р. Н. Титовым, К. В. Яблоковым и другими среди рассматриваемых гранитоидных тел выделены четыре морфологические группы: 1) пластообразные интрузии; 2) плитовидные и клинообразные; 3) линзовидные и 4) штокообразные. Преимущественное развитие имеют, по мнению И. Я. Некрасова (1962), плитовидные или клинообразные тела, сужающиеся на глубине и резко расширяющиеся вверху. Примером пластообразных тел является Улахан-Сисский массив, расположенный в междуречье Индигирки и Алазеи. Массив вытянут в широтном направлении; длина около 200 км, ширина от 5 до 35 км. В разрезе — это мощное (200—850 м) пластообразное тело, падающее к северу под мезозойские отложения, причем северный контакт пологий (3—15°), а южный более крутой (от 15 до 45°). Плитообразную или клинообразную форму имеют Илин-Эмнекенский, по-видимому, Арга-Эмнекенский и другие массивы. Наиболее детально изучена морфология Илин-Эмнекенского массива. Он ориентирован длинной осью вдоль одноименного меридионального разлома, имеющего крутое (около 60°) падение к востоку. Восточный контакт массива крутой, западный более пологий; на глубине ширина массива сокращается.

Примерами линзовидных гранитоидных тел являются Такалканский и Омчикандинский массивы. Последний имеет в плане овальную форму, слабо вытянут в широтном направлении. Контакты массива наклонены под него — северный более круто (50—65°), южный — полого (15—25°).

Формирование гранитоидных массивов происходило, по мнению И. Я. Некрасова, на глубинах от 1 до 5 км. Глубина эрозионного среза интрузивов различна и зависит как от глубины формирования массивов, так и от их структурного положения: массивы, расположенные в зоне Полоусненского поднятия, размыты глубже, чем массивы Ольджойского прогиба.

Большинство гранитоидных массивов субширотного пояса сложено среднезернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, нередко с миаролитовой текстурой. В эндоконтактовых зонах, кроме того, отмечены лейкократовые, в том числе аплитовидные граниты, гранит-пор-

фиры, а также адамеллиты и гранодиориты. Местами гранит-порфиры и аплитовидные граниты переходят в олигоклазиты (на контакте с роговиками) или в микроклиниты (на контактах со скарнами). Меланократовые эндоконтактовые разности гранитоидов обычно содержат много ксенолитов вмещающих пород и обогащенных биотитом шлир. В некоторых случаях в этих гранитоидах так много темноцветных минералов, что они напоминают лампрофиры. Биотитовые граниты многих массивов рассечены лейкократовыми гранитами и аляскитами; в свою очередь лейкократовые граниты и аляскиты пересечены жилами аплитов, пегматитов, а также многочисленными кварцевыми жилами, несущими оловянно-вольфрамовое или молибденовое оруденение. В апикальных частях многих массивов имеются кварцево-слюдяно-топазовые грейзены, кварцево-турмалиновые жилы и окварцованные зоны дробления. Нередко полностью грейзенизированными оказываются жилы лейкократовых гранитов и аляскитов.

Массивы другого типа (Илин-Эмнекенский, Арга-Эмнекенский, Куобахский, западная часть Бакынского, Восточно-Полоусненского, центральная часть Улахан-Сисского) сложены роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, местами переходящими в краевых частях в диориты, кварцевые диориты или адамеллиты. Гранодиоритовые обычно рассечены многочисленными дайками порфировидных гранодиоритов, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов, а также аплитпегматитов и аплитовидных гранитов. Возраст гранодиоритов и их взаимоотношения с биотитовыми гранитами неясны, так как имеющиеся фактические материалы очень противоречивы. В Такалканском, Бакынском, Восточно-Полоусненском и других массивах отмечаются ксенолиты гранодиоритов, диоритов и диоритовых порфиритов в среднезернистых биотитовых гранитах. В этих же массивах, а также в Улахан-Сисском гранодиориты секутся жилами гранитов. С другой стороны, как установили И. Я. Некрасов, Е. В. Стригачев, Л. А. Павлюченко, И. Я. Власов, К. В. Яблоков, Е. М. Шестеренкин и другие, имеются обратные соотношения между этими породами: в Коханском гранодиоритовом массиве обнаружены ксенолиты аляскитовых гранитов, в западной части Бакынского массива в гранодиоритах наблюдались ксенолиты биотитовых гранитов, в Куобахском и Улахан-Сисском массивах биотитовые граниты секутся гранодиоритами.

И. Я. Некрасов, Ю. П. Лексикова, В. А. Дунаев и другие исследователи склоняются к признанию ранней фазы внедрения гранодиоритов позднеюрского-раннемелового возраста, а гранодиориты, секущие граниты, считают позднемеловыми. Более древние роговообманково-биотитовые гранодиориты имеют гипидиоморфнозернистую структуру с резким идиоморфизмом плагиоклаза и темноцветных минералов и ксеноморфными калинатровым полевым шпатом и кварцем. В кварцевых диоритах, слагающих эндоконтактовые зоны гранодиоритовых массивов, часто наблюдаются участки с монцонитовой структурой. Наиболее типичные гранодиориты первой фазы состоят из тонкосдвойникованного лабрадора № 55—65 в ядре зерен и альбит-олигоклаза в кайме (45— 55%), пелитизированного калинатрового полевого шпата (10-15%),кварца (25—30%), биотита и роговой обманки (до 20%); в небольших количествах присутствуют моноклинный и ромбический пироксены. Обычными акцессорными минералами являются апатит, циркон, ильменит, ортит и сфен; иногда присутствуют монацит, касситерит, данбурит и турмалин. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, серицитом, мусковитом, кварцем, альбитом. В зонах дробления и гидротермального изменения пород отмечаются пирит, галенит, молибденит, пирротин, халькопирит, сфалерит, арсенопирит и кобальтин.

Биотитовые граниты второй фазы внедрения имеют среднезернистую порфировидную структуру. Состав гранитов: плагиоклаз (20-25%), калинатровый полевой шпат (40-45%), кварц (25-30%), биотит (5—10%); крайне редко встречаются роговая обманка и моноклинный пироксен. Акцессорные и второстепенные минералы: апатит, циркон, гранат, турмалин, реже касситерит, топаз, флюорит, альбит, хлорит, эпидот, кальцит. В некоторых участках граниты содержат единичные зерна вольфрамита, пирита, арсенопирита, молибденита и других рудных минералов. Плагиоклаз в гранитах образует довольно крупные таблитчатые зерна с хорошо выраженной прямой зональностью. Центральные части кристаллов обычно серицитизированы, имеют состав № 30—40; краевые части образованы олигоклазом № 20—25, обычно альбитизированы. Қалинатровый полевой шпат гранитов второй фазы относится к нерешетчатому промежуточному и максимальному микроклину, содержит большое количество пертитовых вростков альбита. В эндоконтактовых разностях отмечается высокий триклинный ортоклаз, а также зональные зерна с триклинным ортоклазом в ядре и с микроклином в кайме.

Длина поперечных рядов гранитоидных интрузий (их насчитывается семь, но некоторые из них выражены нечетко) колеблется от 50 до 250 км. Гранитоидные штоки в этих рядах имеют крутые контакты, вытянуты вдоль их простирания в меридиональном направлении, а дайки, наоборот, ориентированы широтно. Площадь отдельных интрузивных тел колеблется от десятков метров до 25 км². В строении гранитоидных тел, составляющих поперечные ряды, принимают участие андезиновые граниты, гранодиориты, монцониты, тоналиты, кварцевые диориты и диориты. Для всех этих пород характерно высокое (до 35%) содержание темноцветных минералов (пироксена, амфибола, биотита) и их кучное распределение, присутствие в гранитах плагиоклаза повышенной основности (андезина и лабрадора), наличие граната, андалузита, кордиерита, высокое содержание сфена, иногда ортита, а также невыдержанность структуры. Местами в эндоконтактах отмечаются лейкократовые порфировидные и аплитовидные граниты. Гранитоидам сопутствуют немногочисленные маломощные жилы аплитов, редко встречаются пегматиты. Все гранитоидные тела очень слабо эродированы; на многих сохраняются реликты кровли, сложенные биотитовыми, мусковит-биотитовыми, турмалин-биотитовыми, кордиеритовыми и андалузитовыми роговиками. Андезиновые граниты имеют гипидиоморфнозернистую, участками гранулитовую и пойкилитовую структуру и состоят из промежуточного и низкого триклинного ортоклазпертита 35—45%; плагиоклаза (№26—42) 20—25%; кварца 30—35%, биотита 3-8%; очень редко присутствуют диопсид и роговая обманка, акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, гранатом, касситеритом, пиритом и ильменитом.

Роговообманково-биотитовые гранодиориты характеризуются гипидиоморфнозернистой, монцонитовой, пойкилитовой, часто порфировидной структурой и состоят из андезина или лабрадора (40—50%), промежуточного триклинного ортоклаз-пертита и микроклин-пертита (15—20%), кварца (25—40%), биотита (5—12%), роговой обманки (5—8%); редко присутствует пироксен; акцессорные минералы—апатит, циркон, ильменит, сфен, ортит, гранат; вторичные минералы представлены серицитом, актинолитом, хлоритом, эпидотом, цоизитом, лейкоксеном, редко цеолитами. В кварцевых диоритах и диоритах, по сравнению с гранодиоритами, возрастает содержание и основность плагиоклаза, количество калинатрового полевого шпата и кварца уменьшается

до 5—8%, а темноцветных минералов увеличивается до 35—40%, причем до 15% приходится на долю диопсида. С интрузивами поперечных рядов пространственно и генетически связаны месторождения олова касситерит-сульфидной формации, а также месторождения свинца, цинка и сурьмы свинцово-цинковой формации (И. Я. Некрасов, 1962а).

Главный пояс. Массивы Оханджинский и Чьорго, расположенные в центральной части пояса, являются типичными представителями крупных однофазных гранитных массивов, наиболее для него характерных. В период с 1932 по 1958 г. эти массивы изучали Ю. Н. Трушков, К. А. Шахворостова, Х. И. Калугин, Л. Л. Лисовский, И. С. Лорви, П. И. Показаньев, Д. М. Шаньгин, А. А. Лузин, Е. Т. Шаталов, А. И. Зубов, В. А. Соколовский, С. Г. Котляр, К. Н. Рудич, Б. Д. Комогорцев, П. К. Павловец и другие геологи. В 1957—1958 гг. В. А. Серебряков (1959, 1960, 1961, 1963) провел здесь специальные геологопетрографические исследования, направленные на изучение соотношений золотого оруденения и магматизма. Оба массива и особенно Чьорго вытянуты в северо-западном направлении согласно с простиранием вмещающих пород. Площадь каждого из массивов около 700 км² при длине 73 км (Чьорго) и 43 км (Оханджа). Западный контакт этих массивов имеет пологое падение, восточный — более крутое (40—60°), что в общем соответствует залеганию слоев вмещающей толщи. В то же время часто наблюдается секущее положение плоскости контактов по отношению к структуре вмещающих пород. Это позволяет считать массивы Чьорго и Оханджинский поздне- или послескладчатыми.

Рассматриваемые массивы прорывают и метаморфизуют нижне- и среднеюрские отложения, а также все малые интрузии (диоритов, порфиритов, кварцевых порфиритов, липаритов и некоторых других пород). Многие из догранитных малых интрузий считаются корнями расположенных поблизости верхнеюрских (оксфорд-нижневолжских) эффузивов. Верхняя возрастная граница массивов не установлена. Поэтому наиболее вероятный возраст гранитов — граница верхней юры и нижнего мела или нижний мел. Определения абсолютного возраста в 12 образцах из различных фациальных разновидностей гранитоидов массивов Чьорго и Оханджинского установили цифры от 125 до 164 млн. лет. При этом транитоиды главной фации характеризуются цифрами от 151 до 164 млн. лет, в связи с чем Л. В. Фирсов считает их среднеюрскими (1962б). В массиве Чьорго выделяются среднезернистые гипидиоморфнозернистые, местами порфировидные биотитовые и двуслюдяные адамеллиты, слагающие примерно 95% площади массива (главная фация), различные по структуре лейкократовые и двуслюдяные граниты, составляющие эндоконтактовую зону, но образующие также жилы и пологозалегающие тела в породах главной фации. вершинах водоразделов сохранились в виде участков щадью до 4 км² фельдшпатизированные породы кровли. Относительно редки турмалиновые пегматиты, которые образуют жилы, мелкие линзы и изометричные обособления как в адамеллитах, так и в жильных гранитах. Ограниченным распространением пользуются в массиве жильные тела грейзенизированных, альбитизированных и окварцованных гранитов, а также турмалино-кварцевые и кварцевые жилы.

Подавляющее большинство жильных гранитов и гидротермальных образований, а также разновозрастных разрывов имеют северо-восточное простирание, т. е. расположены поперек длинной оси массива. Наиболее мощные крутопадающие и пологозалегающие жильные тела лейкократовых и двуслюдяных гранитов сложены несколькими структурными разновидностями пород, имеющими как резкие, так и постепенные контакты друг с другом. Очень часто внутри таких тел распола-

гаются участки метасоматически измененных вмещающих адамеллитов, причем контакты таких участков очень неотчетливые. Контакты наиболее мощных жильных тел лейкократовых и двуслюдяных гранитов с вмещающими адамеллитами также часто неотчетливы, с признаками замещения боковых пород жильным выполнением. Эти факты позволяют В. А. Серебрякову (1960) предполагать немагматическое происхождение по крайней мере части жильных тел. Биотитовые граниты и адамеллиты главной фации Чьорго состоят из тонкорешетчатого промежуточного микроклин-пертита * и триклинного промежуточного ортоклаз-пертита, зонального переходного и низкотемпературного олигоклаза лабрадора, волнисто угасающего кварца, темно-коричневого биотита, мусковита и фенгита, хлорита и акцессорных минералов (железистый турмалин, циркон, титанит, ксенотим, гранат, андалузит, силлиманит, кордиерит, шпинель и некоторые другие). Количественные соотношения минералов в гранитоидах главной фации массивов Чьорго и Оханджинский даны в табл. 6.

Минеральный состав гранитов (в объемных %)

Таблица 6

Минералы	Западная часть Оханджин- ского массива	Массив Чьорго	Восточная часть Оханд- жинского массива
Плагиоклаз	35,2	34,0	23,4
	24,1	22,4	32,3
	31,6	32,2	36,6
	8,0	10,0	3,4
	0,1	0,6	2,8
	0,3	0,4	0,5
	0,5	0,6	0,5
диерит	Редки	Обычны	Редки
	99,8	100,2	99,5
	8,1	14,0	24,3
Количество подсчетов	17	180	55

Двуслюдяные и лейкократовые биотитовые граниты отличаются более высоким содержанием калинатрового полевого шпата (30%), представленного главным образом промежуточным и максимальным микроклин-пертитом, меньшим количеством более кислого и более низкотемпературного плагиоклаза (25%), большим содержанием кварца (40%), мусковита и хлорита (3%), меньшим содержанием биотита (1%).

Оханджинский массив отличается своеобразной формой: восточная его часть располагается в крупном куполе, западная—в смежном крупном прогибе кровли. В Оханджинском массиве В. А. Серебряковым в 1958 г. наблюдались мощные реликтовые дайки интрузивных

^{*} Названия полевых шпатов при описании гранитоидов Яно-Колымской складчатой области даны в соответствии с классификацией А. С. Марфунина, учитывающей состав и структурное состояние минерала. При этом только для некоторых образований из массивов Чьорго, Оханджинского и Негаяхского определения отличаются необходимой точностью (имеются рентгенографические данные). Во всех остальных случаях диагностика полевых шпатов проведена авторами очерка на основании массовых измерений на федоровском столике ортоскопическим методом в шлифах нормальной толщины или даже по единичным измерениям, заимствованным из отчетов о геологических съемках. Это приводит к некоторой условности применяемых названий. — Ред.

липарит-дацитов, перекристаллизованных, фельдшпатизированных и окварцованных. Эти дайки прослежены более чем на 20 км во вмещающих породах и почти на 15 км в пределах массива. Местами около заключенных в гранитах дайковых пород сохраняются также ороговикованные глинистые сланцы.

Оханджинский массив характеризуется многими общими особенностями геологического строения и петрографии с массивом Чьорго, но имеются и различия в свойствах этих гранитоидов. По В. А. Серебрякову (1960, 1961), это объясняется различной интенсивностью послемагматического преобразования пород тлавной фации — наибольшей в восточной части Оханджинского массива, где имелись благоприятные условия для концентрации послемагматических растворов (купол), наименьшей — в западной части того же массива (прогиб кровли) и промежуточной в Чьорго.

Среднезернистые биотитовые граниты и адамеллиты из западной части Оханджинского массива имеют гранитовую структуру и массивную текстуру. Они состоят из нерешетчатого пелитизированного промежуточного, изредка высокого микроклин-пертита, зонального переходного, реже низкотемпературного олигоклаза-лабрадора, ксеноморфного кварца, густо коричневого биотита, очень редко — хлорита и акцессорных минералов (циркона, апатита, титанита, ильменита, иногда турмалина, андалузита, силлиманита, кордиерита, альмандина, шпинели и некоторых других). Химический состав гранитов приводится в табл. 7.

Таблица 7 Средний химический состав гранитов

Компоненты	Западная часть Оханд- жинского массива	Массив Чьорго	Вост о чная час ті Сханд- жинского массива		
$\begin{array}{c} {\rm SiO_2} \\ {\rm TiO_2} \\ {\rm Al_2O_3} \\ {\rm Fe_2O_3} \\ {\rm FeO} \\ {\rm MnO} \\ {\rm CaO} \\ {\rm MgO} \\ {\rm K_2O} \\ {\rm Na_2O} \\ + {\rm H_2O} \\ - {\rm H_2O} \\ {\rm P_2O_5} \\ {\rm S_{06 III}} \end{array}$	71,90 0,26 14,71 0,18 1,85 0,03 2,57 0,43 3,64 3,10 0,59 0,13 0,14 0,03	69,26 0,54 15,68 0,42 2,69 0,07 1,96 0,88 4,11 3,17 0,59 0,12 0,17	75,77 0,07 13,66 0,20 0,61 0,04 0,76 0,30 4,45 3,59 0,32 0,11 0,09 Сл.		
Σ П. п. п.	99,56 0,48	99,69 0,58	99,97 0,51		

Двуслюдяные граниты из восточной части Оханджинского массива характеризуются средне- и крупнозернистой гранитовой, местами гранобластовой структурой. Они состоят из резко решетчатого прозрачного максимального и промежуточного микроклин-пертита, неотчетливо зонального переходного и низкотемпературного альбит-олигоклаза и андезина, ксеноморфного, волнисто погасающего кварца, красноватокоричневого биотита, фенгита, мусковита, хлорита и акцессорных мине-

ралов (циркон, апатит, монацит, турмалин, изредка андалузит, кордие-

рит, гранат, шпинель и некоторые другие минералы).

Массив Морджот, расположенный в 20 км южнее Чьорго, имеет несколько иные особенности. Возрастные соотношения массива с разнообразными малыми интрузиями, изученные К. Н. Рудичем в 1950 г., и цифры абсолютного возраста (160 млн. лет) позволяют предполагать одновозрастность Морджота с массивами Чьорго и Оханджинским. Главная фация Морджотского массива представлена биотитовыми, реже роговообманково-биотитовыми адамеллитами, близкими к гранодиоритам. По сравнению с адамеллитами Чьорго и западной части Оханджинского массива адамеллиты Морджотского массива содержат больше плагиоклаза и цветных минералов и меньше калинатрового полевого шпата и кварца, химический состав их характеризуется более высоким содержанием железа, кальция и меньшим содержанием щелочей и кремнекислоты. Гранитоиды главной фации Морджотского массива обычно имеют в своем составе переходный, низкотемпературный и высокотемпературный зональный (№ 20—50) 30—50%; триклинный промежуточный ортоклаз-пертит 20— 30%; кварц 25—30%; слабо хлоритизированный коричневый биотит 6— 13%; изредка присутствует роговая обманка (до 3%); среди второстепенных минералов установлены апатит, гранат, сфен, эпидот, мусковит, арсенопирит, пирит, кордиерит и некоторые другие. По мнению К. Н. Рудича, маесивы Морджотский и Малый Анначат можно считать выходами одного крупного гранитоидного тела, о чем свидетельствует общее поле контактово-метаморфизованных пород.

Аналогами Оханджинского массива и массива Чьорго являются южная часть массива Большой Анначат, южная часть массива Порожной Цепи, Догдинский, Чугулукский, Чибагалахский, Хадараньинский, Право-Эрикитский, Барыллыэлахский, южная часть Большепорожного и другие массивы из бассейна среднего течения р. Индигирки. Особенно интересен по геологической позиции и форме Барыллыэлахский массив, петрографически во многих отношениях похожий на массив Чьорго.

Барыллыэлахский массив расположен на границе Иньяли-Дебинского мегасинклинория с Колымо-Омолонским массивом, среди покровов липаритов, дацитов и пластов туфов, разделенных пачками песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, в которых собрана фауна ауцелл оксфорд — ранневолжского века (М. С. Аргунов, 1958 г.). Эти отложения метаморфизованы при становлении гранитоидного массива; нижняя возрастная граница его — не ниже верхнего волжского яруса. Верхняя возрастная граница массива не установлена. Барыллыэлахский массив имеет площадь около 130 км2 при длине 43 км и ширине от 600 м до 5 км. Он вытянут вдоль линии глубинных разломов, отделяющих мезозойские образования от нижнепалеозойских Плоскости контактов имеют в основном крутое падение, лишь у самой юго-восточной оконечности Барыллыэлахского массива отмечается пологое падение контакта. Палеозойские известняки в контакте с интрузией мраморизованы. В верхнеюрских эффузивах кислого состава метаморфизм проявился в образовании мелкочешуйчатого биотита, хлорита, серицита, цеолита, карбоната и минералов группы эпидота.

Барыллыэлахский массив сложен в основном порфировидными среднезернистыми биотитовыми гранитами, в разной степени катаклазированными и измененными автометасоматическими процессами. Широким распространением пользуются жилы лейкократовых гранитов и тела гранит-порфировых пород. Интенсивно катаклазированные граниты особенно широко распространены в северо-восточной части интрузии, заключенной между двумя разломами. Наиболее сильные автометасоматические изменения гранитов проявлены в центральной и юго-восточной ее части, в линейно вытянутых зонах с меридиональным и северо-западным простиранием. Среднезернистые биотитовые траниты имеют гипидиоморфнозернистую, иногда порфировидную структуру. Состав гранитов: незональный альбит-олигоклаз, реже зональный плагиоклаз с андезином в ядре (25%), низкий и промежуточный триклинный ортоклаз-пертит, редко решетчатый микроклин (36%), кварц (33%), биотит (5%). Из акцессорных минералов присутствуют апатит, сфен, циркон. По трещинам в гранитах развиваются тонкочешуйчатые агрегаты хлорита, светлой слюды, иногда эпидота.

Катаклазированные граниты представляют собой серые, инотда розоватые, слабо порфировидные породы меланократового облика, с линзовидными обособлениями серого кварца и хлоритизированного биотита, нередко вытянутыми в одном направлении. Катаклаз в гранитах выражается в изогнутости двойниковых швов плагиоклаза, в дроблении зерен кварца и калинатрового полевого шпата; листочки биотита изогнуты, гофрированы, расщеплены, разорваны и вытянуты в одном направлении, в результате чего возникает гнейсовидная текстура гранитов. В наиболее измененных разностях граниты милонитизированы. В милоните развиваются эпидот, хлорит, серицит, а по трещинам — кварц.

В мусковитизированных гранитах, широко развитых в юго-восточной и центральной частях интрузии и связанных постепенными переходами с биотитовыми гранитами, биотит более чем наполовину замещен мусковитом; по-видимому, мусковит развивается также по плагиоклазу. Иногда в ассоциации с мусковитом находятся флюорит и турмалин. К участкам площадной мусковитизации приурочено большое количество линейно вытянутых зон грейзенизации и жильных грейзенов с флюоритом и сульфидами. Аплитовидные граниты и аплиты в виде маломощных жил распространены исключительно в пределах интрузии, особенно в ее юго-восточной части.

Во вторую фазу магматической деятельности, по данным С. Г. Котляра (1956 г.), образованы многочисленные дайки и штокообразные тела гранит-порфиров, широко развитые как в теле интрузии, так и во вмещающих породах. В южной части Барыллыэлахского массива гранит-порфиры секут тело интрузии в виде ветвящихся даек с многочисленными апофизами: контакт гранит-порфиров с гранитами резкий, иногда наблюдаются явления закалки. Дайки гранит-порфиров имеют протяженность до 10 км, мощность их до 300 м. В северной части района дайкообразные и штокообразные тела гранит-порфиров переходят из массива в верхнеюрские осадочно-вулканотенные породы. Здесь их мощность достигает 1,5 км; протяженность от 3,5 до 13 км. Среди гранит-порфиров С. Г. Котляр выделяет три разновидности, отличающиеся по цвету, структуре и количественным соотношениям вкрапленников. Отмечены пересечения гранит-порфиров жилами аплитов. В. А. Серебряков допускает, что некоторые тела гранит-порфиров являются реликтовыми.

Типичным представителем сложнопостроенных гранитоидных массивов позднеюрского — раннемелового возраста южной части Адыча-Бохапчинской зоны является Негаяхский массив (рис. 8). Он находится в междуречье Дебина и Мылги — левых притоков р. Колымы. Площадь массива 830 км² при длине 85 и ширине от 2 до 17 км. Массив располагается в приосевой части линейно вытянутой в северо-западном направлении синклинальной складки с размахом крыльев 20—30 км.

В период с 1932 по 1962 г. массив изучался Е. Т. Шаталовым, Л. А. Снятковым, Ф. К. Рабинович, Н. В. Тупициным, Б. Н. Владимировым, Б. В. Губачевым, А. А. Ершовым, А. И. Неймарком, А. И. Зубовым, Ю. М. Сониным, Н. С. Александровой, Б. Д. Комогорцевым и др. В 1959—1960 гг. В. А. Серебряковым проведены тематические геолого-петрографические

1 15/1 2 V_V 4 \^^\sigma 5

Рис. 8. Схематическая карта Негаяхского гранитоидного массива. По В. А. Серебрякову, 1959 г. 1 — триасовые и юрские терригенные отложения;
 2 — верхнеорские (?) вулканогенные образования;
 3 — среднезернистые роговообманково-биотитовые граниты;
 4 — метасоматически измененные догранитные интрузивные метасоматически измененные догранитыне интрузивные породы; 5 — миаролитовые граниты (фельдшпатизированные и перекристализованные эффузивы); 6 — двуслюзиные граниты; 7 — габбро и анортозиты, перидотиты; 8 — дайки долеритов; 9 — тектонические разрывы

следования.

Вмещающими породами являются юрские глинистые сланцы, среди которых нередки пластовые тела липаритов липарит-дацитов. И На правобережье ручья **Та**манго в экзоконтакте массива В. А. Серебряковым обнаружены вулканогенные породы: липариты, липаритдациты и дациты, переслаивающиеся с глинистыми сланцами. По мнению Б. Д. Комогорцева (1962 г.) и других исследователей, эти породы образуют пластовые интрузии. Мощность вулканогенных пород в этом участке 300-350 м; по аналогии с такими же породами в районе оз. Дарпир их возраст считается верхнеюрским. Осадочные и вулканогенные породы секутся многочисленными малыми интрузиями среднего и кислого состава более древними, чем гранитоиды главной фации Негаяхского массива.

Западный контакт массива повсеместно имеет крутое, а местами вертикальное падение; на отдельных участках наблюдается наклон плоскости контакта в сторону массива. Этот контакт имеет секущий характер поотношению к вмещающим:

породам. Восточный контакт наклонен более полого (40—70°) в сторону от массива. На отдельных участках наблюдается согласное положение плоскости восточного контакта и слоистости, хотя чаще контакт имеет секущее положение как в плане, так и по падению. Во многих участках массив Негаях ограничен вытянутыми телами догранитных диоритов. Для массива характерны разрывные нарушения меридионального и северо-западного направления. К ним приурочены жилы лейкократовых гранитов, зоны изменения гранитов, разнообразные гидротермальные образования и послегранитные дайки долеритов.

В пределах Негаяхского массива установлены следующие группы горных пород: 1) среднезернистые роговообманково-биотитовые граниты (главная интрузивная фаза); 2) преимущественно лейкократовые граниты различной структуры из жил и эндоконтактов (жильная и эндоконтактовая фации главной фазы); 3) кварцевые диориты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры; эти породы древнее гранитов и являются метасоматически измененными первичными породами, по-видимому, основного состава; 4) перекристаллизованные и фельдшпатизированные эффузивы (миароловые микропегматитовые граниты и родственные с ними породы); 5) гидротермально измененные гранитоиды и гидротермальные жилы. Вблизи южной оконечности массива, кроме того, встречены габбро; их меланократовые разности переходят местами в перидотиты, а лейкократовые — в анортозиты. Очень сложно построенная южная часть массива плохо обнажена и изучена недостаточно.

Среднезернистые роговообманково-биотитовые граниты занимают около 60% площади массива; наиболее широко распространены они в средней, глубокоэродированной его части.

Роговообманково-биотитовые граниты имеют светло-серую окраску. массивное, реже сланцеватое сложение, равномернозернистую, слегка порфировидную гранитную структуру. Они состоят из триклинного промежуточного и низкого ортоклаз-пертита 54%, низкотемпературного и переходного олигоклаза и альбита 13%, кварца 30%, биотита 2%, амфибола (гастингсит, редко арфведсонит или обыкновенная зеленая роговая обманка) — 1%, а также акцессорных минералов. В средней части массива изредка устанавливаются разности роговообманково-биотитовых гранитов с неотчетливо решетчатым микроклином. Для них характерна обыкновенная роговая обманка и более основной плагиоклаз (до № 30). Местами такие граниты содержат единичные зерна фаялита. Акцессорные и второстепенные минералы представлены ортитом, эпидотом, малаконом, флюоритом, цирконом, апатитом, ксенотимом, ильменитом, изредка фаялитом, турмалином и некоторыми другими минералами. В гранитах наблюдаются следы интенсивного послемагматического преобразования: перекристаллизация и взаимозамещение полевых шпатов, биотитизация, эпидотизация, окварцевание. Химический состав рассматриваемых гранитов:

Лейкократовые граниты распространены широко, но почти не образуют мощных тел. Они залегают преимущественно среди роговообманково-биотитовых гранитов, иногда среди других разновидностей гранитоидов, а также в роговиках около контакта массива. Преобладающее направление жильных тел близко к меридиональному. Большая часть жил в пределах массива сложена неравномернозернистыми и мелкозернистыми разностями гранитов, аналогичными жильным гранитам Чьорго и Оханджи. Контакты жил с вмещающими породами обычно отчетливые. Лишь наиболее мощные жильные тела имеют местами нерезкие контакты, связанные, по В. А. Серебрякову (1959 г.), с частичным замещением вмещающих гранитов жильными породами.

Лейкократовые граниты в эндоконтактовой зоне представлены среднезернистыми разностями и содержат биотит. Отличия лейкократовых гранитов Негаяхского массива от среднезернистых роговообманково-биотитовых гранитов главной фации незначительны: в лейкократовых гранитах содержится несколько меньше цветных минералов и калинатрового полевого шпата, больше кварца, альбита (в том числе

в виде пертитовых вростков в калиевом полевом шпате), хлорита. Среди акцессорных минералов иногда устанавливается дюмортьерит.

Пегматитовые жилы пользуются неравномерным распространением. Их обычный состав: кварц, калинатровый полевой шпат, единичные чешуйки мусковита и биотита, изредка турмалин, еще реже андалузит,

корунд, касситерит и некоторые другие минералы.

Тела древних интрузивных пород выделены В. А. Серебряковым (1955 г.), А. И. Зубовым (1942 г.) и другими геологами как в пределах Негаяхского массива, так и в роговиках в различном удалении от контакта. Установлены штокообразные и дайкообразные тела кварцевых диоритов, монцонитов, гранодиоритов и гранитов. Структуры пород с увеличением их кислотности меняются от равномернозернистых до резко порфировидных и порфировых. Догранитный возраст этих пород обосновывается наблюдениями их пересечений жилами лейкократовых гранитов, отчетливым контактовым метаморфизмом и интенсивной перекристаллизацией, наличием ксенолитов таких пород в гранитах. Догранитные породы содержат крупные кристаллы андалузита, кордиерита, скопления шпинели и гломеробласты биотита. Характерно, что они содержат большое количество остроугольных ксенолитов, представленных главным образом обломками кристаллических сланцев, жильного кварца и полосчатых пород типа мигматитов. По-видимому, эти ксенолиты вынесены магмой из кристаллического фундамента. В. А. Серебряков (1959 г.) считает, что различия в составе и структурах догранитных пород Негаяхского массива объясняются неодинаковой степенью метасоматического изменения первоначально однообразных, по-видимому, диоритовых пород.

Перекристаллизованные и фельдшпатизированные эффузивы (миароловые граниты) и родственные с ними породы слагают главным образом вершины водоразделов. Эта группа пород включает в себя большое число разновидностей, различающихся по окраске, особенностям структуры, текстуры, состава. Обычно наблюдается чередование пологолежащих пластовых тел, сложенных несколько различающимися гранитоидами и имеющими мощность от 10 до 100 м. В северной части массива преобладают светлоокрашенные микропегматитовые граниты, в которых в мелких миароловых пустотах содержатся эпидот, кварц и и мелкочешуйчатый бледно-зеленый биотит. Подчиненным распространением пользуются пластообразные тела голубовато-серых и розоватосерых среднезернистых гранитоидов. Контакты между различными гранитоидами рассматриваемой группы резкие, без переходных разностей.

Голубовато-серые граниты состоят из калинатрового полевого шпата (45—65%), кварца (20—35%), зонального олигоклаз-андезина (18—25%), зеленой роговой обманки и биотита (до 7%), иногда единичных зерен фаялита. Цвет пород обусловлен голубоватым цветом водяно-прозрачного калинатрового полевого шпата. Розоватый оттенок других разновидностей гранитоидов связан с окраской интенсивно пели-

тизированного калинатрового полевого шпата.

Соотношения перекристаллизованных эффузивов с гранитами главной фазы наблюдались В. А. Серебряковым (1959 г.) на левом водоразделе ручья Ледникового. Здесь мощное (100—120 м) пологое тело перекристаллизованных эффузивов залегает на среднезернистых роговообманково-биотитовых гранитах. В основании оно составлено массивными, относительно крупнозернистыми миароловыми гранитоидами, которые секутся жилами лейкократовых гранитов. Выше породы становятся мелкозернистыми с тонкой пластовой деятельностью. В экзоконтакте Негаяхского массива в этом участке встречены остатки покрова кислых эффузивов.

На водоразделах ручья Таманго переход от ороговикованных эффузивов в экзоконтакте массива к миароловым гранитам совершенно постепенный. Среди гранитоидов описываемой группы внутри массива установлены блоки метаморфизованных порфировых пород типа липаритов, дацитов, иногда литокластических туфов. Эти наблюдения позволяют В. А. Серебрякову считать, что микропегматитовые миароловые граниты образованы путем перекристаллизации и фельдшпатизации вулканогенных пород в кровле массива.

Другие геологи (А. И. Зубов, 1942 г., Б. Д. Комогорцев, 1962 г.) рассматривают миаролитовые граниты как обычную разновидность ин-

трузивных пород, слагающих массив.

пород.

По сложности строения, широкому распространению явлений фельдшпатизации и перекристаллизации кровли Негаяхскому массиву аналогичен Хаяргастахский массив, расположенный в ядре крупной антиклинальной складки триасовых пород в бассейне правых притоков р. Индигирки — р. Кур и р. Тихон-Юрях. Хаяргастахский массив протягивается в северо-западном направлении, согласно с простиранием вмещающих пород; длина его около 60 км, ширина от 5 до 11 км. В восточной части массив контактирует с верхнеюрскими осадочно-вулканогенными породами и с палеозойскими карбонатными породами. Помнению С. Г. Котляра (1951 г.), массив имеет форму батолита. Контакты массива пологие, причем юго-западный контакт несколько более крутой (30—50°), а северо-восточный и восточный падают под углом 15—20°. В северо-западном направлении ширина контактового ореола достигает 6 км. В юго-восточном поле контактового метаморфизма расположен сателлит массива — шток Волшебник. Этот шток вскрыт эрозией на значительную глубину. Он вытянут в широтном направлении на 19 км при ширине до 5 км и на западе переходит в постепенно выклинивающуюся дайку северо-западного простирания.

Большую часть Хаяргастахского массива слагают меланократовые лабрадоровые граниты и гранодиориты с повышенным содержанием биотита (до 20%), нередко образующего линзовидные скопления. В наиболее глубоко вскрытой центральной части массива и местами в эндоконтактах распространены среднезернистые биотитовые андезиновые граниты. Непосредственно к кровле примыкает зона стометровой мощности, сложенная очень темными породами кварцево-монцонитового состава (нередко с повышенным содержанием кварца). Среди темноцветных минералов отмечены биотит, роговая обманка и пироксен. По С. Г. Котляру, эта зона образована путем гранитизации осадочных

Значительная часть штока Волшебник сложена биотитовыми субщелочными гранитами, которые в периферической и апикальной части штока переходят в двуслюдяные мусковитовые разности. Двуслюдяные граниты встречены также в восточном эндоконтакте Хаяргастахского массива, где они связаны постепенными переходами с меланократовыми гранитами и гранодиоритами. Жилы аплитовидных гранитов и аплитов в теле Хаяргастахского массива сравнительно редки. Мощность жил не более 1—2 м, протяженность до 30 м, простирание северо-восточное, субмеридиональное и субширотное; падение крутое. Аплитовидные граниты связаны постепенными переходами с аплитами; такими же переходами связаны с аплитами маломощные прожилки и линзы пегматитов.

Северное окончание Яно-Колымского пояса составляют крупнейшие массивы Туостахский, Догдинский, Тирехтяхский, Куреньинский, Хадараньинский и другие площадью от 1000 до $2000~\kappa m^2$. В плане массивы вытянуты в северо-западном и субмеридиональном направлении

и расположены в виде открытого к северу веера. Некоторые массивы при этом пересекают границу Колымского срединного массива и отчасти расположены в его пределах, отчасти в пределах Яно-Колымской складчатой области. Догдинский массив пересекают верхнеюрские эффузивные и осадочные толщи Догдинского грабена. Многие массивы, по-видимому, сужаются на глубине, имея плитообразную и клинообраз-

ную форму (Некрасов, 1962а).

Рассматриваемые массивы сложены преимущественно роговообманково-биотитовыми гранитами и гранодиоритами в той части, которая сечет песчано-сланцевые отложения, и биотитовыми гранитами в части, секущей палеозойские карбонатные толщи. Эндоконтактовые явления также зависят от характера вмещающих пород: на контакте со сланцами и песчаниками появляются кварцевые диориты, а с известняками — лейкократовые граниты или пироксен-амфиболовые граносиениты и геденбергитовые сиениты. Во многих массивах большое зна-

чение имеют переработанные остатки кровли.

К югу от массивов Чьорго и Негаяхского Главный пояс распадается на отдельные ветви, из которых наиболее четко выражены три — меридиональная, юго-восточная и восточная (Матвеенко, Шаталов, 1958). Меридиональная ветвь, в которую входят Большой и Малый Анначагские, Малопорожноцепинский, Ярыгский, Сибердикский и Геркулесский массивы, и юго-восточная, включающая массивы Уаза-Ина, Хапчагай, Порожный и Бохапчинский, подходят к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу и причленяются к нему в районах Лево-Сеймканского и Верхне-Тальского интрузивов. Для перечисленных гранитоидов характерно сложное полигенное строение, связанное с появлением в южной части Яно-Колымской складчатой области относительно все более молодых изверженных пород по мере приближения к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. Примерами полигенных массивов могут служить Большой Анначагский и Сибердикский массивы.

Массив Большой Анначаг (рис. 9) состоит из двух частей: более древней южной (верхняя юра — нижний мел) и относительно молодой северной (мел). Абсолютный возраст гранитоидов южной части массива 156, 160 млн. лет, гранитоидов северной части 89, 92, 191 млн. лет. Общая площадь 1350 км². Южная часть массива имеет в плане овальную форму, вытянутую в северо-западном направлении, согласно с простиранием складок Адыча-Детринского мегасинклинория; контакты интрузии, как правило, крутые. Вмещающие среднетриасовые и юрские сланцы и алевролиты на контакте превращены в кордиеритовые, био-

титовые и мусковит-кварцевые роговики.

Южная часть Большого Анначага сложена крупнозернистыми двуслюдяными лейкократовыми гранитами. Встречаются жилы и линзы пегматитов. Массив сечется многочисленными дайками липаритов, дацитов, андезитов и других пород, а также штоком интрузивных дацитов.

Северная часть массива Большой Анначаг в плане имеет овальную форму, вытянутую в меридиональном направлении, т. е. занимает секущее положение по отношению к линейным складкам Иньяли-Дебинского мегасинклинория; однако вместе с близким по составу массивом Уаза-Ина северная часть Большого Анначага образует ряд северозападного простирания. Геофизические данные (Ващилов, 1963) указывают на соединение этих тел на небольшой глубине. Западный контакт массива круто падает под гранитоиды, восточный и северный контакты имеют пологое падение. Верхнетриасовые и юрские глинистые сланцы и алевролиты на контакте с интрузией преобразованы в биотитовые, кордиеритовые, двуслюдистые и другие роговики. В составе

массива отмечаются адамеллиты и граниты главной фации. Около пологих контактов и вблизи остатков кровли встречаются разнообразные более лейкократовые гранитоиды. Около крутого западного контакта

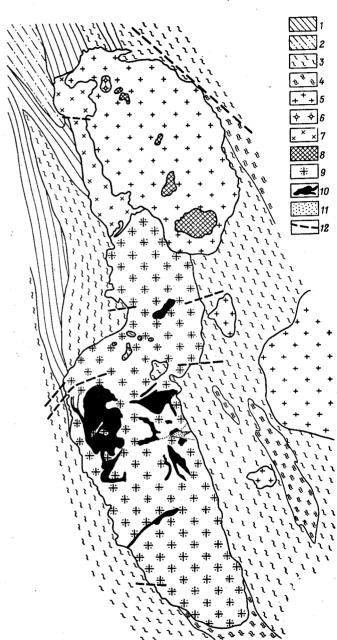


Рис. 9. Схематическая карта гранитоидного массива Большой Анначаг. По В. Н. Липатову, 1958 г.

1—средняя юра; 2—нижняя юра; 3—верхний триас; 4—средний триас; 5—биотитовые граниты, главная интрузивная фация молодой фазы; 6—гранит-порфиры, фация дополнительных интрузий в гранитах молодой фазы; 7—гранодиориты фации эндоконтактов, молодая фаза; 8—граниты зированные ксенолиты древних изверженных пород; 9—крупнозернистые граниты главной фации ранней фазы; 10—разнозернистые двуслюдяные граниты фации дополнительных интрузий, ранняя фаза; 11—молодые субвулканические дации; 12—разломы

распространены гранодиориты. Жильная серия представлена главным образом мелкозернистыми лейкократовыми гранитами. Массив сечется

дайками липаритов, андезитов и других пород.

Сибердикский массив, расположенный в междуречье нижнего течения р. Детрин и р. Обо, имеет сложное строение (рис. 10). По материалам Н. В. Ичетовкина (1962 г.), юго-западная часть массива более

древняя (поздняя юра — ранний мел), а северо-восточная имеет меловой возраст. Абсолютный возраст гранитоидов юго-западной части 151 млн. лет, а северо-восточной 126 млн. лет. Общая площадь массива 330 κm^2 . Гранитоиды юго-западной части массива прорывают

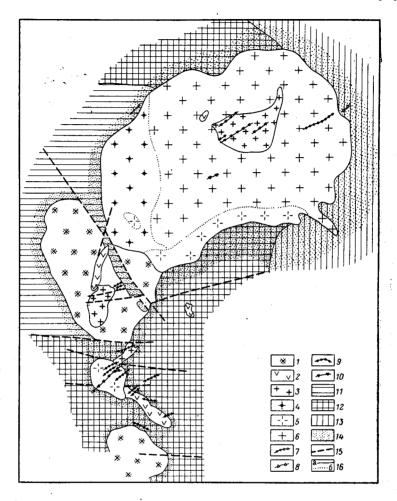


Рис. 10. Схематическая карта Сибердикского гранитоидного массива. По Н. В. Ичетовкину, 1962 г.

ТОВКИНУ, 1902 Г.
 І — биотитовые гранодиориты І фазы внедрения; 2 — двупироксеновые кварцсодержащие и кварневые диориты ІІ фазы внедрения; 3 — мелкозернистые двуслюдяные, частично грейзенизированные граниты и плагиограниты ІІІ фазы внедрения; 4 — 6 — роговообманково-биотитовые адамеллиты и биотитовые граниты ІV фазы внедрения (4 — порфировидные биотитовые граниты, 5 — равномернозернистые биотитовые граниты, 6 — роговообманково-биотитовые граниты, 7 — догранитные дайки кислого состава; 8 — догранитные дайки среднего состава; 9 — послегранитные дайки биотитовых дацитов; 10 — послегранитные дайки андезитов; 11 — песчаники и глинистые сланцы верхней перми; 12 — песчаники и глинистые сланцы нижнего триаса; 13 — песчаники и глинистые сланцы среднего триаса; 14 — зоны контактового метаморфизма; 15 — разломы; 16 — линии контактов (а — стратиграфических и интрузивных, б — постепенного изменения состава изверженных пород)

пермские, нижне- и среднетриасовые глинистые сланцы и алевролиты, превращенные на контакте с интрузией в биотитовые, андалузитовые и кордиеритовые роговики. Гранитоиды северо-восточной части массива залегают в нижне-, средне- и верхнетриасовых глинистых сланцах и алевролитах, превращенных в биотитовые и иногда кордиеритовые роговики. Сибердикский массив имеет овальную форму, вытянут в северо-восточном направлении, приурочен к брахиантиклинальной складке.

Юго-восточный и, вероятно, северо-западный контакты массива пологие (20—30°), северо-восточный контакт крутой. Местами устанавливается согласное со слоистостью вмещающих пород положение плоскости юго-восточного и северо-восточного контакта.

Юго-западная часть массива состоит в основном из среднезернистых роговообманково-биотитовых микроклиновых гранодиоритов и небольшого количества жильных тел мелко- и среднезернистых гранитов. Гранодиориты прорваны мощным дайкообразным телом диоритов и штокообразным телом мелкозернистых биотитовых и двуслюдяных гранитов.

Северо-восточная часть массива состоит главным образом из среднезернистых роговообманково-биотитовых гранитов. В юго-восточном эндоконтакте распространены более лейкократовые биотитовые граниты. В большом количестве встречаются жилы различных лейкократовых гранитов и пегматитов. В центральной части массива установлены реликтовые тела диоритов и мелкозернистых двуслюдяных гранитов, которые в юго-западной части Сибердикского массива являются рвущими телами. Контакт между обеими частями массива интрузивный. Гранитоиды Сибердикского массива секутся дайками интру-

зивных липарит-дацитов.

Юго-восточная ветвь Главного пояса включает Хатыннахский, Басугуньинский, Сторожевой, Красивый, Грозовый и Столовый массивы. По данным И. Р. Якушева (1953 г.), в состав рассматриваемых массивов помимо нормальных биотитовых и роговообманково-биотитовых гранитов, которые залегают в относительно глубинных частях интрузивных тел, входят более основные разности — до кварцевых габбро, образованные при взаимодействии гранитов с вмещающими осадочными породами. Эти массивы сформировались на небольшой глубине. Они рассечены дайками андезитов, андезито-базальтов, кварцевых порфиров и других пород. В их экзоконтактах расположены многочисленные более древние дайки кислого и среднего состава. Граниты интенсивно преобразованы в послемагматический период, в результате чего в них образовались многочисленные порфиробласты промежуточного микроклинпертита и триклинного ортоклаз-пертита, кварца, значительное количество альбита, позднего биотита и хлорита. Кварцевые жилы с арсенопиритом, залегающие среди этих гранитов (Басугуньинский, Красивый и Хатыннахский массивы), существенно отличаются по минеральному составу и морфологии от догранитных жил, залегающих в экзоконтактах массивов.

Далее к юго-востоку расположена группа интересных массивов, изучавшихся В. Т. Матвеенко в 1948 и 1949 гг. Это Верхне-Оротуканский, Буюндинский, Сулухачанский и другие более мелкие массивы. По данным В. Т. Матвеенко, а также Ф. А. Баранова (1960 г.),

По данным В. Т. Матвеенко, а также Ф. А. Баранова (1960 г.), С. В. Горбачева (1956 г.), К. В. Симакова (1962 г.) и других эти массивы залегают среди триасовых песчано-глинистых сланцев и занимают в общем секущее по отношению к складчатым структурам положение. По мнению В. Т. Матвеенко, возраст массивов позднемеловой; имеются и другие точки зрения — о позднеюрском-раннемеловом возрасте этих интрузий. Главная фация представлена лейкократовыми биотитовыми гранитами. Широко развитая жильная серия образована аплитовидными, среднезернистыми, различными неравномернозернистыми лейкократовыми и двуслюдяными гранитами и изредка субщелочными гранитами, а также породами типа гранит-порфиров. Обычны пегматитовые жилы и обособления типа миарол. Весьма значительным распространением в Верхне-Оротуканском и Буюндинском массивах пользуются зоны грейзенизации и кварц-альбитовые породы, а в Сулу-

хучанском массиве — кварцевые жилы и окварцованные зоны дробления с турмалином, хлоритом, карбонатом, иногда с сульфидами, гранатом и пироксеном. Всем гранитам свойственны включения порфиробластических зерен калинатрового полевого шпата и кварца; устанавливается интенсивная альбитизация.

Гранитоидные тела так называемой Сеймчанской группы расположены на крайнем восточном фланге Главного пояса. К ним относятся наиболее крупные массивы — Большой Каньон, Туоннахский, Арангасский, Толкунтахский, Куранахский и ряд более мелких. В исследовании массивов принимали участие В. А. Титов, Е. А. Соколова, В. Т. Матвеенко, О. С. Грачева, Г. Е. Некрасов и др. По данным О. С. Грачевой (1956 и 1959 гг.), эти массивы имеют преимущественно позднеюрский — раннемеловой возраст. Определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом гранитов Туоннахского и Большеканьонского массивов позволили установить их возраст от 149 до 155 млн. лет. Массивы имеют куполообразную форму, залегают преимущественно среди верхнетриасовых и юрских песчано-глинистых сланцев, реже среди палеозойских известняков и других пород и ориентированы в общем в направлении складчатых структур. Главная фация представлена преимущественно гранитами, гранодиоритами и адамеллитами, реже граносиенитами (Арангасский массив), причем гранитоидные породы Большеканьонского, Куранахского и Толкунтахского массивов образованы, по мнению О. С. Грачевой, путем метасоматического преобразования первичных диоритовых пород, реликты которых в обилии встречаются в виде ксенолитов. Жильная серия гранитов представлена аплитовидными, среднезернистыми, иногда пегматоидными лейкократовыми и двуслюдяными гранитами, а также породами типа гранит- и гранодиорит-порфиров. Обычны в гранитоидах изометричные пегматитовые обособления типа миарол, содержащие в центральных частях кристаллы кварца, калинатрового полевого шпата, турмалина, флюорита, топаза, мусковита, изредка касситерита. В Куранахском массиве большим развитием пользуются грейзены и грейзенизированные граниты. Всем гранитоидам свойственны включения порфиробластических зерен калинатрового полевого шпата, кислого плагиоклаза и кварца. С некоторыми из гранитоидов Главного пояса генетически связаны месторождения олова и других редких металлов. Оловоносные массивы распределены неравномерно; в Адыча-Детринском мегасинклинории и в Эльги-Кулинской зоне их больше, чем в Иньяли-Дебинском мегасинклинории. Отмечается принципиальная золотоносность некоторых гранитоидных тел.

Дискуссионным является возраст и природа оловоносных массивов. Чаще редкометальные месторождения связаны с наиболее кислыми или субщелочными гранитоидами, однако немало месторождений генетически связаны с щелочноземельными гранитами и с гранодиоритами. Л. В. Фирсов (1961а) и другие исследователи на основании геологоструктурной позиции массивов и их абсолютного возраста считают, что оловоносные гранитоиды являются наиболее молодыми (верхнемеловыми) в Яно-Колымской складчатой области. Другие исследователи допускают разный возраст оловянного оруденения. В. Т. Матвеенко (1955, 1960б) указывает, что месторождения позднеюрского и позднемелового возраста различаются типами рудных формаций.

Те гранитоидные тела, которые вмещают рудопроявления золота, нередко характеризуются несколько повышенной основностью. Рудопроявления эти не имеют промышленного значения и отличаются по минеральному составу и другим особенностям от золоторудных образований, служащих источником россыпей. Догранитный возраст таких зо-

лотоносных жил устанавливается на основании пересечения их гранитоидами около нескольких массивов. Вместе с тем принципиальная золотоносность ряда массивов и концентрация вокруг некоторых из них месторождений золота позволила многим исследователям — И. Е. Драбкину, Н. П. Аникееву и другим — высказать предположения о важной роли гранитоидов при формировании золоторудных месторождений. Существуют также представления о генетической и парагенетической связи золота с малыми интрузиями и о метаморфогенном происхождении некоторых концентраций золота.

Таскыстабытский пояс составляют массивы Тас-Кыстабытский, Одонканский, Куранах-Салинский, Чингаканский, Нельканский и некоторые другие, расположенные на правобережье верхнего течения р. Индигирки и в бассейне р. Кулу. Тас-Кыстабытский массив изучался с 1939 по 1955 г. В. Н. Плиевым, Р. П. Петровым, Г. А. Кургановым, В. А. Груздевым, Н. Ф. Шахмаевым, Л. И. Лядовой, В. М. Мерзляковым и другими геологами. Массивы северной части цепи Сарычева изучались в течение ряда лет К. Н. Рудичем (1959). Кроме того; здесь начиная с 1937 г. геологические исследования проводили А. Л. Крист, К. Д. Соколов, А. А. Сальников, Н. Е. Круг, П. К. Федотов, М. С. Дичек, Р. П. Петров, В. Н. Плиев, А. С. Лифиренко, Д. С. Голота, А. С. Агейкин, И. Н. Бруштейн и другие геологи.

Гранитоидные массивы Таскыстабытского пояса характеризуются извилистыми границами, вытянуты в общем в северо-западном направлении и имеют площадь от 10 до 1200 κm^2 . Наиболее крупными массивами являются Тас-Қыстабытский (1000 κm^2) на юге и Нельканский (1200 κm^2) на севере цепи Сарычева. Гранитоиды прорывают главным образом верхнетриасовые и значительно реже среднетриасовые и юрские осадочные породы. Северный, южный и восточный контакты Тас-Кыстабытского массива имеют пологое падение, западный падает круто; для Нельканского массива характерно очень пологое падение юговосточного контакта. В соответствии с этим около пологих контактов вмещающие породы на обширных площадях превращены главным образом в биотитовые, мусковито-кварцевые и кварцевые роговики. Так, к юго-востоку от Нельканского массива контактовый метаморфизм прослеживается на десятки километров.

Центральные части всех рассматриваемых массивов представлены среднезернистыми, иногда порфировидными биотитовыми адамеллитами. В эндоконтактах Тас-Кыстабытского, Нельканского, Арга-Салинского, Чингаканского, Одонканского, Куранах-Салинского и некоторых других массивов установлены гранодиориты повышенной основности нередко с многочисленными ксенолитами вмещающих пород; в этих породах содержатся силлиманит, андалузит, кордиерит, гранат и графит. Около пологих контактов и в апикальных частях распространены биотитовые, иногда двуслюдяные граниты, а также жилы мусковитовых и аплитовидных гранитов. В некоторых разностях этих пород содержатся гранат, кордиерит, турмалин и изредка дюмортьерит. По мнению К. Н. Рудича (1959), гранодиориты внедрились в первый этап формирования массивов, адамеллиты — во второй, а различные лейкократовые граниты — в третий. По данным Г. А. Курганова (1952 г.), в субмеридиональной полосе, проходящей через центральную часть Тас-Кыстабытского массива, располагаются реликтовые тела диоритов и порфиритов, а также дайки кислого состава, которые В. М. Мерзляков (1953 г.) описывает как интрузивные липариты, более поздние, чем гранодиориты. Абсолютный возраст гранитоидов Тас-Кыстабытского массива (7 проб) колеблется в пределах 123-95 млн. лет.

Нельканский, Арга-Салинский, Чингаканский, Одонканский, Куранах-Салинский, Булгуньяханский и другие гранитоидные массивы северной части хр. Сарычева, по данным К. Н. Рудича (1959), моложе всех малых интрузий, а также интрузивных дацитов субвулканического массива хр. Сарычева, вулканогенных пород верхнеюрского возраста и секущих их даек гранодиорит-порфиров. На основании соотношений с субвулканическими и эффузивными породами, возраст которых по определениям Л. В. Фирсова равен 130—137 млн. лет, время образования гранитоидных тел цепи Сарычева не древнее раннего мела. К. Н. Рудич (1959) и другие исследователи считают их верхнеюрскими, как и эффузивные и субвулканические породы.

Адамеллиты массивов цепи Сарычева характеризуются гипидиоморфнозернистой, нередко порфировидной структурой и массивной текстурой. Состав: андезин и лабрадор 28—45%; триклинный высокий и промежуточный ортоклаз с умеренным (10-20%) содержанием пертитовых вростков, иногда промежуточный микроклин-пертит 15—35%; кварц 15-30%; биотит 8-20%; хлорит, изредка роговая обманка и мусковит — до 3%; апатит, сфен, турмалин, ильменит, иногда пироксен, андалузит, силлиманит, кордиерит, эпидот, гранат и некоторые другие минералы до 1%. По данным В. М. Мерзлякова, Г. А. Курганова, Н. Ф. Шахмаева и Л. И. Лядовой, гранитоиды главной фации Тас-Кыстабытского массива имеют более основной состав по сравнению с адамеллитами северной части цепи Сарычева, а химический состав их характеризуется высоким (0,7%) содержанием двуокиси титана, резким преобладанием закисного железа (4.08%) над окисным (0.45%), высоким содержанием магнезии (1,37%) и извести (2,55%), преобладанием окисла калия (4,43%) над окислом натрия (3,02%) и обычным для гранодиоритов содержанием кремнекислоты (66,57%) и глинозема (15,24%). Химический состав адамеллитов хр. Сарычева приведен в табл. 8.

Биотитовые и двуслюдяные граниты из эндоконтактов и жильных тел рассматриваемых массивов характеризуются меньшим содержанием и более низкотемпературными свойствами калинатрового полевого шпата, меньшим содержанием биотита, более высоким содержа-

нием хлорита, мусковита, турмалина, альбита и кварца.

Гранитоидные массивы Яно-Адычанского района (поперечные ряды). Рассматриваемые гранитоидные тела располагаются в северной части Эльги-Кулинской зоны и Адыча-Детринского мегантиклинория. Впервые они были описаны Г. Л. Падалкой (1939б) и С. С. Смирновым (1945). В период с 1938 по 1947 г. в районе проводили исследования Т. Н. Спижарский, И. З. Хейфец, И. Д. Гаврилов, А. А. Лукашев, Я. П. Лазарев, А. С. Титков, П. Е. Мертвецов, А. В. Горелышев, М. Н. Гурский, Г. И. Борисов, А. П. Васьковский, В. В. Еловских, В. К. Лежоев, Ю. А. Тархов, В. С. Иванов, В. П. Фатутов, Б. Л. Флеров и другие. В 1951 и 1952 гг. Б. Л. Флеровым, В. В. Еловских и В. В. Беренгиловой составлены сводные описания гранитоидных интрузий Яно-Адычанского района.

Вследствие того, что гранитоидные массивы расположены в линейно-вытянутых зонах, ориентированных вкрест или под острым углом к простиранию мезозойских складок, они получили название секущих или поперечных интрузивных рядов. Из них наиболее хорошо выражены: Дербеке-Нельгехинский (водораздел Нельгехе и Дербеке—левых притоков р. Адычи), Тирехтяхский (водораздел Нельгехе и Борулах—левых притоков р. Адычи), Ыннах-Хайский (водораздел р. Яны и левого притока р. Адычи—р. Борулах) и Кигилях-Тонкогорский (правобережье р. Туостах, в его нижнем течении).

Таблица 8 Химический состав гранитондов различных массивов хр. Сарычева (по К. Н. Рудичу, 1959)

Компо- ненты	Нелькан- ский		Арга- Салин- ский	Чинга- кан- ский	Одонканский		Куранах-Салинский			Бул- гунь- яхский	Эргеляхский		
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO MnO CaO K ₂ O Na ₂ O H ₂ O+ H ₂ O+ P ₂ O ₅ SnO ₂ SO ₃ CO ₂	0,43	69,52 0,46 14,96 1,68 2,68 0,07 0,98 2,10 3,92 2,92 0,06 0,74 0,19	68,29 0,55 15,36 0,76 3,35 0,04 1,06 2,39 4,95 2,36 0,06 0,36 0,21 — Следы 0,05	0,76 15,81 2,10 3,14 0,06 1,30 2,82 3,40 2,70 0,12 1,04 0,29	0,47	11,45 2,79 4,08 0,70 1,89 4,30 3,03 0,27	69,47 0,37 15,35 0,55 2,68 0,04 0,70 1,61 4,50 3,29 0,15 0,87 0,10	69,77 0,40 12,16 2,98 3,00 — 1,19 2,20 4,74 3,89 — 0,15 0,13	68,73 0,39 15,74 0,52 3,32 0,04 4,19 3,27 0,06 1,08 0,24 0,02 0,08	68,99 0,32 15,52 0,20 3,14 0,90 1,80 4,89 3,94 0,02 0,37 0,25	68,66 0,49 15,02 1,68 3,88 0,07 0,72 0,75 4,02 3,00 0,19 1,25 0,17 0,40	67,68 0,83 15,54 1,71 2,43 0,03 1,52 2,96 3,40 2,80	68,43 0,66 15,72 1,48 2,75 0,03 1,23 2,40 3,42 3,33
Σ	99,9 5	100,28	99,79	100,34	99,97	98,29	99,68	100,11	100,21	100,39	100,30	98,91	99,46

В этом же районе имеются ряды интрузий северо-западного простирания, вытянутые согласно с направлением мезозойских складок. Это Бургавли-Чалбынский ряд, расположенный в центральной части Адыча-Чаркынского водораздела, и Чаала-Юнюгейский ряд, находящийся в 20 км севернее Кигилях-Тонкогорского поперечного ряда. Некоторые массивы, входящие в состав поперечных рядов, сами имеют форму, вытянутую в северо-западном направлении; таким образом, продольные и поперечные ряды сопряжены друг с другом. Например, Тонкогорский массив как бы связывает Кигилях-Тонкогорский и Чаала-Юнюгейский ряды разных простираний.

Поперечные интрузивные ряды Яно-Адычанского района имеют протяженность от 50 до $300\,\kappa m$. На их продолжении на левобережье р. Нельгехе, в бассейне рч. Дулгалах и далее в бассейне р. Эчий расположено несколько мелких массивов (Верхне-Эчийский, Кис-Кельский и другие), а также поля даек. В каждом из рядов насчитывается несколько гранитоидных тел, обычно соединенных общим полем контактово-метаморфизованных пород и сериями сближенных даек, которые ориентированы также в северо-восточном направлении. Наиболее крупные (площадью от 100 до $700\,\kappa m^2$) и глубоко вскрытые эрозией гранитоидные тела находятся на северо-восточном фланге рядов. К ним относятся Безымянный, Тирехтяхский, Арга-Ыннах-Хайский, Ыннах-Хайский, Кигиляхский и Тонкогорский массивы. На юго-западном фланге рядов выходы гранитоидов имеют площадь не более $15\,\kappa m^2$, а в некоторых участках отмечаются только поля ороговикованных пород, фиксирующих невскрытые интрузии.

Падение плоскостей северных и южных контактов в сильно эродированных массивах, как правило, крутое (порядка 70—90°, реже 40—50°). В юго-западном направлении отмечается пологое погружение

контактов этих интрузивов под вмещающие породы. Контакты слабо эродированных интрузий обычно пологие $(10-30^\circ)$. В зависимости от крутизны падения плоскостей контактов и размеров гранитоидных тел ширина зоны интенсивного контактового метаморфизма изменяется от нескольких метров до $0.5~\kappa m$. В этой зоне отмечаются кварцево-серицитовые и кордиерит-биотитовые роговики, содержащие иногда андалузит, роговую обманку, калинатровый полевой шпат, а также рутил, апатит, эпидот и сфен. Вблизи рудных тел в контактово-метаморфизованных породах появляются турмалин, топаз, пирротин, реже арсенопирит и иногда пирит и халькопирит.

Массивы секущих рядов сложены гранитоидами повышенной основности — кварцевыми диоритами, гранодиоритами, адамеллитами и реже нормальными биотитовыми и лейкократовыми гранитами. Во многих горных породах отмечается неравномерное распределение цветных минералов, резкая неоднородность состава, ассоциация андезина и лабрадора с большим количеством калинатрового полевого шпата и кварца, присутствие андалузита, кордиерита, граната, высокое содержание биотита и т. д. Взаимоотношения между указанными разновидностями гранитоидов в пределах каждого массива изучены недостаточно. Намечается следующая общая для всех секущих рядов закономерность. Крупные и наиболее глубоко вскрытые эрозией интрузивы на северовосточных флангах рядов (Безымянный, Тирехтяхский, Арга-Ыннах-Хайский и другие) сложены преимущественно гранодиоритами, адамеллитами и реже биотитовыми гранитами, которые связаны между собой постепенными переходами; в эндоконтактовых частях этих массивов появляются кварцевые диориты, порфировидные диориты, гранодиорит-порфиры и другие. Лейкократовые граниты встречаются только в отдельных участках в виде небольших штокообразных тел и жил, секущих гранодиориты, адамеллиты и граниты. Мелкие гранитоидные тела и куполовидные выступы слабо эродированных интрузий, расположенных на юго-западных флангах рядов, обычно сложены резко порфировидными разностями гранитов, гранодиоритов, реже кварцевых Минеральный состав всех этих пород характеризуется табл. 9. Химизм гранитоидов из массивов секущих рядов (табл. 10) характеризуется значительными отклонениями от средних пород щелочноземельного ряда. Отличительными особенностями гранитоидов являются пересыщенность пород глиноземом, относительно невысокое содержание кальция и магния, повышенное содержание железа и преобладание калия над натрием.

В послемагматический период гранитоиды изменены довольно сильно. Плагиоклаз серицитизирован и соссюритизирован, калинатровый полевой шпат пелитизирован, биотит частично или полностью замещается хлоритом, эпидотом и гидроокислами железа. В некоторых массивах породы местами грейзенизированы, что выразилось в мусковитизации, альбитизации, турмалинизации, развитии топаза, вторичного кварца, реже флюорита и амблигонита. В грейзенизированных гранитах и в грейзенах присутствует касситерит. Нередко устанавливается также метасоматическое окварцевание гранитов и развитие в них послемагматического калинатрового полевого шпата. Дайки диорит-порфиритов, реже гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и кварцевых порфиров относительно редки в экзоконтактах глубоко эродированных массивов и более многочисленны около слабо вскрытых эрозией гранитоидных тел и в роговиковых полях над невскрытыми интрузиями. Простирание даек обычно северо-восточное, но встречаются дайки широтного, меридионального и северо-западного простирания. Мощность их колеблется от 0.2-0.3 м до десятков метров, протяженность от десятков

Таблица 9 Количественный минеральный состав гранитоидов из верхнемеловых интрузивов, секущих рядов Яно-Адычанского района (в %)

Интрузивный ряд	Массив	Порода	Плагно- клаз	Калинатро- вый поле- вой шпат	Кварц	Биотит	Амфибол	Пироксен	Количество подсчетов
Дербеке-Нельгехинский Тирехтяхский То же Дербеке-Нельгехинский То же Тирехтяхский "" Ыннах-Хайский Кигилях-Тонкогорский То же Тирехтяхский Бинах-Хайский Кигилях-Тонкогорский Тирехтяхский Ыннах-Хайский Кигилях-Тонкогорский Тирехтяхский Бинах-Хайский То же Дербеке-Нельгехинский Тирехтяхский Дербеке-Нельгехинский То же """	Хатакчанский Тирехтяхский Эндогоччо Безымянный Хатакчанский Тирехтяхский Эндогоччо Арга-Ыннах-Хая Кигиляхский Безымянный Хатакчанский Тирехтяхский Эндогоччо Арча-Ыннах-Хая Тонкогорский Тирехтяхский Арга-Ыннах-Хая Безымянный Тирехтяхский Бургочанский Бургочанский Бургочанский Бургочанский Бугдогарский Восточно-Гондеканский	Кварцевый диорит То же Гранодиорит , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	62 54 50 53 52 37 53 39 44 30—55 35—40 37 39 36 43 38 15—40 27 28 21 25 16 35 47 46 49 48	12 12 	15 11 10 23 22 23 27 27 26 15—30 25—30 31 31 34 33 20—40 23 31 35 33 38 26 22 22 22 21 16	2 13 4 11 8 19 10 10 15 8—15 8—10 11 8 13 8 11 3—10 2 2 2 8 8 10 10 10 10 10 11 8 11 8 11	9 10 Ед. зн. 5 6 Ед. зн. "2"	Ед. зн.	2 1 1 8 14 1 1 6 Приблизительная оценка То же 9 10 10 10 10 Приблизительная оценка 1 7 15 1 1 1 1 1 1 1

-	1		·									
	Дербеке-Нельгехин- ский ряд		Тирех- тяхский ряд	Дербеке-Нельгехинский ряд				Ыннах-Хайский ряд				
Компо- ненты	Восточно- Гондекан- ский мас- сив	Хатакчан- ский мас- сив	Кетих- тяхский массив	Бурго- чанский мас- сив	Безы- мян- ный массив	Безы- мян- ный массив	мян- ный массив		Массив Арга- Ыннах-Хая		Массив Ыннах-Хая	
	Кварцевый диорит	Гранодиориты		Адамеллиты		Биотитовые граниты						
SiO ₂	60,81	65,60	64,58	67,53	68,84	71,84	72,93	72,52	72,56	70,44	72,80	
${\rm Ti}{\rm O}_2$	0,86	0,69	0,68	0,51	0,47	0,40	0,17	0,17	0,16	0,32	0,26	
Al_2O_3	15,92	15,51	15,83	14,92	14,66	14,80	14,22	14,70	14,78	16,09	14,74	
$\mathrm{Fe_2O_3}$	0,52	1,04	0,80	0,71	0,50	0,6 5	0,44	0,28	0,47	0,95	0,97	
FeO	5,80	2,97	4,48	3,77	3,64	1,70	1,10	1,10	0,99	1,59	1,44	
MnO	0,12	0,03	0,03	0,04	0,05	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	
BaO		<u></u>			0,07	-	0,02	0,02	0,03		_	
CaO	4,89	3,61	3,87	2,33	2,42	1,40	0,9 5	0,88	0,92	1,10	1,04	
MgO	3,19	1,78	1,74	1,26	0,90	0,55	0,48	0,40	0,39	0,85	0,50	
K_2O	3,49	4,39	3,04	4,80	3,98	5,44	5,20	5,44	5,00	4,93	4,31	
Na ₂ O	2,55	2,69	2,52	2,77	3,40	2,56	3,04	3,05	2,84	2,74	3,17	
Li ₂ O			-	_	-	_	0,11	0,09	0,12	·	_	
—H ₂ О	0,31	0,33	1,68	0,27	0,12	Н. о.	0,87	0,84	0,97	0,80	0,77	
+ H ₂ O	1,44	0,60	0,31	0,73	0,44	0,45	0,14	0,13	0,16	0,24	0,07	
CO ₂	0,18	Сл.	-	0,55	0,01	Н. о.	0,01	0,01		-	_	
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0,07	-	0,40	0,39	0,37	_	-	
B_2O_3	-	_			0,03	_	0,14	0,13	0,11	_	_	
SO ₃	-	-	-		· _	-	0,01	0,01	0,02	-	_	
F	_	_	-	-	_		0,02	0,08	0,05	_	_	
Cl	-	_		_		_	0,02	0,01	0,03	_	-	
Σ	100,08	99,24	99,56	100,19	99,60	99,80	100,30	100,27	100,00	100,07	100,11	

	Дербек	-Нельгехи	Кигиллях-Т горский		Дебеке	-Нельгех ряд	инский	Ыннах-Хайский ряд				
E	Безымянный массив Эмденьский массив			Кигиляхс масси	СКИЙ В	Верхне- Гонде- канский массив	Эне- ляхский массив	Бурдо- гарский массив	Массив Арга-Ыннах- Хая			
-	Лейкократовые граниты		Микропег- матитовый гранит	Гранит-по	рфиры	Гранодиорит-порфиры			Лампрофиры			
	75,60	67,67	74,17	74,09	74,65	65,46	64,69	67,95	57,70	54,31	5 2,50	
	0,20	0,10	0,12	0,07	0,07	0,60	0,24	0,27	1,16	0,7 5	0,64	
	14,00	15,42	14,14	15,07	14,85	15,97	15,54	14,09	17,60	15,18	10,29	
	0,17	0,17	1,58	0,17	0,81	0,82	0,73	2,18	1,13	0,64	0,35	
	1,00	2,77	0,94	0,7 3	0,30	3,08	5,02	2,67	8,05	5,88	6,14	
	0,03	0,04	0,01	0,02	0,02	0,03	0,08	0,02	0,44	0,06	0,11	
	_	0,06	_		_	_	-		_		_	
	1,00	0,92	0,40	0,67	0,55	3,07	2,40	3,23	0,73	5,30	7,07	
	0,10	0,35	0,07	0,20	0,25	2,41	1,76	1,36	5,85	5,60	8,33	
	4,36	5,42	5,17	4,03	4,29	2,01	3,92	2,14	1,46	2,33	1,38	
	3,47	3,68	2,66	3,55	3,40	4,18	3,31	3,99	0,35	1,68	1,14	
			_		_	_	_		-	_	_	
	Н. о.	0,19	0,36	1,15	1,05	0,35	0,38	0,18	5,71	4,33	4,56	
	0,40	0,43	0,74	0,18	0,22	1,47	1,89	1,15	0,87	0,40	0,34	
	Н. о.	0,09	_	_		0,20	0,16	0,70	-	3,87	7,00	
		0,20	_		_	-	-	-	_	_	_	
		0,10	_	_	_		_		_		-	
	_	_	-	_	-	_	_	-	-	-	-	
	·	· –	_	_	-	-	-		_		_	
			_		, -		_	-			-	
	100,33	97,61	100,36	99,93	100,46	99,65	100,12	99,93	101,05	100,33	99,8	

метров до нескольких километров. По мнению Б. Л. Флерова (1952 г.), большинство даек является производными гранодиоритовой магмы и относится к наиболее ранней субфазе внедрения. Некоторые дайки метаморфизованы интрузивами секущих рядов. В гранитоидных массивах и вблизи от них отмечаются сравнительно редкие жилы, линзовидные тела и гнезда аплитов и пегматитов. В зонах повышенной трещиноватости встречаются также дайки лампрофиров и диабазов, взаимоотношения которых с гранитоидными массивами не выяснены.

Лейкократовые граниты образуют в массивах небольшие штокообразные тела и жилы, секущие гранодиориты и биотитовые граниты. Обычно лейкократовые граниты в разной степени грейзенизированы, вследствие чего образуются двуслюдяные, мусковитовые и турмалиновые разности гранитов, а в некоторых участках — настоящие грейзены.

С гранитойдными интрузиями поперечных рядов Яно-Адычанского района связаны оловорудные месторождения касситерит-сульфидной

формации.

Гранитоиды Аллах-Юнского района. Обобщенные сведения о магматизме этого района содержатся в работах Н. И. Ларина (1956), В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталова (1958б), А. И. Қазаринова (1960),

К. К. Левашова (1962), В. С. Домохотова (1961 г.).

Многочисленные сравнительно мелкие интрузии гранитоидов распространены по всей площади прогиба. На севере, в бассейнах Хандыги, Томпо и Сунтара они представлены отдельными небольшими выходами площадью в несколько квадратных километров. К югу количество интрузивов и их размеры увеличиваются. Наиболее широко гранитоиды развиты в Аллах-Юнском районе, где образуют массивы, достигающие в отдельных случаях площади в 800—900 км² (Уэмляхский массив). По Н. И. Ларину (1956), интрузивные массивы располагаются двумя поясами, фиксирующими глубинные разломы, которые ограничивают Алданский щит и Охотский массив. Позднее В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталов (1958) и Д. С. Булаевский (1961 г.) пришли к выводу, что значительная часть интрузивов связана с разломами близширотного направления, секущими главные складчатые структуры близкого к меридиональному направлению. А. И. Казаринов (1960) отмечает, что в Аллах-Юнском районе нет четкой приуроченности гранитоидных интрузий к каким-либо элементам складчатых или дизъюнктивных структур, но одновременно указывает на ориентировку некоторых интрузивных массивов в близширотном направлении.

В составе гранитоидных образований намечаются два интрузивных комплекса: один — существенно гранодиоритовый, другой — с преобладающим развитием аляскитовых гранитов и гранитов повышенной щелочности. С. В. Домохотовым (1961 г.) они выделены как раннеме-

ловой и позднемеловой интрузивные комплексы.

Условно раннемеловые интрузии наиболее широко распространены в Аллах-Юнском районе. К их числу относятся Верхне-Хандыгский, Дыбинский, Средне-Халыинский, Тарбаганахский, Уэмляхский, Мало-Юдомский и другие интрузивные массивы. В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталов (1958) крупные интрузивные массивы Аллах-Юнского района считают одновозрастными с батолитоподобными колымскими гранитными массивами Яно-Колымской складчатой области. Некоторые исследователи (Потэбня, 1940; Казаринов, 1960) ошибочно допускают для отдельных массивов этого района пермский возраст. Другие (Ичетовкин, 1960; Левашов, 1962) сопоставляют их с охотской формацией гранитоидов, относящейся к середине мела.

Гранодиоритовые интрузии размещаются преимущественно в песчано-сланцевых отложениях перми и триаса; реже они прорывают отло-

жения нижней юры и вулканогенные образования условно верхнеюрского — нижнемелового возраста (Средне-Халыинской массив). Массивы имеют, как правило, изометричную форму; в отдельных случаях они вытянуты в близширотном направлении вкрест простирания складчатых структур. Контакты с вмещающими породами резко дискордантные, крутые. Для мелких выходов и апикальных выступов крупных массивов характерна куполообразная форма со сравнительно пологим залеганием контактов. Степень эродированности слабая — в верхней части нередко наблюдаются разрозненные изолированные остатки кровли.

Массивы сложены однотипными по составу породами, с колебаниями от кварцевых диоритов до нормальных щелочноземельных гранитов. Меланократовые разности развиты в приконтактовых зонах; нередко они имеют такситовую текстуру. Наиболее распространенная структура пород гипидиоморфнозернистая. Типичный состав гранодиоритов: плагиоклаз (№ 46—№ 22) 35—45%; кварц 25%, калинатровый полевой шпат (обычно нерешетчатый микропертит) 10—15%; биотит 10—15%; роговая обманка 5—10%; акцессорные минералы — циркон, апатит, ортит, ильменит, магнетит. Жильные отщепления (аплиты, пегматиты) развиты слабо. Вмещающие осадочные породы в зонах контактового метаморфизма перекристаллизованы в кварцево-слюдяно-амфиболовые и кварцево-слюдяно-кордиеритовые роговики, в которых отмечаются иногда андалузит и дистен (Казаринов, 1960).

Условно позднемеловой интрузивный комплекс бассейна р. Юдомы обычно сопоставляется с омсукчанскими гранитоидами. Позднемеловые интрузии (Хогочанская, Нижне-Эмкырчанская, Матур-Хатынская, Елагчанская, Лево-Нитканская, Дегелькичская и ряд других) распространены преимущественно в пределах Юдомского склона Охотского массива. В редких случаях аляскитовые граниты отмечаются в числе наиболее поздних интрузивных фаз западнее, в Аллах-Юнском районе

(Уэмляхский и Моксоголохский гранитоидные массивы).

Формирование позднемелового интрузивного комплекса происходило в несколько этапов. К наиболее раннему этапу относятся двупироксеновые кварцсодержащие габбро-диориты и диориты, своеобразные гиперстенсодержащие тоналиты*, гранодиориты с монцонитовыми структурами и другие породы. На втором этапе образовались более широко распространенные субщелочные граниты и граносиениты; завершается формирование комплекса внедрением мелкозернистых аплитовидных гранитов.

Верхнемеловые граниты во времени и в пространстве сопряжены с наземными излияниями и субвулканическими интрузиями липаритов, кварцевых монцонит-порфиров, гранит- и гранодиорит-порфиров. Гранитоидные массивы располагаются по преимуществу в верхних стратиграфических горизонтах (триас, нижняя юра, вулканогенные образования мела). Размеры массивов в плане редко превышают $100~\kappa m^2$. Эродированность массивов слабая— на водоразделах широко сохранилась кровля интрузивных тел. Контактовые поверхности имеют пологое залегание.

Породы позднемелового интрузивного комплекса отличаются повышенной щелочностью с преобладанием (вес %) калия над натрием и монцонитоидными чертами парагенезисов слагающих их минералов; в гранитах при химическом составе, близко отвечающем аляскитам,

^{*} К. К. Левашов (1962) относит их к охотскому комплексу гранитоидов, считая, таким образом, что магматизм Аллах-Юнского района тесно связан с развитием магматизма в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, а не в Яно-Колымской складчатой области.

нередко устанавливается лабрадор. Распространены пегматитовая структура и миароловая текстура пород. Типичный состав гранитов: плагиоклаз (в среднем — олигоклаз) 25%; кварц 30—40%; калинатровый полевой шпат (интенсивно пелитизированный нерешетчатый микропертит с обильными выделениями тонкосдвойникованного альбита) 35—40%; биотит 3—5%. Спорадически в некоторых разностях встречается роговая обманка. В граносиенитах количество плагиоклаза и кварца несколько снижается, количество калинатрового полевого шпата возрастает до 50—55%. Акцессорные минералы — циркон, апатит, монацит, ортит, эпидот, рудные минералы и особенно флюорит, регионально распространенный в гранитных породах этого комплекса.

Интрузивы сопровождаются большим количеством аплитовых жил и пегматоидных обособлений. Контактовый метаморфизм вмещающих пород выражается в образовании биотитовых, кордиеритовых и пирок-

сеновых роговиков. В них иногда отмечается гранат.

Среди магматических образований рассматриваемой территории заметное место занимают дайки различных порфиритов, лампрофиров, гранит- и гранодиорит-порфиров, псевдосферолитовых кварцевых порфиров, долеритов и других пород. Они концентрируются в полях, в которых устанавливается сложная последовательность внедрения дайковых пород. По степени насыщенности дайками заметно Юдомский склон Охотского массива. В дайках диоритовых порфиритов и лампрофиров содержатся иногда ксенолиты древних изверженных и метаморфических пород (Кайгородцев, 1955; Цвирко, 1962). По К. К. Левашову (1962), порфировые и порфиритовые дайки образовались в основном в позднеюрское время, несколько раньше главнейших эффузий. С другой стороны, А. И. Казаринов (1960) отмечает, что как кислые, так и основные дайки Аллах-Юнского района образовались после формирования гранодиоритовых массивов. Заведомо догранитный возраст даек кварцевых диоритовых порфиритов установлен только по отношению к аляскитовым гранитам (Нижне-Эмкырчанский сив).

ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Значение петрографических исследований в процессе геологического изучения территории Чукотской складчатой области, начатого вслед за маршрутными работами С. В. Обручева (1932-1934 гг.), очень велико. Многие черты петрографии и петрохимии гранитоидных образований были выяснены еще в тридцатых годах в результате работ Арктического института А. В. Андриановым, Д. Ф. Байковым, Г. Л. Вазбуцким, В. А. Вакаром, В. Г. Дитмаром, Б. Н. Ерофеевым, Е. А. Ерофеевой, Я. С. Зубрилиным, М. Л. Молдавским, А. П. Никольским, М. И. Рабкиным, М. И. Рохлиным, В. И. Серпуховым, Н. И. Тихомировым и др. В. А. Вакару (1937а) удалось в районах Северо-Восточного Приколымья выявить последовательность магматических процессов и на этом основании охарактеризовать магматические Северо-Восточной Азии. В сороковых годах и в начале пятидесятых работами И. Е. Дворак, Г. Б. Жилинского, А. В. Зильберминца, М. И. Злобина, Н. И. Кикаса, В. Н. Липатова, С. Ф. Лугова, И. М. Романова, Б. А. Сняткова, Б. Л. Флерова, Ю. М. Шейнманна и других геологов была значительно уточнена характеристика отдельных гранитоидных массивов, выяснены вопросы их металлоносности. Наконец, во второй половине пятидесятых годов и в начале шестидесятых объеме были проведены среднемасштабные геологические съёмки, итогом которых явились обобщения по всем вопросам геологии и в том числе по петрографии (М. Е. Городинский, Д. Ф. Егоров, Л. М. Шульц, Г. А. Жуков, Э. Г. Жукова, О. М. Петров). В эти же годы было проведено тематическое петрографическое изучение магматических комплексов в отдельных крупных участках Чукотской складчатой области (Гельман, 1961, 1963а, б; Загрузина, 1962а-в). В 1962 г. издана сводная работа С. Ф. Лугова, обобщающая главным образом по старым материалам основные вопросы геологии Чукотки (без районов Северо-Восточного Приколымья).

Поздний мезозой и главным образом меловой период в пределах Чукотской складчатой области и Восточно-Чукотского массива характеризуется интенсивной магматической деятельностью. В это время здесь сформирован магматический комплекс, представленный многочисленными массивами гранитоидов площадью до нескольких сотен квадратных километров, разнообразными малыми интрузиями и небольшими полями эффузивов липарито-андезитового состава. Более крупные эффузивные поля, например, в пределах так называемого Петтымельского компенсационного прогиба, включаются в Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Граница между вулканогенным поясом и Чукотской складчатой областью более или менее условна и проводится по границе сплошного развития эффузивов. Меловой магматизм в пределах Чукотской складчатой области тесно связан с поверхностным и интрузивным вулканизмом в северной части Охотско-Чукотского пояса.

С. Ф. Лугов (19626) и другие геологи считают, что в Чукотской складчатой области широко распространены юрские гранитоиды. Эта точка зрения основывается на находке гальки жильного кварца и метаморфизованных песчано--глинистых пород в конгломератах валанжинского возраста. Кроме того, сторонники этих взглядов полагают, что цифры абсолютного возраста в 120—140 млн. лет закономерно занижены из-за потерь аргона горными породами и должны характеризовать именно юрские интрузии. Надо сказать, что гранитоиды, которым приписывается на этих основаниях юрский возраст, ни геологически, ни петрохимически не отличаются от ряда массивов, прорывающих валанжинские отложения. Поэтому здесь для большинства гранитоидов принимается именно меловой (или еще более молодой возраст). Возможность разделения гранитоидов Чукотки на многочисленные типы (Лугов, 19626) не подтверждается при использовании нового материала.

Характер размещения позднемезозойских изверженных пород и некоторые их особенности определяются также тектонической структурой Чукотской складчатой области.

Анюйская складчатая зона и Раучуанский прогиб. Магматические образования мелового возраста здесь очень широко распространены и слагают приблизительно $20\,\%$ всей территории, причем на гранитоидные породы приходится около 15, а на эффузивные около $5\,\%$.

В развитии мелового магматизма четко различаются две фазы, причем при формировании некоторых гранитоидных массивов каждая из этих фаз, и особенно — ранняя, подразделяется на несколько субфаз. В раннюю фазу образовались кварцевые диориты, сиенит-диориты и монцониты, диориты, меладиориты и габбро-диориты, гранодиориты и адамеллиты, а также их жильные и эффузивные аналоги (от липаритов до трахибазальтов). В позднюю фазу сформированы биотитовые граниты, в том числе существенно калиевые. Интрузивные тела обеих фаз прорывают валанжинские отложения Раучуанского прогиба. Гранитоиды ранней фазы обнаруживают тесную связь с эффузивами раннемелового возраста, а их галька обнаружена в конгломератах аптальбского возраста, распространенных в Южно-Анюйской шовной зоне

(например, в кульпольнейской свите в Нутесынской впадине). По этим данным возраст ранних фаз гранитоидного комплекса определяется как ранний мел. Биотитовые граниты и некоторые сопутствующие им породы прорывают все раннемеловые образования, а местами и условно позднемеловые. Однако контакты этих гранитов с достоверно позднемеловыми образованиями в Анюйской складчатой зоне не известны. Возраст их принимается условно как позднемеловой (вероятно, начало позднего мела). Абсолютный возраст гранитоидов ранней фазы обычно колеблется в пределах 140—110 млн. лет, редко возрастая до 150 млн. лет. Абсолютный возраст гранитов поздней фазы соответствует 85—105 млн. лет. Эти цифры, полученные Л. В. Фирсовым калий-аргоновым методом, в общем подтверждают геологические данные, но в отдельных случаях находятся с ними в противоречии.

В Анюйской складчатой зоне широко распространены пластовые интрузии и дайки. Наблюдения над многочисленными пересечениями даек друг с другом позволяют наметить следующие разновозрастные группы жильных пород (от древних к молодым): 1) существенно амфиболовые микродиориты, диорит-порфириты и спессартиты; 2) амфиболово-биотитовые и биотитово-кварцевые диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры и несколько более ранние гранит-порфиры, 3) преимущественно амфиболовые интрузивные андезиты и андезит-дациты, 4) пироксеново-биотитовые лампрофиры, 5) гранит-порфиры с крупными вкрапленниками кварца и ортоклаза, граносиенит-порфиры, микросиениты. Дайки первых трех групп относятся к ранней фазе становления комплекса. Пироксеново-биотитовые лампрофиры известны в связи с гранитоидными массивами как ранней, так и поздней фазы.

Дайки пятой группы относятся к поздней фазе.

По возрасту и происхождению с гранитоидами ранней фазы связаны поля разнообразных эффузивов и туфов, с гранитами поздней фазы сопряжены небольшие поля туфов липаритов, нередко сваренных.

Форма гранитоидных массивов, некоторые особенности их внутреннего строения и состава, особенности метаморфических явлений, сопутствующих становлению гранитоидного комплекса, зависят от глубины образования и характера геологической среды (Гельман, 1963). По этим признакам выделяются следующие фации глубинности: 1) глубинная фация (мезоабиссальная) объединяет гранитоиды, залегающие в палеозойском основании Анюйской складчатой зоны; 2) гипабиссальная; среди относящихся к ней изверженных пород различаются по структурному положению: а) прорывающие анюйскую серию, б) прорывающие нижнемеловые осадочные и вулканогенные толщи; 3) фация вулканических и субвулканических пород (рис. 11). Фациальные отличия наиболее четко обнаруживаются в характере гранитоидов ранней фазы и сопутствующих им метаморфических явлений. Магматические и метаморфические образования поздней фазы более однообразны и почти не зависят от глубины становления.

Образования глубинной фации доступны наблюдению только в пределах Алярмаутского поднятия, которое характеризуется исключительно широким распространением гранитоидов. Гранитоиды слагают не менее 40—50% площади поднятия, образуя в его пределах один из крупнейших в Анюйской складчатой зоне Люпвеемский массив (площадь около 750 км²) и несколько менее крупных, в том числе хорошо изученный Быстринский. Люпвеемский массив очень сложно построен. В его составе имеются амфиболово-биотитовые диориты, кварцевые диориты, сиенит-диориты и гранодиориты, относящиеся к ранней фазе мелового магматизма, биотитовые граниты поздней фазы, а также мощные дайки и небольшие сложные тела гранит-порфиров, микросие-

нитов и сиенитов, иногда с щелочными пироксеном и амфиболом (пятая возрастная малых интрузий). Быстринский массив состоит из нескольких мошных тел пластового типа, расположенных друг над другом. Верхние интрузивные залежи составлены биотитовыми гранитами поздней фазы, а нижние - породами группы относящимися диорита, ранней фазе и рассеченными дайками гранитов. Мощность интрузивных залежей достигает нескольких сотен горизонтальные метров, a размеры, по-видимому, очень велики и достигают нескольких сотен квадраткилометров. По-видимому, биотитовые граниюго-восточной части Люпвеемского массива, также образующие пластовое тело, отделены от верхней залежи Быстринского массива лишь по причине эроранее составляли вместе с нею единое очень крупное тело. Именно преобладающая пластовая форзалегания объясняет большие площади, занятые гранитоидами в Алярмаутском поднятии.

На основании ряда данможно предположить, что обширные пластовые тегранитоидного состава занимают огромные площади под покровом анюйской серии, мощность которой по разным оценкам колеблется в пределах 5-6 тыс. м, а на западном крыле Алярмаутского поднятия по данным А. И. Садовского Π. Теплых не 4,5 тыс. м. Этими цифрами образования глубина сматриваемых гранитоидов

гипотетический складчатой 4ттыкевеемский Условия

определяется в среднем как 5000 м. Их близость к абиссальной фации подтверждается особым характером метаморфизма, описанного ниже.

Некоторые детали строения и петрографии Быстринского и Люпвеемского массивов являются характерными и не наблюдались в гранитоидных телах менее глубинных фаций (Гельман, 1963а). В обоих этих массивах породы группы диорита, относящиеся к ранней фазе, и граниты поздней фазы тесно сближены друг с другом в пространстве, тогда как прорывая анюйскую серию подобные породы обычно образуют обособленные тела. Для глубинной фации характерна также прерывистость заполнения пространства гранитоидными породами: между интрузивными залежами заключены крупные линзы метаморфических пород; в интрузивных телах местами наблюдаются параллельные друг другу пластинообразные ксенолиты, образующие протяженные и широкие полосы. Среди глубинных пород ранней фазы становления заметное (хотя и далеко не главное) место принадлежит своеобразным породам — меладиоритам и очковым диоритам. Меладиориты содержат от 45 до 90% цветных минералов и представляют собой, вероятно, анатог лампрофиров, имеющих с ними сходный минеральный и химический состав. Очковый диорит замечателен округлыми обособлениями плагиоклаза, сфена и кварца, заключенными в биотитово-плагиоклазовой массе; размер обособлений до 3-4 мм. Меладиориты, диориты, сиенит-диориты и кварцевые диориты, слагающие в Быстринском массиве сравнительно небольшие участки с поперечником от нескольких метров до десятков и сотен метров, имеют четкие границы между собой. Характерно при этом отсутствие биотитово-амфиболовых гранодиоритов, которые на менее глубинных уровнях выступают как промежуточные образования между сиенит-диоритами и кварцевыми диоритами. При этом они четко пространственно разделены. Из минералогических особенностей глубинных гранитоидов привлекает к себе внимание специфический характер амфибола, представленного зернистыми ниями бледно окрашенного (в шлифах) актинолита с полуторными окислами. Интрузии глубинной фации (в том числе биотитовые граниты) заметно выделяются решетчатым характером калиевого полевого шпата.

Изверженные породы глубинной зоны тесно ассоциируют с метаморфическими породами, образующими обширные ореолы региональноконтактового типа (Гельман, 1961). На ранних фазах становления гранитоидного комплекса образовались породы амфиболитовой фации метаморфизма, которая по мере удаления от гранитоидных массивов сменяется эпидотово-амфиболитовой. В позднюю фазу образовались четкие узкие ореолы роговиковой фации, окаймляющие выходы биотитовых гранитов. Эти ореолы контактового метаморфизма наложены на обамфиболитовой разования амфиболитовой фации метаморфизма. К фации относятся гранатовые жедрититы, гранатовые амфиболиты, пироксеново-амфиболовые кристаллические сланцы, гроссуляр-геденбергитовые скарны (небольшие тела, имеющие только минералогический интерес) и тремолитовые мраморы. Эпидот-амфиболитовая фация распознается по смене гранатовых амфиболитов — эпидотовыми, по появлению альбита вместо олигоклаз-андезина, характерного для амфиболитовой фации.

Главную роль среди гипабиссальных тел играют более или менее равномерно распределенные на площади штоки с очень крутыми боковыми контактами, обычно параллельными направлениям трещин в толще прорванной ими анюйской серии или секущим ее разломам. Поэтому штоки в плане нередко имеют почти правильные прямоугольные или треугольные формы. Их площадь достигает 700—800 км², нередко составляет 100—200 км², но также часто измеряется первыми десятками и единицами квадратных километров.

Со штоками ранней фазы четко связаны дайки первых двух возрастных групп. Дайки существенно амфиболовых диоритовых пород нередко выступают как апофизы гранитоидных массивов, приспособленные к тем же трещинным направлениям, что и границы массивов. По составу дайки этой группы сближаются с некоторыми эндоконтактовыми породами ранней фазы, но больше напоминают биотитово-амфиболовые меладиориты и диориты из интрузивных залежей в палеозойском основании. Поэтому дайки пород группы диорита могут рассматриваться как апофизы глубинных залежей. Гранодиорит-порфиры и кварцевые диоритовые порфириты второй группы по химическому и минеральному составу очень близки к гранодиоритам из центральной части многих массивов ранней фазы становления. Крупность зерен в основной массе даек этой группы возрастает от зальбандов к центру даек, и образцы из осевой зоны наиболее мощных тел (до 100-200 м) не отличимы от гранодиоритов. Имеются дайкоподобные малые интрузии, сложенные в центральной части породами гранодиоритового состава, а в краевых — диоритовыми порфиритами или микродиоритами, которые являются продуктами относительно ранней кристаллизации. Дайки гранит-порфиров, граносиенит-порфиров и других пород пятой из выделенных выше групп, относящиеся к молодым фазам магматизма, тоже тесно связаны с небольшими изометричными в плане телами, иногда рассекающими гранитоидные интрузии ранней фазы (Сухарнинский массив). Собственно биотитовые граниты молодой фазы не имеют апофиз дайкового характера. Дайки четвертой группы — пироксеново-биотитовые лампрофиры обнаруживают сложные соотношения с гранитоидными интрузиями ранней и поздней фазы и, по-видимому, могут быть связаны с меладиоритами из палеозойского основания.

Малые интрузии, как правило, представляют собой наклонные либо вертикальные дайки или на участках спокойного залегания осадочных пород пластовые интрузии. Мощность отдельных тел колеблется от нескольких десятков сантиметров до 10—20 м, иногда до нескольких десятков и сотен метров. Дайки нередко составляют тесные группы, насчитывающие до 10 и более отдельных тел. В таких группах расстояние между дайками соизмеримо с их мощностью; иногда дайки имеют поперечные апофизы и соединяются между собой. Такие группы отстоят друг от друга на несколько километров. Группы сближенных даек образуют пояса с выдержанным или изменчивым простиранием длиной до 300 км и шириной до 60 км. Некоторые из таких поясов огибают позднегеосинклинальные прогибы (например, Раучуанский), другие рассекают складчатые структуры.

Гранитоидные интрузии, прорывающие анюйскую серию, как правило, — образования моногенные, в отличие от залежей в палеозойском основании, закономерно сочетающих в себе породы обеих фаз становления. Относительный возраст гранитоидных массивов устанавливается по их отношению к дайкам, главным образом к дайкам гранодиоритпорфиров (вторая группа). Например, массивы горы Раздельной и Пырканайский расположены в пределах широкого пояса развития даек. Гранодиориты и адамеллиты массива горы Раздельной вместе с имеющимися в нем пегматитовыми жилами рассечены дайками гранодиоритпорфиров. В 25 км юго-восточнее, около северной границы Пырканайского массива, такие же дайки сильно метаморфизованы (перекристаллизованы и биотитизированы). Они пересекаются гранит-порфирами эндоконтактовой зоны Пырканайского массива.

Гранитоидные массивы ранней фазы характеризуются сложным внутренним строением. В их составе обнаруживаются разнообразные

породы от диоритов и кое-где габбро-диоритов до адамеллитов. Структура пород даже в крупных телах меняется от среднезернистой гипидиоморфнозернистой или монцонитовой до порфировидной, порфировой, мелко- и микрозернистой. Иногда структуры и состав пород закономерно меняются: от центра к периферии зонально возрастает основность горных пород, а структура делается порфировидной, порфировой, криптовой, микрозернистой и т. д. Нередко в эндоконтактовых зонах появляются полосчатые текстуры. Примерами массивов такого типа являются гора Террасовая, гора Раздельная, отчасти Кизыркайский массив. Для других массивов более характерно полосчатое распределение горных пород, различающихся по составу и структуре. Ширина полос меняется от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Особенно ярко полосчатость проявлена в Облачном массиве, расположенном на правом берегу Малого Анюя, в его верховьях. Этот массив имеет удлиненную в запад-северо-западном направлении форму, общая площадь его около 30 км². Массив состоит как бы из двух дайкообразных тел несколько разного состава, прилегающих друг к другу длинной стороной. Мощность каждого из этих тел около 2,5 км. Полосчатость ориентирована поперек вытянутости массива. В других массивах полосчатые текстуры более характерны только для эндоконтактовых зон (Кизыркайский массив, массив Двух Цирков).

Смена структурных типов горных пород не совпадает с изменением их состава, поэтому в массивах ранних фаз становления, прорывающих анюйскую серию, отмечаются очень разнообразные горные породы. Переходы между ними здесь более постепенные, чем в глубинной фации: между кварцевыми диоритами и сиенит-диоритами имеются переходные образования типа гранодиоритов; пироксеново-биотитовые и амфиболово-биотитовые породы лишь изредка четко обособляются друг от друга, часто встречаются породы, в которых пироксен зонально обра-

стает роговой обманкой.

Массивы поздней фазы сложены гранитами с повышенным количеством калиевого полевого шпата и кварца. Нередко калиевый полевой шпат в них образует крупные порфировидные выделения. Обычным цветным минералом является биотит, лишь в эндоконтактах некоторых массивов к нему примешивается пироксен, исключительно редко — роговая обманка. В эндоконтактовых зонах некоторых массивов (например, в Пырканайском) возрастает количество темноцветных минералов, главным образом биотита, но чаще эндоконтактовые изменения в массивах поздней фазы выражаются в появлении аплитовой и пегматитовой структур при сохранении особенностей состава.

Гранитоидные интрузии, прорывающие анюйскую серию, тесно связаны с вулканическими и субвулканическими образованиями (Гельман, 19636). На геологической карте это отражается в строгой локализации меловых эффузивных полей вблизи гранитоидных массивов, а также в приуроченности небольших гранитоидных интрузий к крупным вулканическим полям. Характер связи гранитоидов и вулканических образований изучен на примере трех массивов из числа наиболее крупных в Анюйской складчатой зоне — Тымкивеемского, Двух Цирков и Коне-

ваамского.

Тымкивеемский массив относится к ранней фазе. Он имеет характерную треугольную форму в плане и крутые, близкие к вертикальным контакты. Массив сопровождается многочисленными дайкообразными апофизами. Площадь массива около 680 км². Массив сложен амфиболово-биотитовыми гранитами, пироксен-амфибол-биотитовыми гранодиоритами, кварцевыми диоритами, сиенит-диоритами, монцонитами и диоритами, иногда меланократовыми. Обычно породы переходят друг

в друга в узкой пограничной зоне. Более основные породы располагаются ближе к контактам, но отмечены также участки полосчатого строения. Структура горных пород обычно среднезернистая. Около массива расположено эффузивное поле площадью около 100 км². Мощность вулканогенной толщи достигает 600 м. Эффузивное поле сложно построено, в его пределах выделяются разнообразные породы — от липаритов и их туфов до меланократовых андезитов и трахиандезитов и их туфов. Для каждой эффузивной породы имеется соответствующий интрузивный аналог; интрузивные и эффузивные породы вполне сопоставимы друг с другом по минеральному составу, по особенностям породообразующих минералов и их парагенезисов. Граница гранитоидного массива с эффузивами имеет интрузивный характер. Однако на контакте с эффузивами гранитоиды из-за структурных изменений становятся почти неотличимыми от эффузивных пород. В гранитоидах вблизи границы с эффузивами проходят маломощные дайки эффузивных пород, что указывает на продолжение вулканической деятельности уже после частичной кристаллизации гранитоидной интрузии. По-видимому, вулканическая деятельность проявлялась в виде эпизодических извержений, вызванных подъемом гранитоидной магмы почти к поверхности.

Массив Двух Цирков, расположенный вблизи Тытыльвеемской впадины, имеет площадь около 165 км². Контакты массива крутые. Массив сложен амфиболово-биотитовыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами, последние обособлены в северо-западной части массива, но связаны с гранодиоритами постепенными переходами. Параллельно границам массива и в его пределах прослеживаются многочисленные дайки диоритового, гранодиоритового, андезитового и лампрофирового состава. При этом дайки андезитов и андезит-дацитов, сопряженные с эффузивными покровами, рассекают гранитоидные породы массива, дайки амфиболовых диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров, но пересекаются пироксеново-биотитовыми лампрофирами. Эффузивы таким образом формируются одновременно с жильной серией гранитоидов. Непосредственная связь, как в случае Тымкивеемского массива, между эффузивами и гранитоидами, сформировавшимися здесь на больших глубинах, по-видимому, отсутствует.

Коневаамский массив площадью 220 км² сложен биотитовыми субщелочными гранитами с гранулитовой структурой (поздняя фаза). Массив имеет однородное строение и лишь вблизи контактов отмечается появление аплитовых структур. В непосредственной близости к массиву расположено эффузивное поле площадью около 12 км². Верхнюю часть разреза эффузивов составляют туфы липаритов (в том числе сваренные), химически и минералогически подобные гранитам Коневаамского массива. Граниты и туфы липаритов очень близки по возрасту, будучи более молодыми, чем андезиты, слагающие основание разреза эффузивного поля, и более древними, чем дайки граносиенитпорфиров, широко развитые как в пределах гранитного массива, так и в эффузивном поле. Некоторые особенности строения гранитного массива и туфов указывают, что вулканическая эксплозия была связана с бурным отделением летучих из расплавов в приповерхностных условиях и одновременной кристаллизацией гранита.

Малые интрузии почти всех выделенных выше групп также обнаруживают связи с эффузивами, приобретая вблизи эффузивных полей тонкозернистые структуры, характерные для вулканических пород. Местами (например, на периферии Тытыльвеемской впадины) дайки вулканического типа приобретают самостоятельное значение и выделяются тогда в особую группу (интрузивные андезиты и андезито-дациты).

Анюйская серия и залегающие в ее основании триасовые диабазы изменены в фации зеленых сланцев, которые через узловатые сланцы переходят в роговиковые ореолы, окружающие гранитоидные массивы ранних фаз. Роговики около массивов молодой фазы образуют узкие ореолы, накладывающиеся на зеленосланцевый метаморфизм. Зеленосланцевая и роговиковая фации метаморфизма переходят вблизи нижней границы анюйской серии в амфиболитовую и эпидот-амфиболитовую.

 ${
m Y}$ нижней границы погынденской свиты среди пологозалегающих осадочных пород развиты многочисленные пластовые интрузии амфиболовых диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров и пироксеновобиотитовых лампрофиров. Над платообразными полями погынденской свиты возвышаются довольно крупные горы, представляющие собой гранитоидные тела площадью до 100—200 км². Эти массивы характеризуются некоторыми общими особенностями положения. Во-первых, выходы гранитоидов, как правило, окаймляются узкой (иногда прерывистой) полоской триасовых отложений, отделяющих их от широких полей распространения погынденских песчаников. Во-вторых, окружающие массив песчаники нередко образуют куполовидные структуры, разбитые радиальными и кольцевыми (относительно массива) трещинами. структура хорошо откартирована около Арынпыглянайского массива. В-третьих, на вершинах, сложенных гранодиоритами, часто обнаруживаются останцы метаморфизованных песчаников погынденской свиты (например на Арынпыглянайском и Пельвунтыкойвенском массивах). По этим данным все массивы интерпретируются как межформационные тела. Можно предположить, что они являются лакколитами. Однако непосредственные наблюдения нижней границы гранитоидных тел затруднены и лакколитообразная форма более или менее строго доказана только для Кэлельвунского массива (К. В. Паракецов, 1957 г. и Н. Н. Незнанов, 1957 г.). Возможно, что некоторые тела представляют собой купола. Все такие массивы характеризуются зональным повышением основности к контакту, где большое значение вместо гранодиоритов приобретают меланократовые монцониты. Характерно частое присутствие в них гиперстена наряду с авгитом, роговой обманкой и биотитом. В ядре наиболее крупных лакколитов отмечаются биотитовые калиевые граниты. Таким образом, в этой фации породы, характерные для двух фаз гранитоидного магматизма, тесно связаны друг с другом. Песчаники погынденской свиты, как правило, метаморфизованы только в узких контактовых ореолах, в роговиковой фации.

Граниты поздней фазы, прорывающие раннемеловую эффузивную толщу, не отличаются от гранитов, расположенных в толще анюйской серии. Интрузивные образования ранней фазы имеют здесь небольшие размеры и трубчатые, дайковые или пластовые формы. Слагающие их породы характеризуются мелкозернистыми или порфировыми структурами. Некоторые из этих тел имеют сложное строение, обычное для интрузий ранней фазы и не зависящее от размеров тела. Эффузивные и субвулканические породы заметно метаморфизованы в фации среднетемпературной пропилитизации. Метаморфизм выражается в эпидотизации, хлоритизации, пиритизации, альбитизации, интенсивность которых усиливается вблизи гранитоидных массивов ранней фазы. Непосредственно на границе с ними метаморфизм эффузивов проявляется в перекристаллизации, биотитизации и фельдшпатизации. Аналогичные явления, но без переходов к пропилитизации отмечены в узких ореолах около массивов поздней фазы.

Вертикальная зональность метаморфических явлений регионально-контактового типа характерна для ранней фазы формирования грани-

тоидного комплекса (ранний мел) и отражает повышенный вертикальный градиент температур и давлений, существовавший в это время. Метаморфизм в разных фациях глубинности отличается не только по физическим параметрам, но и химически. При метаморфизме пород палеозойского основания содержания всех компонентов, кроме щелочей, воды и углекислоты, не меняются. В отличие от этого в анюйской серии более широко развиты явления кислотного выщелачивания и магнезиального метасоматоза.

Именно в породах анюйской серии, а также в диабазах, залегающих в нижнетриасовой толще, размещается большинство кварцевых жил с золотом, которые служат источником россыпей. По-видимому, распределение золотых руд в какой-то мере определяется метаморфи-

ческой зональностью.

Чаунская складчатая зона. Гранитоидные массивы в этой зоне находятся не на очень большом удалении от границы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В связи с этим намечается некоторая неравномерность в распределении изверженных пород: они слагают до 15% территории Паляваамской синклинальной зоны, Экиатапского синклинория, Иультинского и Куэквуньского поднятий, тогда как в Куульском поднятии известен всего один довольно крупный массив (Пыркатагинский). Четко проявляется также связь в развитии магматизма в этих структурах Чукотской складчатой области и в северной части Охот-

ско-Чукотского вулканогенного пояса.

Распределение гранитоидов подчиняется двум направлениям: северо-западному, характерному для Чукотской складчатой области, и северо-восточному, обычному в чукотской части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Наиболее протяженный ряд северо-восточного простирания начинается на юге еще в пределах Корякской складчатой зоны в горной гряде Пекульней узким сильно вытянутым Янранайским массивом (ширина 2 км, длина около 45 км). Этот массив сложен главным образом биотитово-амфиболовыми гранодиоритами, адамеллитами, имеющими несколько меньшее значение, а также более основными породами — вплоть до габбро-диоритов. Все эти породы прорваны штокообразными телами аляскитовых гранитов. Гранитоиды Янранайского массива находятся в тесном соседстве с ультраосновными и основными породами восточного склона Пекульнейской гряды, характерными для Корякской складчатой зоны.

К северо-востоку отсюда, на отрезке ряда, пересекающем вулканические поля Охотско-Чукотского пояса, расположены многочисленные выходы гранитоидов, разделенные небольшими полями эффузивов, нередко ороговикованными. Эти выходы объединяются в Верхнетанюрерский массив общей площадью около 5000 км2. Этот один из самых крупных массивов (как в северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, так и в Чукотской складчатой области) сложен диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами и гранитами. Массив характеризуется очень неровной формой кровли: по данным Г. Г. Кайгородцева (1960 г.) разница между отдельными апикальными выступами и депрессиями достигает 700—800 м. Верхнетанюрерского массива достигает 60 км. Таким образом, ряд при переходе из Корякской зоны в пределы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса резко расширяется. Еще дальше на северо-восток, на переходе к структурам Чукотской складчатой области расположены вытянутые параллельно друг другу Телекайский и Чануанский массивы. Площадь первого из них 900 км², второго 650-700 км². Ширина ряда здесь около 80 км. Состав этих массивов подобен Верхнетанюрерскому. Севернее Телекайского массива расположен Тауреранский площадью более 2000 км², севернее Чануанского — Чаантальский. Форма этих массивов и особенно Тауреранского контролируется одновременно и северо-восточным направлением и северо-западным. Эти массивы принадлежат уже не только рассмотренному ряду северо-восточного простирания, но и крупнейшему в Чукотской складчатой области ряду северо-западного направления, в который входят (с северо-запада на юго-восток) Велиткенайский массив, Куэквуньский массив, Тауреран-

ский массив, Чаантальский, Иультинский и Вешкапский. Возраст гранитоидов Янранайского массива установлен Г. Г. Кайгородцевым (1960 г.) в очень узких пределах: массив прорывает валанжинские отложения, а галька составляющих его гранодиоритов и гранитов обнаружена в конгломератах апт-альбского возраста. На этом основании к раннему мелу относятся также роговообманково-биотитовые кварцевые диориты, гранодиориты и граниты, слагающие Верхнетанюрерский, Телекайский, Чаантальский, Чануанский, Вешкапский и другие массивы в бассейнах рек Амгуэмы и Куэквуня. Здесь в развитии мелового магматизма выделяются две фазы. В раннюю фазу образовались роговообманково-биотитовые кварцевые диориты, гранодиориты и граниты, слагающие Чаантальский и Вешкапский массивы площадью соответственно около 60 и 290 км2. С ними сопряжены дайки диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров, гранодиоритов, керсантитов. Позднее был образован Иультинский массив биотитовых гранитов (площадь около 350 км²). Калиевый полевой шпат в их составе резко преобладает над олигоклазом или андезином — наиболее обычными разностями плагиоклаза в этих гранитах. По данным Л. М. Шульц (1944 г.), граниты типа иультинских метаморфизуют в бассейне р. Вешкапа дайки диоритовых порфиритов. По данным С. М. Благодатского (1957 г.), граниты того же типа в истоках р. Амгуэмы перекрыты верхнемеловыми эффузивами. Таким образом, в Чаунской складчатой зоне, как и в Анюйской, в середине раннего мела образовались амфиболовобиотитовые адамеллиты или даже более основные породы, а вслед за ними (по-видимому, в середине мела) биотитовые граниты. Граниты Иультинского массива прорваны жильными телами гипербазитов.

В районах, расположенных между бассейном р. Малого Анюя и бассейном р. Амгуэмы, имеются раннемеловые интрузии с повышенной основностью (Палянский массив и др.), но преобладают более молодые гранитоиды, образовавшиеся в середине мела. На восточном побережье Чаунской губы С. В. Обручевым, М. И. Рохлиным (1938), А. И. Деминым и особенно подробно Б. Л. Флеровым и И. Е. Дворак (1958) изучена так называемая Певекская группа интрузий. Эти интрузии сложены гранодиоритами, андезиновыми гранитами, субщелочными гранитами, которые метаморфизуют дайки и интрузивные залежи пироксеново-биотитовых гранодиорит-порфиров. Дайки таких же гранодиорит-порфиров, а также пироксеново-биотитовых диоритовых порфиритов (с повышенным содержанием щелочей) и пироксеново-биотитовых лампрофиров рассекают массив. Субщелочной характер гранитов, пироксен-биотитовый парагенезис в ассоциированных с ними дайках характерны для поздней фазы развития магматизма в Анюйской складчатой зоне. Это и позволяет сопоставлять гранитоиды Певекской группы по возрасту с другими оловоносными гранитоидами Чукотской склад-

чатой области.

Одним из самых крупных гранитных массивов восточного побережья Чаунской губы является Северный. Массив прорывает верхнетриасовые отложения и несколько вытянут в северо-западном направлении согласно с простиранием развитых здесь линейных складок. Площадь массива около 300 км². Массив сложен в основном порфировид-

ными биотитовыми гранитами, в меньшем количестве присутствуют роговообманково-биотитовые и роговообманково-пироксеновые граниты, гранодиориты и монцониты, связанные взаимопереходами. Близкий состав имеют расположенные рядом Пырканаянский и Янрайский массивы площадью соответственно около 150 и 250 км².

Последовательность позднемезозойского магматизма в центральных и восточных районах Чукотской складчатой области значительно сложнее, чем в Анюйской складчатой зоне, что связано с наложением на восточную часть складчатой области структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Интенсивные магматические процессы в чукотской части пояса продолжались в течение всего мелового периода, сопровождаясь лишь не очень значительными циклическими изменениями состава при преобладании дацитов как в раннем, так и в позднем мелу. В связи с этим в непосредственно примыкающих к вулканогенному поясу районах отмечаются различные позднемеловые гранитоидные образования. В Центрально-Чукотском районе * из-под толщ меловых эффузивов обнажаются довольно крупные (десятки и сотни квадратных километров) массивы, сложенные гранитами и гранодиоритами: Мольтыканский, отчасти Велиткенайский, по-видимому, к этой же группе относится массив речки Быстрой, возможно, на юге связанный с Телекайским массивом (К. В. Паракецов, 1954 г., И. Е. Заединова, 1959 г., В. И. Копытин, 1960 г.). По составу, возрасту и структурному положению эти образования сопоставляются с ранними фазами гранитоидного магматизма в Анюйской зоне. В этом же районе гранитный и граносиенитовый Катумский массив площадью около 60 км² прорывает раннемеловые эффузивы и перекрыт позднемеловыми. Это — аналог гранитов молодой фазы. Более молодые гранитоиды здесь отсутствуют; позднемеловая и еще более поздняя палеогеновая магматическая деятельность почти целиком развиваются в эффузивной форме, интрузивные образования имеют субвулканический характер. В отличие от этого, в Восточно-Чукотском районе в позднемеловую эпоху, кроме эффузивов преимущественно кислого состава, образовались довольно крупные массивы, в состав которых входят главным образом кварцевые диориты, гранодиориты и гранодиорит-порфиры, но также диориты, граниты и их порфировые аналоги. Кварцевые диориты и гранодиориты состоят из плагиоклаза, биотита, роговой обманки и кварца с примесью моноклинного пироксена и калиевого полевого шпата и, таким образом, напоминают гранитоиды древней фазы раннемелового возраста. Позднее образовались биотитовые и биотитово-роговообманковые граниты. В эндоконтактах некоторых массивов среднезернистые биотитовые граниты сменяются мелкозернистыми и аплитовидными разностями. Одновременными с биотитовыми гранитами считаются граносиениты. Позднемеловые граносиениты состоят из калиевого шпата (70%), кварца (10-20%) и небольшого количества альбитолигоклаза с примесью роговой обманки, моноклинного пироксена, биотита, сфена и апатита. Эти породы напоминают граносиенит-порфиры, связанные с калиевыми гранитами, образовавшимися в середине мела. С пегматитами, сопровождающими позднемеловые граниты, связаны рудопроявления редких металлов.

В этой части территории выделяются также палеогеновые щелочные роговообманковые граниты и гранит-порфиры, слагающие довольно крупные массивы (размером до 300—600 км²): Южный, Вета, Пырканайвеемский, Линлинейский. Пространственно они тесно связаны с

^{*} Районирование северной части Охотско-Чукотского пояса дано в посвященном этой структуре разделе главы.

щелочными липаритами палеогенового возраста и прорывают их. Щелочные граниты рассечены дайками неогеновых (?) базальтов.

И раннемеловые, и позднемеловые гранитоидные массивы в Чаунской складчатой зоне имеют такую же форму, как и в Анюйской. Для большинства изученных тел характерны крутые контакты с триасовыми отложениями и пологие с меловыми эффузивами. В ряде случаев установлено пластообразное залегание гранитоидов среди палеозойских толщ. Гранитоидные массивы, прорывающие триасовую толщу, сопро-

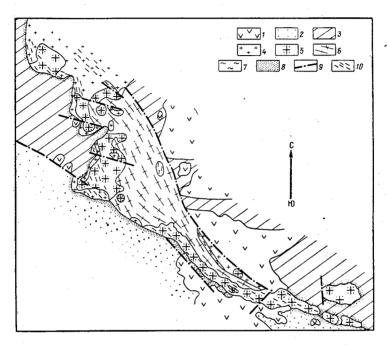


Рис. 12. Схематическая карта Велиткенайского гранитоидного массива. По А. П. Милову и В. С. Иванову, 1963 г.

1 — верхнемеловые эффузивы; 2 — триасовая терригенная толща, заключающая в основании силлы диабазов; 3 — палеозойская карбонатно-терригенная толща; 4 — мелко- и среднезернистые лейкократовые граниты (молодая фаза); 5 — крупно- и среднезернистые порфировидные граниты (древняя фаза); 6 — краевые гнейсы; 7 — мигматиты; 8 — роговики; 9 — тектонические нарушения; 10 — зоны дробления

вождаются дайкоподобными апофизами разного размера. Например, такое крупное гранитное тело, как Иультинский массив, судя по расположению остатков кровли, имеет три гребневидных дайкоподобных выступа в верхней части. Некоторые гранитоидные массивы — Велиткенайский, Тауреранский — характеризуются мощным развитием краевых гнейсов (рис. 12).

Здесь устанавливается также зональность метаморфических явлений, несколько напоминающая изученную на правобережье р. Малый Анюй. Вблизи Велиткенайского, Куэквуньского и Тауреранского массивов палеозойские отложения преобразованы в метаморфические породы эпидот-амфиболитовой фации, которая на самом контакте с гранитоидами непосредственно сменяется амфиболитовой. Ширина зоны амфиболитовой фации значительно меньшая, чем в пределах Алярматского поднятия. В метаморфических породах широко развиты явления фельдшпатизации, охватывающей песчано-сланцевые и мергелистые породы, а также триасовые диабазы. И в эпидот-амфиболитовой и в амфиболитовой фациях фельдшпатизация приводит к образованию

своеобразных гнейсов. Региональный метаморфизм мезозойских осадочных пород относится к зеленосланцевой фации, причем породы раннетриасового возраста часто полностью преобразованы в филлиты, а выше по разрезу метаморфические изменения обычно менее заметны.

Как и на правобережье р. Малый Анюй, довольно часто устанавливается тесная связь гранитоидов с эффузивами. Хорошим примером в этом отношении может быть Палянский массив. Этот массив расположен в бассейне р. Паляваам, вблизи северной границы вулканогенного пояса. Палянский массив вытянут на 25 км в субмеридиональном направлении при ширине от 3 до 6 км. Массив имеет асимметричную сводообразную форму, площадь около 170 км2. Массив сформирован в две фазы. Наиболее древние в его составе породы — биотитовороговообманковые гранодиориты с переходами в граниты, диориты и в монцониты. Вторая фаза — небольшие штокообразные тела лейкократовых гранитов и гранит-аплитов. С ранней фазой связаны многочисленные дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, лампрофиров и диоритовых порфиритов. В эндоконтакте массива развиты интрузивные дациты, относящиеся к ранней фазе. Гранитоиды прорваны дайками липаритов и трахиандезитов. Эффузивы аналогичного состава слагают узкие поля (шириной 4—7 км), вытянутые вдоль западной и восточной границ массива на расстоянии в 1-5 км от этих границ.

Особенности изверженных пород на окраинах Чукотской складчатой области. В Уэленском поднятии помимо обычных гранитоидов имеются щелочные породы, которые слагают здесь весьма интересную Дежневскую интрузию. Эта интрузия площадью около 125 км² расположена на мысе Дежнева. Ей посвящена статья Г. Вашингтона (Washington, 1905), затем она изучалась Н. И. Тихомировым и М. И. Рабкиным (1937) и, наконец, Л. Л. Перчуком и И. М. Саргиной (1963), Массив залегает среди нижнекаменноугольных известняков, вытянут в меридиональном направлении и имеет сложное зональное строение. В ядре массива расположены биотитово-роговообманковые граниты, а в крайней внешней (прерывистой) зоне — нефелиновые сиениты. По мере удаления от центра к контакту уменьшается количество кварца, затем появляется нефелин. При этом обширную зону занимают породы, в которых нет ни кварца, ни нефелина, одновременно они являются наиболее меланократовыми. Основность пород вообще возрастает от центра к периферии, несколько уменьшаясь лишь в самой внешней нефелиново-сиенитовой зоне. Во внешних зонах массива к биотиту и роговой обманке присоединяются пироксен и гранат. Сложные сочетания этих минералов в разных количественных соотношениях приводят к большому разнообразию горных пород, обычно не имеющих секущих контактов друг с другом. Важнейшее значение имеют граниты, гранодиориты иногда с эгирин-авгитом, монцониты, сиенит-диориты и нефелиновые сиениты*. При этом безнефелиновые породы довольно близки к гранодиоритам ранних фаз Чукотской складчатой области. Появление щелочных пород очень характерно для аналогов мезозойских гранитоидных комплексов геосинклинальных областей Тихоокеанского рудного пояса, развивающихся в платформенных и подобных структурах. С этой точки зрения понятно появление нефелиновых сиенитов в Дежневской интрузии, приуроченной к Восточно-Чукотскому массиву. Многие исследователи при этом связывают появление щелочных пород с взаимодействием гранитной магмы с известняковой рамой **.

^{*} Гранодиориты иногда неправильно описываются как кварцевые сиениты.
** Геологических данных для определения возраста Дежневского массива недостаточно. Иногда высказывается мнение о его раннепалеозойском или докембрийском возрасте.

особенность изменения характера позднемезозойского магматизма в периферических частях Чукотской складчатой области заключается в появлении основных и ультраосновных пород на территориях, примыкающих к районам господствующего развития позднемезозойских гипербазитовых и базитовых формаций — к Корякской зоне и к Олойскому прогибу. На восточной Чукотке породы такого состава образовались на границе раннего мела и поздней юры, в конце раннего мела и в конце позднего мела. Таким образом, этот ряд пород развивается одновременно с гранитоидным. К границе раннего мела и поздней юры относится формирование Колючинского массива кварцевых габбро и габбро-диабазов площадью около 900 км². Массив, повидимому, представляет собой не очень мощную межформационную залежь, дайкоподобные корни которой выявляются как зоны узких линейных аномалий магнитного поля. Это интрузивное тело приурочено к западному ограничению Восточно-Чукотского массива. Габбро и габбро-диабазы метаморфизуют лоренскую свиту позднеюрского раста, чем и определяется нижняя граница их возраста. Галька подобных пород обнаружена И. А. Никитиным в 1957 г. в конгломератах валанжинского возраста. Габбро и габбро-диабазы отличаются друг от друга по структуре. Они состоят из примерно равных количествлабрадора и авгита, к которым примешиваются кварц и калинатровый полевой шпат, роговая обманка и биотит. В некоторых разностях содержание роговой обманки достигает 50%, а пироксен, напротив, приобретает подчиненное значение. После гранитоидных интрузий иультинского типа (т. е. на границе раннего и позднего мела) согласно данным Л. М. Шульц образовались небольшие тела перидотитов, примером которых служит шток в бассейне р. Матачингай площадью меньше 5 км². Небольшие штоки (площадью меньше 1 км²) и дайки мощностью до 60-70 м перидотитового, пироксенитового, серпентинитового и габбрового состава образовались также после верхнемеловых гранитоидов на территории, примыкающей к заливу Креста.

Аналогичным образом, на междуречье Малого и Большого Анюев помимо гранитоидов широко развиты основные и ультраосновные интрузии, приуроченные к кремнисто-спилитовой толще позднеюрского и раннемелового возраста. Если в той части Чукотской складчатой области, которая примыкает к Корякской зоне, раннемеловой и позднемеловой возраст ультраосновных пород согласуется с их возрастом в Корякской зоне, то позднеюрский — раннемеловой возраст основных и ультраосновных пород на междуречье Малого и Большого Анюев согласуется с возрастом основного вулканизма в Олойском прогибе. Интрузивные тела основного и ультраосновного состава имеют трещинный характер и подчеркивают сложные контуры структурных элементов этой области. Очень характерная в этом отношении Большая Анюйская дайка протягивается в направлении, близком к широтному, на 85 км вдоль северной и восточной границ Яракваамского поднятия. Мощность дайки меняется от 2 до 5 км, в отдельных случаях отмечено наклонное положение ее контактов (до 60°; А. Я. Радзивилл, 1963 г.). К этой же трещинной структуре местами примыкают тела гранитоидного состава, образующие вместе с основными породами довольно крупные

гетерогенные массивы (например, Громаднинский).

Ультраосновные и основные породы кроме трещинных интрузий слагают также штокообразные тела площадью около 100 км² (Уямкандинский массив). Более крупные тела основного состава сложены оливиновыми и безоливиновыми габбро, переходящими на контактах в габбро-диабазы и диабазы, которые слагают также и дайки. К интрузиям основного состава приурочены жилообразные тела пироксенитов и сер-

пентинитов; местами они отчетливо рассекают габбро, а местами связаны с ними постепенными переходами. Ультраосновные породы находятся в несомненном родстве с габбро и химически отличаются от диабазов лишь почти полным отсутствием алюминия. Гранитоидные породы междуречья Малого и Большого Анюев по петрографии и последовательности образования очень напоминают гранитоиды правобережья Малого Анюя. Гранитоидные породы моложе основных и ультраосновных.

Как ясно из изложенного, последовательность магматизма в Чукотской складчатой области сильно зависит от развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, но в центральной части этой провинции * петрохимические особенности гранитоидных образований очень постоянные. Они прежде всего выражаются в четко проявленной калиевой тенденции всех изверженных пород. Отношение молекулярных количеств калия и натрия в гранитах обычно превосходит единицу и близко к ней даже в породах среднего состава. Хотя общая щелочность не очень велика и вся петрохимическая ассоциация в целом занимает промежуточное положение между современными типами Пеле и Йеллоустонского Парка, породы среднего состава нередко обогащены щелочами сравнительно со средними типами, что придает им характерную монцонитовую тенденцию. Калиевый характер магм отражается в типичных парагенезисах щелочного полевого шпата с андезином, биотита с роговой обманкой и (или) с пироксеном. Обычный более поздний характер биотит-пироксенового парагенезиса (лампрофиры, некоторые калиевые граниты) по сравнению с биотит-роговообманковым (в некоторых наиболее древних дайках с основностью, сравнимой с лампрофировой) указывает на прогрессивное возрастание химического потенциала калия по мере развития мезозойского магматизма.

Специфические геохимические черты, выявленные на примере правобережья Малого Анюя, выражаются в повышенном относительно кларков содержании лития, бериллия, хрома, кобальта, никеля, галлия, олова и, по-видимому, молибдена, серебра и ртути. С особенностями петрохимии и геохимии согласуется золотая (более ранняя) и редкометальная (более поздняя) минерализация, связанная с гранитоидным комплексом Чукотской складчатой области.

ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС **

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс общей протяженностью около 3000 км выделяется среди прочих геологических структур Северо-Востока СССР (исключая Камчатку) большой интенсивностью наземного вулканизма, преимущественно мелового времени. В меловом периоде широко проявился также интрузивный гранитоидный магматизм. Гранитоиды тесно связаны с эффузивами и образуют вместе с ними группы родственных формаций. Во многих местах эффузивы Охотско-Чукотского пояса несогласно налегают на отложения верхоянского комплекса или на аналогичные по возрасту отложения.

^{*} Возможно, провинции гранитоидного магматизма в Чукотской и Яно-Колымской складчатых областях следует рассматривать как субпровинции единой более

крупной провинции гранитоидного магматизма.

** В этом разделе описываются меловые вулканические образования ОхотскоЧукотского вулканогенного пояса, а также расположенные в Тауйско-Тайгоносской
зоне ранней консолидации Охотской складчатой области юрские вулканические образования, отражающие ранние этапы вулканизма на западной границе Охотской складчатой области. Вулканизм этих этапов постепенно сменяется меловым. В Тауйско-Тайтоносской зоне расположены гранитоидные массивы подобные охотским. Они также
описываются в настоящем разделе.

Первое описание магматических пород вулканического пояса дано П. А. Казанским, посетившим в 1912 и 1917 гг. район Охотска — Ямска, и П. И. Полевым, который в 1912—1913 гг. провел впервые геологические исследования в бассейне р. Анадырь и описал вулканические поля по р. Энмываам и в верхнем течении Анадыря. В 1928—1929 гг. Ю. А. Билибин выполнил первое пересечение вулканогенного пояса по долинам рек Ола и Малтан.

В 1931 г. А. А. Арсеньевым, С. Е. Захаренко, Г. С. Киселевым, Л. А. Снятковым и Е. Т. Шаталовым проделан маршрут от устья р. Яны (Охотской) в долину р. Детрина. Этими исследованиями были установлены основные черты разреза вулканогенной толщи Охотского побережья. В 1933 г. К. А. Шахварстовой в осадочно-вулканогенных отложениях в бассейне р. Хасын была собрана флора, определенная А. Н. Криштофовичем (1937) как альб-сеноманская. В течение 1933—1935 гг. вулканические поля северных районов Чукотки изучались В. Г. Дитмаром, С. В. Обручевым, В. И. Серпуховым и Д. Ф. Бойковым. В 1934—1936 гг. вулканические образования Чукотского полуострова изучались А. В. Андриановым, Ф. А. Головачёвым, Г. А. Кремчуговым, А. П. Никольским, М. И. Рабкиным и Н. И. Тихомировым. Ю. А. Билибин (1935) дал общую характеристику гранитоидных интрузий трёх возрастов (верхнеюрских, начала верхнего мела и третичных), а также (1937) дал анализ размещения интрузивных пород в главных тектонических структурах.

С 1940 по 1949 г. в области Охотского побережья работали многие геологи, среди которых можно отметить Т. П. Вронко, Г. Ф. Гурина, С. В. Домохотова, Г. Г. Кайгородцева, М. Д. Капитонова, Х. И. Калугина, Г. Г. Колтовского, А. С. Красильникова, А. Ф. Михайлова, П. С. Петрова, К. Д. Соколова, Л. С. Степанькова, С. И. Федотова, Д. С. Харкевича, Г. Н. Чертовских, И. Р. Якушева и др. В бассейне среднего течения р. Анадырь в 1940 и 1941 гг. Г. Б. Жилинским, С. Ф. Луговым, Б. А. Снятковым, Л. М. Шульц, Г. В. Шульцем и В. П. Южаковым были проведены первые геологические съемки; этими работами руководил Б. Н. Ерофеев. Из работ конца сороковых годов в Пенжинском районе наибольшее значение имеют материалы съемок М. Н. Кожемяко и А. П. Шпетного. Тематические работы по изучению магматических образований проводились Е. К. Устиевым и под его руководством геологами Д. С. Голотой, А. М. Деминым, А. А. Донцовым, Г. Ф. Заржицким, В. А. Зиминым, А. К. Кондратенко, И. В. Мариичем, Р. П. Петровым, А. Д. Поповой, К. Н. Рудичем, И. И. Тучковым, И. М. Сперанской, Г. Н. Чертовских.

К концу сороковых годов была составлена (Н. И. Ларин, А. С. Симаков, Б. А. Снятков, Л. А. Снятков) сводная геологическая карта верховьев рек Колымы и Индигирки и северного побережья Охотского моря. В 1945 г. была опубликована обобщающая статья В. А. Титова, посвящённая позднемезозойскому вулканизму Охотского склона. К этому же времени относится составление (Е. К. Устиев, М. С. Венчугова, Е. А. Соколова) сводной работы по геологии и петрографии мезозойских интрузивных и вулканических образований Охотско-Колымского края. В этой сводке и в ряде более поздних работ (1948, 1949, 1959, 1962, 1963) Е. К. Устиевым были разработаны основные положения о геотектонических особенностях и истории развития вулканогенного пояса, составлена общая схема магматизма и выделены тектоно-магматические циклы: верхоянский, нижнемеловой, верхнемеловой и третичный; рассмотрены петрографические особенности и эволюция химического состава изверженных пород.

Начиная с 1950 г. большое значение имеют геологические исследования В. Н. Афанасьева, В. Ф. Белого, С. В. Благодатского, Ю. А. Борзаковского, И. П. Васецкого, Ф. Ф. Вельдяксова, В. В. Веснина, А. В. Волохина, П. Д. Волошина, Е. Д. Волхонской, В. В. Гаврилова, М. Е. Городинского, С. В. Домохотова, В. В. Закандырина, К. Т. Злобина, В. Ф. Карпичева, Ю. Г. Кобылянского, В. П. Копытина, Я. С. Ларионова, А. Н. Легкова, Е. Ф. Мартынова, Б. М. Молодцова, И. К. Мухомора, А. Д. Силинского, Н. К. Славцова, В. И. Соловова, И. М. Сперанской, Ю. Г. Старникова, И. Н. Трумпе, Б. Д. Трунова, Р. Б. Умитбаева, С. И. Филатова, Г. Н. Чертовских, В. Т. Шейкашовой, И. Р. Якушева и др.

Вулканические и субвулканические образования

Вулканические процессы в различных районах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса протекали не вполне одинаково в различных его районах. Это проявляется как в качественном различии вулканических продуктов, так и в их общем количестве (рис. 13, табл. 11).

Таблица 11 Объем и средняя мощность вулканогенных образований в некоторых районах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

	Ульинский прогиб	Район Охотского массива	Омсукчан- ский район	Ерополь- ско-Пеле- донский район	Централь- но-Чукот- ский район	Восточно- Чукотский район
Объем, <i>км</i> ³	66 000	21 000	4 500	100 000	136 900	54 500
	30 000	31 000	4 500	58 000	91 000	45 000
ранию вулканического пояса, <i>км</i>	350	300	300	320	500	35 0
	2,2	0,7	1,0	1,9	1,5	1,2

В области северного побережья Охотского моря (Ульинский прогиб, Охотский массив) * выделяются разновозрастные базальтово-плагиолипаритовая, андезитовая, игнимбритовая (липаритовая) и плато-базальтовая вулканические формации. Эти же формации, вероятно, прослеживаются в плохо еще изученном районе бассейна р. Пенжины. Базальтово-плагиолипаритовая формация объединяет триасовые — юрские вулканические толщи п-ова Кони, аналоги ее обнаружены на п-ове Тайгонос.

Андезитовая формация образовалась в результате вулканических процессов раннемеловой и начала позднемеловой эпохи на обширной территории, непосредственно примыкающей к береговой линии. Она объединяет вулканические толщи охотской серии. Эта формация комагматична интрузивной формации охотских гранитоидов и составляет вместе с ней единую андезитово-гранодиоритовую группу формаций. Игнимбритовая (липаритовая) формация соответствует вулканическим толщам позднемеловой эвенской серии. Область распространения этой формации смещена к северу по сравнению с андезитовой формацией. Игнимбритовая формация обнаруживает тесные генетические связи с

^{*} Кроме Ульинского прогиба остальные районы входят в Приохотскую вулканическую зону. — Π рим. ред.

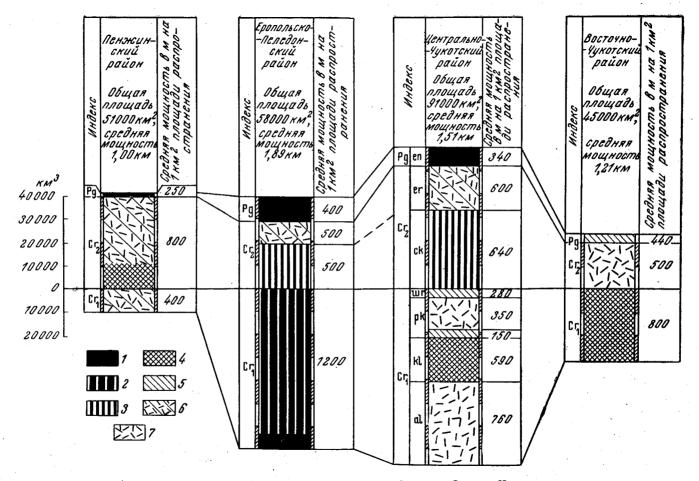


Рис. 13. Состав и объем вулканогенных образований северо-восточной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса — базальты; 2— андезито-базальты; 3— андезиты; 4— андезито-дациты; 5— дациты; 6— липарито-дациты; 7— липариты Свиты: еп— энмываамская, ег— эргываамская, ск— коэквуньская, wt— вороньинская, рк— пыкарваамская, kl— каленьмуваамская, al— алькаквуньская

позднемеловыми гранитами, образуя с ними липаритово-гранитовую группу формации. Формация плато-базальтов объединяет палеогеновые вулканические толши.

Норийские — позднеюрские вулканогенные толщи п-ова Кони и низовьев р. Челомджи, распространенные преимущественно южнее Магаданского структурного шва, по времени образования соответствуют стадии прогибания мезозойских геосинклинальных бассейнов, в которых синхронно отлагались морские осадочные толщи.

В общем разрезе триасовых-верхнеюрских отложений наблюдается закономерное возрастание роли вулканических пород от более древних членов разреза к более молодым: в норийской и нижнеюрской толщах существенную роль играют осадочные породы, переслаивающиеся с вулканическим материалом, средне- и верхнеюрская толщи составлены преимущественно грубообломочными пирокластическими породами и лавами. Этому соответствует и последовательное изменение условий осадконакопления: формирование норийских и нижнеюрских отложений происходило полностью в морских условиях, в то время как средне- и верхнеюрская вулканогенные толщи были образованы преимущественно наземными извержениями.

К андезитовой формации относятся мощные толщи наземных вулканических пород апт-туронского возраста, прослеживающиеся в виде почти непрерывной полосы вдоль всего побережья Охотского моря. Наиболее широко распространена и наиболее хорошо изучена андезитовая формация на территории Центрально-Охотского района, где с ней парагенетически тесно связаны континентальные (нередко угленосные) отложения межгорных впадин, образованные главным образом путем перемыва продуктов вулканических извержений.

Выходы андезитовой формации и сопровождающих ее осадочных пород также широко распространены на территории Ульинского прогиба, в южной части Охотского массива и в Омсукчанском районе.

В составе вулканических продуктов преобладают андезиты, значительную роль играют дациты, реже встречаются более кислые (липариты) и более основные (андезито-базальты) члены серии. Большая роль принадлежит пирокластическим отложениям, объем которых, как правило, превышает объем лав (эксплозивный индекс равен в среднем 65%). Лавы и туфы разного состава чередуются в разрезе, в результате чего создается значительная стратифицированность отложений; встречаются внутриформационные пачки осадочных пород. Мощность отдельных лавовых потоков и горизонтов туфов колеблется в широких пределах—от первых метров до десятков, а иногда и сотен метров. Кислые члены серии нередко представлены игнимбритами, которые образуют единичные потоки, быстро выклинивающиеся по простиранию и не имеющие широкого площадного распространения. Лавы и туфы среднего состава также образуют тела ограниченных размеров, в связи с чем наблюдается резко выраженная фациальная изменчивость разрезов.

Особенности строения вулканогенных толщ и состав вулканических продуктов свидетельствуют о преимущественной роли извержений центрального типа в их формировании. Этому соответствует и характер залегания вулканических потоков, обычно имеющих наклоны в 20—30° и постоянно меняющуюся, иногда радиальную, ориентировку. Подобный характер залегания соответствует, очевидно, первичным наклонам, обусловленным отложением вулканического материала на склонах вулканических конусов.

Андезиты и более редкие андезито-базальты относятся к роговообманковому, роговообманково-пироксеновому или пироксеновому типам. Пироксен представлен авгитом, лишь в андезито-базальтах изред-

10 Зак. 1016

ка можно встретить ромбический пироксен; в андезито-дацитах появляется биотит.

Среди пирокластических пород среднего состава главную роль играют среднеобломочные туфы с размером обломков, варьирующим от 0,5 до 0,7—1 мм. Изредка встречаются лапиллиевые туфы, в которых главная масса обломков имеет размеры 1—5 см. Нередко в туфах наблюдается слоистость, обусловленная чередованием слоев в несколько сантиметров мощностью, с различной крупностью зерна. В строении слоистых пачек кроме преобладающих среднеобломочных туфов встречаются тонкоструктурные пепловые туфы, переслаивающиеся с мелкообломочными кристаллокластическими туфами; мощность слоев в этих случаях не превышает нескольких миллиметров.

Литокластический материал в туфах представлен палеотипными андезитами, а кристаллокластический— главным образом обломками табличек андезина. Меняющиеся количественные отношения обломков пород и минералов служат основанием для выделения различных структурных разновидностей. Заслуживают специального упоминания находки обломков среднезернистых гранодиоритов, гранитов аляскитового типа, гранит-порфиров и диоритовых порфиритов. Происхождение их неясно. Совместно с туфами изредка встречаются туфолавы, обломочный материал в которых цементируется перекристаллизован-

ным вулканическим стеклом.

Палеотипные липариты и дациты из андезитовой формации в подавляющем большинстве случаев относятся к лейкократовому олигофировому типу; количество вкрапленников в них обычно не превышает 10% от общего объема породы, но нередки и афировые разности. Этот признак может рассматриваться как формационный. Вкрапленники в липаритах, входящих в состав андезитовой формации, в различных районах Охотского побережья не одинаковы: в пределах Охотского массива резко преобладают вкрапленники калинатрового полевого шпата, в Омсукчанском районе кварц преобладает над калинатровым полевым шпатом, а в липаритах из центральной части Охотского побережья вкрапленники калинатрового полевого шпата отсутствуют. В дацитах Омсукчанского района отмечены многочисленные вкрапленники граната.

Пирокластические породы кислого липаритового, дацитового состава в большинстве своем относятся к группе игнимбритов. Включения стекла и витрокластический материал в цементе пород всегда сильно перекристаллизованы с образованием фельзитовой, сферолитовой, аксиолитовой и других структур. Состав кристаллокластического материала в игнимбритах из разных районов Охотского побережья меняется и полностью соответствует ассоциациям минералов — вкрапленников в рассмотренных выше группах липаритов. Пирокластический материал в игнимбритах несортированный: совместно с мелкими, преобладающими обломками (менее 2 мм), встречаются обломки, достигающие 0,5—8 см в поперечнике.

Важным признаком андезитовой формации является значительная степень поствулканических изменений, с чем связана обычная блеклая окраска горных пород. Обычно цветные минералы замещены хлоритом, иногда совместно с карбонатом; в особых условиях (у контактов с интрузиями, в зонах разломов и т. п.) среди новообразованных минералов встречается эпидот. Плагиоклаз в результате вторичных изменений преобразуется в альбит или олигоклаз и лишь в редких реликтах сохраняется его первичный состав андезина или лабрадора. Таким образом, характер новообразований указывает, что поствулканические преобразования андезитовой формации происходили в условиях

низкотемпературной фации пропилитизации, переход к среднетемпературной фации отмечается лишь в особых условиях.

В составе андезитовой вулканической формации существенную роль играют субвулканические интрузии, залегающие либо среди эффузивных покровов, либо в подстилающих осадочных отложениях. Устанавливаются существенные различия в форме залегания интрузивных тел, размещенных в осадочных толщах и вулканических породах, что, вероятно, обусловлено различной компетентностью и структурой вмещающей среды. Интрузивные тела, залегающие в покровах эффузивов, имеют преимущественно форму крутопадающих даек или изометричных куполовидных тел. Там, где покровы вулканических пород размыты, можно наблюдать основание вулканических аппаратов, представляющее собой сложные системы субвулканических интрузий, залегающих в осадочных породах. Наиболее подробно морфология и закономерности размещения субвулканических образований такого типа изучены в Омсукчанском районе. Здесь, среди нижнемеловых континентальных отложений наблюдаются сближенные пластовые интрузии или кольцевые структуры с центральными интрузиями кристаллически зернистых пород, окруженных системами кольцевых силлов и радиальных даек. Мощность пластовых интрузий колеблется от нескольких метров до 20 м и более; некоторые из них прослеживаются на расстояние 1-2 км. В отдельных участках насчитывается более 10 расположенных друг над другом пластовых залежей.

Состав субвулканических интрузий полностью соответствует ставу эффузивов, образующих покровы по соседству с ними. Так же, как и среди покровных образований, резко преобладают породы среднего состава, реже встречаются интрузивные тела дацитов и липаритов. Породы диоритового ряда представлены преимущественно пироксеновыми (авгитовыми) или пироксеново-роговообманковыми стями. Центральные штоки составлены кварцевыми диоритами или диоритовыми порфиритами. Интрузивные породы в различной степени изменены, что выражается прежде всего в замещении цветных минералов хлоритом и карбонатом. При этом установлена зависимость характера постмагматических преобразований от состава вмещающих интрузии осадочных пород. В пластовых интрузиях, залегающих в песчаносланцевых отложениях, породы более свежие, а среди новообразованных минералов преобладает хлорит; если вмещающая толща угленосная, интрузивные породы очень сильно изменены, причем наблюдается преимущественное развитие карбоната.

Позднемеловая липаритовая формация распространена в пределах Ульинского прогиба, северной части Охотского массива, Центрально-Охотского района и связана также с Ульбейской, Коркодонской, Омсукчанской и другими зонами поперечных разломов. Вулканогенные образования, составляющие липаритовую формацию, залегают либо на нараулийской свите, либо непосредственно на смятых в складки геосинклинальных отложениях пермского — верхнеюрского возраста. Вулканизму сенон-датского времени предшествовал, очевидно, длительный перерыв в вулканической активности и глубокая эрозионная переработка вулканического рельефа. Главная область вулканической активности при этом смещается к северу относительно площадей развития более древнего андезитового вулканизма, и возникают новые центры извержений.

Наиболее характерным типом вулканических пород липаритовой формации являются игнимбриты, составляющие главную часть позднемеловой вулканогенной толщи; довольно широко распространены также гиперстеновые андезиты и андезито-базальты. И те и другие обра-

зуют слабо наклоненные платообразные толщи, что, очевидно, обусловлено значительной подвижностью продуктов извержений. Вместе с тем в подошве кислой вулканогенной толщи нередко можно наблюдать наклонное положение вулканических потоков, облекающих неровности древнего эрозионного рельефа; углы наклона при этом достигают 30-50°. Существенную роль в формировании структуры вулканических покровов имеют проседания и куполовидные вздутия, образование которых связано с активностью магматических расплавов и перемещением (извержением) больших масс магматического материала на поверхность. Эти тектоно-вулканические структуры, по-видимому, широко распространены в полях, составленных покровами игнимбритов или палеогеновых базальтов, но в настоящее время выявлено лишь структур такого типа. Одной из них является грандиозная кальдера проседания, описанная Н. И. Лариным (1954) под названием Лабынкирской кольцевой структуры. В пределах кольцевой структуры находится мощная (до 1500 м) вулканогенная толща, составленная преимущественно пирокластическими отложениями кислого состава. В связи с внешними дуговыми разломами встречаются небольшие интрузии гранитоидов. Тектоно-вулканическая структура проседания изучена И. М. Сперанской (1961а, 1963б) в среднем течении р. Армань. Структура проседания имеет в плане форму треугольника и заполнена мощной (до 1200 м) толщей игнимбритов; общий объем игнимбритов в этой структуре более 250 км3. Образование структуры связано с проседанием кровли над близповерхностным магматическим очагом, служившим источником массового извержения игнимбритов. По соседству со структурой проседания находится куполовидное поднятие, образовавшееся, очевидно, в результате активного давления того же магматического очага.

Ещё один пример тектоно-вулканической структуры проседания описан А. П. Васьковским, В. Т. Матвеенко и Р. П. Петровым (1945) в бассейне р. Хеты. Чашеобразные структуры в вулканогенных толщах Ульинского прогиба отмечаются В. Ф. Карпичевым (1962 г.).

В составе липаритовой формации встречаются вулканогенные образования разного состава, связанные с различными типами извержений. С первыми проявлениями вулканической активности связано накопление преимущественно грубообломочного пирокластического риала; существенную роль играют ксенотуфы с обильными обломками более древних коренных пород — палеотипных андезитов, дацитов, а нередко и осадочных пород (хольчанская свита центральных районов Охотского побережья). Имеются вместе с тем доказательства генетической связи пирокластических отложений этого типа с кислым вулканизмом; среди обломочных частиц постоянно и нередко в существенном количестве наблюдаются кислое вулканическое стекло, липариты, игнимбриты кислого состава; в ксенотуфах встречаются единичные потоки игнимбритов и липаритов, цементом ксенотуфов служит пирокластический материал кислого состава. Особо следует отметить постоянное присутствие в пирокластических отложениях обломков гранитоидов и гранитов (нередко микропегматитовых), роговообманково-биотитовых гранодиоритов, кварцевых диоритов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, диоритовых порфиритов, которые были обнаружены во всех районах Охотского побережья, где встречаются вулканогенные образования подобного типа (в бассейне рек Яны-Охотской, Сеймкана, Армани, Ямы, Қананыги, Хеты, Ульи и др.). В верхней части хольчанской свиты ксенотуфы сменяются мелкообломочными кристаллокластическими туфами липарита, нередко слоистыми; среди них также встречаются отдельные потоки игнимбритов. Преобладание в пирокластической толще обломков более древних коренных пород, вероятно, связано

с особым типом вулканизма — плинианским или вулканским. Со вторым этапом вулканической активности связано излияние лав

преимущественно среднего, иногда основного состава — гиперстеновых андезитов, андезито-базальтов, реже базальтов. Отсутствие пирокластических пород в этой вулканогенной толще может указывать на значительную жидкостность расплава, а форма покровов - плоских линзовидных тел — напоминает щитовые вулканы. Главные петрографические особенности вулканических пород, которые могут рассматриваться как формационные признаки: отчетливо выраженный кайнотипный облик — черная, темно-серая, лиловато-серая окраска, отражающая слабую степень раскристаллизации стекла; сложная порфировая структура андезитов и принадлежность их к гиперстеновой серии. Отличительным структурным признаком является присутствие минералов нескольких поколений — плагиоклаза четырех генераций и авгита трех генераций, образующих вкрапленники и зерна в основной массе. Гиперстен образует крупные вкрапленники, в основной массе не встречается; в основных членах ряда — андезито-базальтах и базальтах — иногда встретить вкрапленники оливина. Цветные минералы в вулканических породах (и субвулканических интрузиях) липаритовой формации характеризуются повышенной железистостью; на основании проведенных кристаллооптических исследований (И. М. Сперанская, 1959 г.) установлена сравнительно высокая относительная железистость минералов из пирокластических отложений и лав малтанской толщи: авгит 32-42%, для гиперстена наиболее типично 30-44% (колебания от 18% до 48%), амфибол 53-72% (наиболее типично -55%-62%), оливин 53%.

Позднемеловая эруптивная деятельность завершается формированием ольской вулканогенной толщи. Характерной особенностью, существенно отличающей ее от всех более древних вулканогенных образований, является очень однообразный кислый — липаритовый горных пород и преимущественно пирокластическая их природа. Петрографическое разнообразие вулканогенных образований ассоциацией трех типов горных пород, связанных с различными типами извержений: игнимбритов, резко преобладающих в составе толщи, липаритовых лав и их кристаллокластических туфов (несваренных). Среди игнимбритов в свою очередь выделяется три типа, существенно различающиеся по геологическим и петрографическим особенностям:

1) серии мощных (от десятков до 100-200 м) потоков, имеющих значительное горизонтальное распространение (прослежены на километры) и плоскопараллельную форму. Общая известная мощность отложений таких потоков достигает 650 м. Главные петрографические признаки: значительная перекристаллизация витрокластического материала и связанная с этим относительно светлая окраска пород; плитчатая отдельность; незначительное содержание вкрапленников (не более 10% общего объема породы), представленных преимущественно плагиоклазом и иногда небольшим количеством кварца; относительно слабая степень сваренности пирокластического материала. Этот тип можно сопоставить с разновидностью игнимбритов, выделяющейся под специальным названием «силлар»;

2) серии маломощных (от 10—15 до 50 м) потоков, прослеживающихся в горизонтальном направлении на многие километры. Отчетливо выражено зональное строение потоков — в их основании наблюдаются зоны плотного сваривания мощностью в 2—10 м, составленные черным или темно-серым вторичным стеклом. Общая мощность отложений такого типа не превышает 150 м; число единичных потоков, имеющих форму плоскопараллельных «слоев», достигает 10 и более. Характерна вертикальная столбчатая отдельность. Главные петрографические признаки: слабая степень (или отсутствие) пневматолитической перекристаллизации и связанная с этим темная (до черной) окраска пород; значительное количество вкрапленников (20—40% от общего объема породы), крупные их размеры (до нескольких миллиметров) и разнообразие минеральных видов: имеются вкрапленники кварца, полевых шпатов, цветных минералов (биотита, амфибола, пироксенов); при небольшой мощности потоков отложения во всех случаях сильно (или плотно) сварены, вплоть до образования черного вторичного стекла;

3) мощные толщи (до 1000 м) однообразных, нестратифицированных отложений с существенно иной формой залегания: иногда они образуют изометричные столовые горы, но чаще слагают неправильные купола или громадные валы, протягивающиеся вдоль крупных зон разломов. Главные петрографические признаки: различная (в разных вулканических полях) степень перекристаллизации стекла и связанная с этим различная окраска пород — серая (различных оттенков) в значительно перекристаллизованных разностях и темно-серая, буровато- или лиловато-серая в игнимбритах с низкой степенью кристалличности; очень высокое содержание вкрапленников (до 40—60% от общего объема породы), относительно крупные их размеры (первые миллиметры) и разнообразный состав — кварц, полевые шпаты, цветные (биотит, амфибол); объем витрокластического цемента незначителен, но несмотря на это степень сваренности стекла умеренная или высокая. Крупные включения стекла, нередко обильные в двух предыдущих типах игнимбритов, в данной разновидности пород встречаются редко. Наиболее обычной является вертикальная отдельность, но можно встретить и неправильную изометричную отдельность глыбового типа.

Указанные различия — мощность потоков, степень сваренности и перекристаллизации витрокластического материала, распространенность потоков, количество, размеры и состав вкрапленников — все эти внешние признаки отражают состояние магмы в питающем очаге количество летучих, температуру, количество кристаллической фазы и пр. Иногда различные типы игнимбритов встречаются совместно в пределах одного и того же разреза и связаны, очевидно, с общими центрами извержений. В этом случае изучение последовательных потоков игнимбритов может дать исключительно интересные сведения об эволюции силикатного расплава в условиях близповерхностных очагов. Наиболее интересны и разнообразны разрезы толщи игнимбритов в междуречье Армани — Хасына, где известны все три указанных типа пирокластических отложений (рис. 14). Основание толщи составляют мощные потоки слабо сваренных кристаллических игнимбритов лар», первый тип). Отличительной их особенностью является глубокая пневматолитическая перекристаллизация вулканического как в обломках пемзы, так и в цементе. Потоки «силлар» перекрываются либо серией маломощных, сильно сваренных, стекловатых игнимбритов (второй тип пирокластических отложений), либо мощным (около 400 м) покровом однородных, богатых кристаллами нестратифицированных пирокластических отложений (третий тип). В этом покрове кристаллокластических игнимбритов нередко встречаются обломки среднеи крупнозернистых гранитов, иногда достигающие 25—30 см в поперечнике.

Кристаллокластические туфы липарита (несваренные) нередко встречаются среди потоков игнимбритов, от которых они отличаются тонкоструктурным кристалло-пепловым цементом и составом обломочных частиц, представленных только обломками минеральных зерен —

платиоклаза (всегда преобладающего), кварца, калинатрового полевого шпата и цветных минералов — биотита и амфибола; изредка можно встретить также моноклинный пироксен. Размер обломков 1,5—3 мм. Количество цемента в туфах незначительно (не более 20% от общего объема породы), и обломки кристаллов соприкасаются друг с другом. Своеобразной особенностью кристаллокластических туфов является совместное нахождение неправильных, часто остроугольных обломков кристаллов и ненарушенных зерен, обычно сильно резорбированных.

Липариты встречаются в экструзивной форме залегания и в виде небольших потоков, быстро выклинивающихся по простиранию. Харак-



Рис. 14. Покровы игнимбритов в бассейне р. Армань (руч. Аган)
Пологие отроги сложены кристаллическими «силлар» (светлые); на вершине водораздела залегает серия маломощных потоков сильно сваренных игнимбритов с вертикальной отдельностью

терный признак — резко выраженная тонкополосчатая флюидальная текстура. В экструзивных телах плоскости течения наклонены под крутыми углами (40—70°) в сторону основания куполов. Структура липаритов обычно афировая или они содержат единичные мелкие вкрапленники плагиоклаза. Нередко породы окрашены гидроокислами железа в красно-бурые и фиолетовые цвета.

В палеогене имели место излияния базальтовых лав как в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, так и на смежных территориях Яно-Колымской складчатой области. Повсюду породы формации платобазальтов слагают горизонтальные или слабо наклонные плато, составленные сериями потоков небольшой мощности (10—20 м, до 50 м). Общая мощность базальтовой толщи иногда превышает 1000 м.

Площади базальтовых полей очень различны — от нескольких квадратных километров до 3500 км²; наиболее крупные поля базальтов расположены в Ульинском прогибе; в центральной части Охотского побережья Янское и Ольское базальтовые плато занимают площади более 500 км² каждое. Эти плато, представляющие собой в разрезе прогибы, осложнены сериями крупных разломов. При детальном изучении Янского плато (Сперанская, 1962а) установлена синхронность проседания, развития сбросов и вулканизма, что позволяет рассматривать этот тип структур как тектоно-вулканический. В пределах Янского плато в результате процессов такого типа был образован крупный широтный ступенчатый грабен, формировавшийся в пределах протяженного линейного прогиба (рис. 15). Извержения имели, по-видимому, трещинный характер. Подводящие каналы фиксируются сближенными сериями параллельно расположенных даек базальтов, мощность кото-

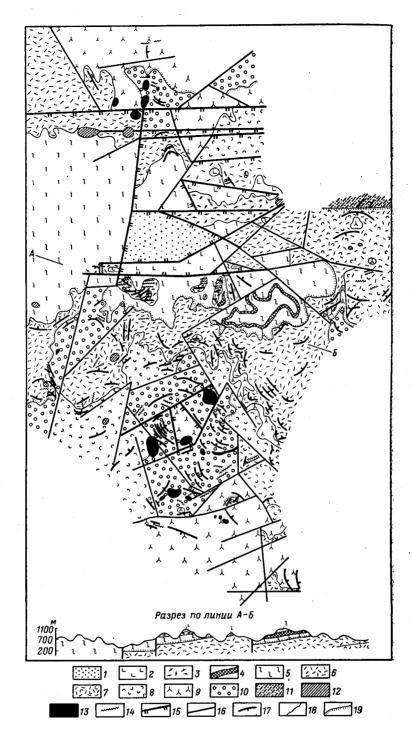


Рис. 15. Схематическая карта вулканического поля на левобережье р. Яны. По H. M. Сперанской, 1962 г.

И. М. Сперанской, 1902 г.
1 — центральная часть грабена, раннечетвертичные отложения; 2—5 — широтный грабен-прогиб — палеогеновая формация платобазальтов (2 — верхине базальты, 3 — кислые лавы и игнимбриты, 4 — игнимбриты с обломками базальтов, 5 — нижние базальты); 6—9 — куполовидное поднятие, крылья структуры — позднемеловая липаритовая формация (6 — ольская свита — игнимбриты, 7 — хольчанская свита — игнимбриты, 8 — хольчанская свита — кеснотуфы, 9 — улынская свита — двупироксеновые андезиты, андезито-базальты); 10 — ядро куполовидного поднятия — раннемеловая андезитовая формация; 11 — мезозойское складчатое основание вулканических покровов — среднеюрская осадочная толща; 12—14 — субвулканические интрузии (12 — палеогеновые габбродиориты, монцониты, 13 — позднемеловые диориты, гранодиориты, граниты, 14 — дайки); 15—16 — разломы (15 — крупные, с амплитудой вертикальных смещений 400—1000 м, 16 — более мелкие, с амплитудой 200—400 м); 17 — элементы залегания; 18—19 — границы (18 — согласного залегания и интрузивные контакты, 19 — несогласного залегания)

рых варьирует от первых метров (иногда менее метра) до одного-двух десятков метров. Следует отметить, что в связи с двумя наиболее крупными базальтовыми плато — Янским и Ольским — установлены системы даек одинакового широтного простирания. Изредка встречаются так-

же некки изометричной трубчатой формы.

Вещественный состав продуктов извержений преимущественно базальтовый, но иногда в ассоциации с базальтами встречаются липариты как щелочноземельные (Янское плато), так и щелочные — комендиты (Среднеканское эффузивное поле, расположенное на гранитоидах Оротуканского массива в Яно-Колымской складчатой области) или трахиты (Ульинский прогиб). Объем кислых лав значительно уступает эбъему базальтов. Члены промежуточного состава — андезиты, дациты — отсутствуют. Последовательность извержений — базальты — липариты — базальты (Янское плато) или базальты — комендиты (Среднеканское поле), или, наконец, трахиты и липариты — базальты (Ульинский прогиб). В базальтах Ольского плато встречаются дайки линдеитов и близких им пород (Г. Н. Чертовских, 1947 г., Устиев, 1948).

Палеогеновые базальты принадлежат к лейкократовому типу, преимущественно распространены оливиново-авгитовые, но также двупироксеновые, авгитовые и плагиоклазовые разновидности. Часто встречаются гиалобазальты, характерно микропорфировое сложение и широкое развитие пористых шлаковидных и миндалекаменных текстур, стекло местами преобразовано в палагонит. Цветные минералы в палеогеновых базальтах характеризуются относительно магнезиальным составом, чем существенно отличаются от цветных минералов из позднемеловых средних и основных пород. Оливин представлен в базальтах палеогена хризолитом с содержанием 25% Fe, а ромбический пироксен — бронзитом с относительным содержанием железа 23%. По химическому составу базальты палеогена относятся к кислой (слабо пересыщенной кремнеземом) лейкократовой ветви базальтов толейитового типа с относительно повышенным содержанием глинозема. Вулканические породы кислого состава, ассоциирующие с базальтами, образуют потоки, экструзивные куполы или горизонты пирокластических отложений.

В связи с покровами базальтов встречаются небольшие субвулканические интрузии габбро-диоритов, монцонитов, долеритов, базальтов. Следует отметить, что состав и свойства породообразующих минералов в интрузивных и вулканических породах совершенно однотипны.

В Ульинском прогибе с кислыми эффузивами уракской свиты (Г. Н. Чертовских, 1959 г.) тесно связаны интрузии микропегматитовых гранит-порфиров и экструзивные тела трахитов и липаритов. По данным В. Ф. Карпичева (1961 г.), граниты прорывают учуликанскую и амкинскую свиты; площадь выходов интрузивных пород не превышает 15 км²; форма интрузивных тел неправильная, контакты крутые, падающие в сторону вмещающих пород. Количественный минеральный состав гранит-порфиров: калинатровый полевой шпат 40%, плагиоклаз (альбит-олигоклаз) 23%, кварц 30%, псевдоморфозы по биотиту до 2%; акцессорные: апатит, циркон, сфен, рудный минерал. Экструзивные тела кислых пород иногда достигают 25 км² в поперечнике, имеют неправильную изометричную, иногда воронкообразную форму. Они сложены трахитами и трахилипаритами с характерной тонкофлюидальной текстурой; в краевых частях иногда наблюдаются сферолитовые разности с крупными — до 15—20 см в поперечнике — псевдосферолитами. В экструзивных телах или по соседству с ними встречаются дайки, составленные кислыми вулканическими стеклами красного, темно-коричневого, черного и других цветов.

Покровы кислых лав пространственно тесно связаны с экструзивными телами, и иногда между ними наблюдаются непосредственные переходы. Состав эффузивных пород колеблется от липаритов до щелочных трахитов. Характерна пестрая яркая окраска. В липаритах встречаются вкрапленники зонального андезина, водянопрозрачного калинатрового полевого шпата (с малым углом оптических осей), кварца, моноклинного и ромбического пироксенов и амфибола.

Еропольско-Пеледонский район вулканического пояса охватывает бассейны рек Еропол, Яблон, Пеледон и участки левобережья р. Анадырь между ними. Этот район входит в Эвенскую вулканическую зону, составляя ее крайнюю северо-восточную часть*, и примыкает к Олойскому прогибу; его северо-восточная граница проходит от водораздела рек Большой и Малый Анюй к водоразделу рек Убиенки и Чинейвеема.

Апт-альбские эффузивы Еропольско-Пеледонского района составляют базальтовую (более древнюю) и андезитовую (более молодую) формации. Этим Еропольско-Пеледонский район отличается от Пенжинского района, где апт-альбские вулканогенные толщи относятся лишь к андезитовой формации, и в еще большей мере — от Центрально-Чукотского, в котором апт-альбские вулканогенные образования составляют игнимбритовую формацию.

Примечательно, что сеноман-туронские эффузивы во всех этих рай-

онах относятся к андезитовой формации.

История развития апт-альбского вулканизма наиболее подробно изучена в бассейне Яблона и на левобережье Чимчемемеля; судя по данным Н. Я. Онищенко (1960 г.) и Б. Д. Трунова (1961 г.), в общем, такие же извержения, хотя, вероятно, и в меньших масштабах, происходили в пределах Маргальского антиклинория. Можно считать, что аптальбские эффузивы, состав которых подобен изученному в бассейне р. Яблон, подстилают более молодые образования на левобережье Анадыря, в междуречье Пеледона, Яблона и Еропола в их нижнем течении, а также на правобережье Еропола и в бассейне Травки. Таким обраапт-альбские эффузивы распространены на площади 58 000 км², а объем их определяется примерно в 70 000 км³. В верховьях Чимчемемеля и Яблона в основании апт-альбских вулканогенных толщ залегают базальты, которые без видимого углового несогласия (порой постепенно через туфо- и лавобрекчии) сменяют континентальные осадки айнахкургенской свиты и одновозрастные с ней осадочно-вулканогенные образования (В. Ф. Белый, 1962 г., Б. Ф. Палымский, 1962 г.). Толща сложена довольно однообразными, большей частью слабо пузыристыми (миндалекаменными) оливино-пироксеновыми базальтами (с интерсертальной, пилотакситовой и гиалопилитовой основной массой) и гиалобазальтами. Миндалины обычно заполнены цеолитом, хлоритом и карбонатом, изредка — опалом. Довольно характерны бурые продукты раскристаллизации палагонитового вещества в миндалинах и в виде вторичных образований в основной массе.

Базальтовая толща перекрыта андезито-базальтовой. В составе этой толщи наряду с пироксеновыми андезито-базальтами присутствуют андезиты и базальты, но в значительно меньших количествах. В основании широко распространены агломератовые туфы и лавы, а также пачки тонкослоистых разнообломочных туфов среднего и основного состава. Средняя часть (1000—2500 м мощностью) сложена потоками преимущественно пироксеновых андезито-базальтов (массивных слабо пузырчатых). Горные породы порой очень сильно изменены (особенно агломератовые лавы, лавобрекчии, агломератовые туфы и туфобрек-

^{*} Юго-западная часть этой зоны выделяется под названием Пенжинского района.

чии); вторичные изменения заключаются главным образом в эпидотизации, хлоритизации и карбонатизации.

В заключительную стадию апт-альбского вулканизма происходили довольно интенсивные эксплозивные извержения также преимущественно основного и среднего состава, однако в ряде мест отмечаются и кислые туфы. Выбросы пирокластического материала сопровождались излияниями трахибазальтов, базальтов и андезитов. Эти наиболее молодые образования апт-альбского вулканизма обычно слагают пологие изометричные вулканоструктуры проседания, довольно хорошо выраженные в среднем и верхнем течении Яблона. Характер апт-альбских извержений и состав вулканических продуктов испытывают очень интересные закономерные изменения в зоне распространения крупных тел гранитоидов охотского типа. В бассейне Яблона, ниже р. Голой, заметно увеличивается количество туфов, туфобрекчий и лавобрекчий; появляются довольно крупные линзовидные тела игнимбритов липаритового состава, а также сильно перекристаллизованные сваренные туфы дацитового и андезито-дацитового состава. В последних, как правило, содержатся многочисленные остроугольные обломки андезито-базальтов, андезитов и базальтов. Сваренные туфы липаритов переслаиваются с андезито-базальтами и андезитами. Они располагаются либо над кровлей вскрывающейся гранитоидной интрузии, либо на расстоянии 3— 8 км в стороне от массива. К сожалению, непосредственных соотношений сваренных туфов липаритового состава с интрузиями гранитоидов не наблюдалось.

Крупные поля верхнемеловых вулканических пород в Еропольско-Пеледонском районе расположены в юго-восточной его части. Характер вулканических образований первой половины позднего мела значительно изменяется в направлении с северо-запада на юго-восток, т. е. при переходе от внешней к внутренней зоне вулканогенного пояса. В междуречье Еропол — Яблон наблюдается переслаивание пестроокрашенных игнимбритов кислого состава с разнообломочными туфами базальтов и потоками черных и коричневато-черных пироксеновых базальгов и андезито-базальтов. Сваренные туфы кислого состава составляют не менее 50% объема; среди них встречаются витрофиры. На лавы основного состава приходится не более 20-25%. Остальные 25-30% составляют различные вулканические породы, среди которых преобладают туфы основного и смешанного состава. Вверх по разрезу эти породы сменяются однообразной толщей преимущественно двупироксеновых андезитов. Юго-восточнее, в долине Анадыря, между Кавральянской и Пеледоном (И. П. Васецкий, 1960 г.), а также на правобережье верхнего течения Еропола (Б. А. Снятков, 1941 г., Ю. Р. Васильев, 1959 г.) вулканические образования нижней части верхнего мела имеют преимущественно андезитовый состав, хотя наряду с андезитами встречаются андезито-базальты и кислые вулканические образования. Наконец, еще далее к юго-востоку, в междуречье Кавральянская — Левая Убиенка (Б. Д. Трунов, 1961 г.) к самым низам верхнего мела могут быть отнесены пироксеново-амфиболовые дациты, кварцевые альбитофиры, альбитизированные андезиты и амфиболово-пироксеновые андезиты. Таким образом, во внешней зоне вулканические извержения характеризуются резкой контрастностью состава, а во внутренней — состав их более однородный. Подобное явление намечается и в строении коэквуньской свиты Центрально-Чукотского района.

В конце позднего мела вулканические извержения на территории Еропольско-Пеледонского района происходили в пределах сравнительно узкой полосы, в основном юго-восточнее долины Анадыря и Еропола (вдоль Анадырского разлома). Как обычно, вулканические образования конца позднего мела имеют преимущественно кислый состав (липариты, дациты); изредка встречаются андезито-дациты. В раннем палеогене в этой же структурной зоне произошли базальтовые излияния. На северо-востоке, у границ с Центрально-Чукотским районом, вулканические образования раннего палеогена по составу полностью соответствуют энмываамской свите Центрально-Чукотского района. На юго-западе, в бассейне р. Пенжины, также преимущественным распространением пользуются оливиново-пироксеновые и пироксеновые базальты и андезито-базальты. Согласно М. Н. Кожемяко (1948 г.) здесь также имеются анальцимовые базальты, а Н. Я. Онищенко (1958 г.) описал в верхней части разреза потоки пироксеново-амфиболовых андезитов и андезито-дацитов, игнимбриты и туфы биотитовых липаритов.

Центрально-Чукотский район (Чаунская вулканическая зона), располагаясь в крайней северной части северо-восточной ветви вулканогенного пояса, примыкает к Чукотской складчатой области. В пределах его внешней зоны распространены только апт-туронские вулканические толщи чаунской серии*, слагающей платообразные поверхности, а от р. Мильтувеем до верховий р. Угаткын, на протяжении около 150 км, образующей моноклиналь, наклоненную к юго-востоку под углом 3—5°. На фоне платообразных поверхностей хорошо выделяются различные, но преимущественно отрицательные, необращенные вулканоструктуры. К северо-востоку от Большого Пыкарваама и верховий Мильгувеема, где вулканические покровы проникают глубоко в пределы Чукотской складчатой области, выделяется крупная отрицательная вулкано-тектоническая структура — Пегтымельский прогиб, который, по В. Ф. Белому, имеет компенсационный характер. Формирование его шло параллельно с вулканизмом и обусловлено прогибанием, компенсировавшим извержения магматического материала.

Разрез апт-альбских, позднемеловых и раннепалеогеновых вулканических образований имеет циклическое строение. Каждый цикл начинается извержениями кислого материала, а заканчивается средним или основным (антидромная последовательность). В чаунской серии выделяется два цикла: алькаквуньская и каленьмуваамская свиты — первый; пыкарваамская, вороньинская и коэквуньская — второй. Эргываамская и энмываамская свиты представляют собой третий цикл; развитию третьего цикла предшествовал крупный перерыв и изменение структурного плана. Ареалы вулканических циклов не совпадают друг с

другом (рис. 16).

В течение первого цикла и начала второго образовалась игнимбритовая (липаритовая) формация. Вулканогенные породы коэквуньской свиты, которой закончилось развитие второго цикла, рассматриваются как самостоятельная андезитовая формация. Среди вулканических образований третьего цикла различаются игнимбритовая (липаритовая) формация (эргываамская свита) и базальтовая (энмываамская свита).

В апт-альбских вулканических толщах района резко преобладают сваренные туфы (игнимбриты) преимущественно липаритового состава (алькаквуньская, пыкарваамская, отчасти вороньинская и каленьмуваамская свиты), однако значительным распространением пользуются также сваренные туфы андезито-дацитового, дацитового, реже андезитового состава (вороньинская, отчасти алькаквуньская, каленьмуваамская и пыкарваамская свиты).

Главной особенностью алькаквуньской свиты, которой открывается

^{*} По данным Н. А. Колоды (1967 г.), нижние части этой серии значительнодревнее. На левобережье р. Петтымель их возраст датируется началом раннего мела. — Π рим. ped.

первый вулканический цикл, является довольно частое, порой тонкое переслаивание светлых, обычно пестроокрашенных в различной степени сваренных и перекристаллизованных игнимбритов и туфов. По составу резко преобладают липаритовые разности, котя встречаются также трахилипаритовые, дацитовые и андезито-дацитовые. Игнимбриты имеют лейкократовый характер и обычно содержат сравнительно небольшое количество (до 10-15%) обломков кристаллов плагиоклаза,

кварца, санидина, биотита. Существенно кристаллокластические породы встречаются редко и, как правило, слабо сварены или не сварены. Во многих случаях отмечено сильное окварцевание. В основании свиты нередко встречаются линзовидные тела (мощностью до 300—400 м, протяженностью в несколько десятков километров) массивных измененных сильно сваренных туфов биотитовых липаритов, а в верхней части — пласты черных витрофиров, основная масса ко-(90-95%)представлена плотно сваренными обломками вулканического стекла, не подвергшегося раскристаллизации. В верхней части разреза свиты явно увеличивается количество цветных, которые представлены биотитом, пироксеном и амфиболом. Общий объем алькаквуньской свиты примерно $36\,000~\kappa m^3$.

Игнимбритами липаритового и липарит-дацитового состава начинается разрез каленьмуваамской свиты по р. Вуквульвыгыргын. Эти породы характеризуются темной окраской, массивным обликом; кристаллокластическая часть в них составляет 30—40%. Эти особенности отличают кислые породы из основания калень-

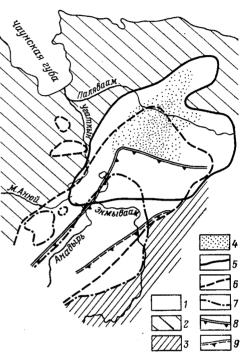


Рис. 16. Площади распространения эффузивов разных циклов в Центрально-Чукотском районе

СКОМ РАПОНЕ

1— территория, относящаяся к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу; 2— складчатые
складчатые структуры Охотской складчатой области; 3—
складчатые структуры Охотской складчатой области; 4— Петтымельский прогиб; 5—7— ареалы
вулканизма (5— первый цикл, 6— второй цикл,
7— третий цикл); 8—9— границы зон дислоцированных и недислоцированных
вулканогенных
толщ (8— первого и второго цикла, 9— третьего
инкла)

муваамской свиты от алькаквуньской. Вверх по разрезу основность игнимбритов увеличивается (дациты и андезито-дациты), что выражается прежде всего в изменении состава плагиоклаза (андезин № 40—46), уменьшении количества санидина, кварца и появлении пироксенов. Большая часть каленьмуваамской свиты сложена лавами андезито-дацитов, кварцевых андезитов и андезитов; изредка встречаются андезито-базальты. Наряду с лавами порой наблюдаются отдельные потоки игнимбритов липаритового, дацитового и андезито-дацитового состава. Наиболее характерными цветными минералами лав являются биотит (1—7%) и пироксены (1—8%), встречается амфибол. В андезитах и андезито-базальтах довольно типична ассоциация моноклинного пироксена, гиперстена и биотита. Обычно зональные вкрапленники плагиоклаза (20—50%) имеют андезин-лабрадоровый состав (№ 45—55) в андезито-даци-

тах и андезитах и лабрадоровый (№ 55—60) в андезито-базальтах. Андезито-базальты, кроме того, отличаются полным отсутствием кварца и санидина, а также интерсертальной либо микролитовой и кристаллитовой структурой основной массы. В андезито-дацитах и андезитах иногда и обычно в небольших количествах (1-3%) встречаются вкрапленники санидина. Известны, однако, разности, в которых вкрапленники санидина составляют 5—10%, ассоциируя с андезином № 46, количество которого достигает 45%. По составу эти разности приближаются к латитам. Количество вкрапленников кварца лишь изредка достигает 3-5%. Основная масса лав имеет обычно микропойкилитовую, гиалопилитовую, изредка гиалиновую и микрофельзитовую структуру. Вторичные изменения эффузивов каленьмуваамской свиты заключаются главным образом в серицитизации, карбонатизации, альбитизации и эпидотизации вкрапленников плагиоклаза, хлоритизации и эпидотизации цветных минералов. Интенсивность этих процессов различная, и в некоторых случаях сохраняются лишь реликты первичных минералов. Объем вулканических образований каленьмуваамской свиты достигает 19000 км3.

В верхнем течении Пегтымеля, уже за пределами Пегтымельского компенсационного прогиба, широко распространены субвулканические интрузии, геологическое положение и петрографические особенности которых не оставляют сомнений в их связи с первым вулканическим циклом — с алькаквуньской и каленьмуваамской свитами (В. И. Копытин, 1955 г., 1960 г., 1961 г.). Форма и размеры интрузивных тел очень разнообразны. Субвулканические интрузии располагаются преимущественно среди верхнетриасовых отложений нижней и средней части разреза кислых вулканических толщ алькаквуньской свиты. Большей частью это дайки и штоки с изометричной, неправильной или сильно вытянутой в плане формы. Размер колеблется от нескольких метров до двух-трех километров. Нередко такие тела группируются в цепочки общего северо-западного простирания, параллельные важнейшим системам разломов. Довольно часто встречаются пластовые залежи площадью до 20 км² и мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров. Кроме этих сравнительно мелких тел на правобережье Пегтымеля закартированы две дайки, которые, коленообразно изгибаясь, прослеживаются почти параллельно друг другу, в общем, в северо-западном направлении на 25-30 км. Расстояние между дайками около 10 км. На простирании юго-западной дайки закартировано несколько более мелких тел; вместе с этой дайкой они прослеживаются на расстояние около 50 км. Мощность даек колеблется в пределах 100-300 м, а в раздувах достигает 1 км. Эти крупные дайки в отличие от прочих субвулканических тел обладают очень сложным составом и большим разнообразием структур слагающих их горных пород. По-видимому, формирование их представляло собой довольно длительный процесс, отвечающий по времени развитию всего первого цикла. Возможно, что некоторые субвулканические породы из этих даек, а также находящиеся на их простирании дайки гранодиорит-порфиров связаны со вторым вулканическим циклом.

Субвулканические интрузии сложены субщелочными лейкократовыми гранитами (только в крупных дайках), гранит-порфирами и липаритами, гранодиорит-порфирами и дацитами и андезито-дацитами, диорит-порфиритами и андезитами, изредка андезито-базальтами. Кроме того, встречаются граносиениты (только в крупных дайках), кварцсодержащие оливиново-пироксеновые трахиандезиты (в центральной части одного из тел, продолжающих юго-западную дайку) и двупироксеновые базальты. В кислых горных породах цветные минералы представлены биотитом, иногда встречается и роговая обманка; для сред-

них характерна ассоциация биотита с ромбическим и моноклинным

пироксенами (как и в лавах каленьмуваамской свиты).

В основании пыкарваамской свиты (начало второго цикла) имеется сложно построенная толща главным образом сваренных туфов андезито-дацитового и дацитового состава, по петрографическому характеру (состав цветных минералов и ассоциация андезин-лабрадора с санидином) близких к породам каленьмуваамской свиты. Объем этой толщи достигает 3600 км³ при площади распространения 24 000 км2. Большую часть пыкарваамской свиты слагают массивные однообразные игнимбриты липаритового состава с подчиненным количеством кислых туфов и отдельными пластами витрофиров; объем ее $14\,000~\kappa m^3$, площадь $37\,000~\kappa m^2$. К северо-востоку от водораздела Эльхкаквун-Мильгувеем и Большого Пыкарваама сваренные туфы липаритов представлены практически исключительно биотитовыми разностями, тогда как юго-западнее с биотитом всегда ассоциирует коричневато-зеленая роговая обманка. До 35% объема игнимбритов занимают крупные кристаллы или обломки кристаллов плагиоклаза (5—15— 25%), санидина (1—5—10%), кварца (2—10—15%), биотита (не более 5—7%) и амфибола (не более 2—3%). Состав плагиоклаза меняется от № 24 до № 40, а в ядрах зональных кристаллов встречается андезин-лабрадор № 45—50. Основная масса — плотно сваренный витрокластический агрегат с микрофельзитовой и фельзитовой, участками псевдосферолитовой и микропойкилитовой раскристаллизацией. На правобережье Большого Пыкарваама встречены дайки, штоки и залежи биотитовых гранит-порфиров, связанных с развитием пыкарваамской свиты (В. А. Захаров, 1958 г.).

Вороньинская свита занимает площадь около 16 000 км², объем ее достигает 4300 км³. Свита сложена пирокластическими образованиями, среди которых главную роль играют сваренные туфы биотитово-амфиболовых дацитов (нижний покров) и пироксен-биотит-амфиболовых андезито-дацитов и андезитов (верхний покров). Плотно сваренные и в различной степени раскристаллизованные игнимбриты указанных покровов зачастую содержат в основании тела стекловатых пород того же состава, что и сами покровы. Каждый из покровов подстилается лой пестроокрашенной пачкой туфов, переслаивающихся со слабо сваренными игнимбритами. Закономерное увеличение мощности залегающей в основании туфовой пачки, а также нижнего и верхнего игнимбритовых покровов вороньинской свиты в нижнем течении р. Малый Пыкарваам (Белый, 1961) позволяет предполагать, что именно здесь находились главные очаги извержений. Можно предположить также, чтовороньинская свита первоначально слагала склоны щитообразного вулкана, центральная часть которого испытала значительное компенсационное опускание уже после формирования свиты. В нижнем течении Малого Пыкарваама, примерно в центре этого вулкана, нижняя туфовая пачка вороньинской свиты прорвана интрузией биотитово-роговообманковых гранодиоритов, по минеральному и химическому составу тождественных с игнимбритами вороньинской свиты (В. А. Захаров, 1958 г.). Интрузия имеет размеры $7 \times 10~\kappa$ м. Она перекрыта андезитами коэквуньской свиты, что может указывать на разрушение вулканической постройки сразу вслед за извержениями игнимбритов. Площадь распространения вороньинской свиты значительно меньше, чем пыкарваамской. В области развития вороньинской свиты пыкарваамская свита составлена наиболее кислыми сваренными туфами биотитовых липаритов. Нижняя толща пыкарваамской свиты, по составу и объему близкая к вороньинской, почти отсутствует в области распространения последней. Таким образом, во время накопления пыкарваамской и вороньинской свит в северо-восточной и юго-западной части территории развития вулканических процессов второго цикла, изменение состава вулканических продуктов, в деталях, было противоположным. По-видимому, это определяется накоплением вороньинской свиты в связи с единым особым вулканическим центром.

В сваренных туфах дацитов и липарит-дацитов нижнего покрова содержится обычно 25-40% кристаллов и их обломков, иногда количество их снижается до 10%. Наиболее характерными породообразующими минералами являются плагиоклаз (№ 30—45, 10—25%), кварц (2-10%), часто хлоритизированный биотит (1-5%), бурая и зеленая, местами базальтическая роговая обманка (0-2-5%); встречаются санидин и моноклинный пироксен. Сваренные туфы андезитов и андезито-дацитов верхнего покрова содержат 25—50% кристаллов и обломков андезин-лабрадора № 45—55 с редкими битовнитовыми (15-40%), зерен зеленовато-бурой роговой обманки, иногда базальтической (до 10%), пластинок опацитизированного биотита (до 5%), обломков кристаллов моноклинного и реже ромбического пироксена (до 3%); изредка встречаются кварц (порой до 3%) и единичные зерна санидина. Основная масса сваренных туфов нижнего и верхнего покровов представляет собой сильно сваренный витрокластический агрегат, в различной степени перекристаллизованный (характерны микрофельзитовая, фельзитовая и микропойкилитовая структуры).

Коэквуньская свита имеет весьма широкое распространение (объем 33 000 κm^3 , площадь 52 000 κm^2). Наиболее характерны темноокрашенные лавы двупироксеновых андезито-базальтов и ассоциирующих с ними базальтов, андезитов и андезито-дацитов; в общем как будто бы устанавливается, что базальты приурочены к нижней, а андезиты к верхней части разреза свиты. Лучше всего строение свиты изучено в пределах двух участков внешней зоны: в междуречье Большого Пыкарваама и Паляваама (центральная часть Петтымельского компенсационного прогиба) и в верховье р. Анадырь. В первом из этих участков лавы составляют около 60% общего объема свиты, а в верховье Анадыря — 60—80%. Лавы переслаиваются с туфами и туфобрекчиями среднего и основного состава; в междуречье Большой Пыкарваам— Паляваам, главным образом в нижней части разреза, встречаются сваренные туфы липаритов и трахилипаритов, а также трахитов и амфиболовых андезитов. Прослои игнимбритов липаритового состава наблюдались также в верховьях Анадыря. Сваренные туфы трахитов и липаритов имеют светлую пеструю окраску, обычно лейкократовые.

На юго-западе внешней зоны рассматриваемого района, в бассейне р. Мечкеревой, в составе коэквуньской свиты заметно увеличивается роль андезитов и дацитов (Ю. Г. Старников, 1958 г.).

Базальты, андезито-базальты, андезиты и андезито-дациты коэквуньской свиты внешне довольно сходны между собой — это темноокпузыристые рашенные, очень крепкие массивные или слабо (сильно вспененные разности для свиты вообще не характерны). Все они содержат вкрапленники моноклинного и ромбического пироксена, а также лабрадора, которые нередко образуют гломеропорфировые сростки. В андезитах и андезито-дацитах появляется биотит и амфибол, изредка кварц; вкрапленники плагиоклаза обычно зональные, представлены лабрадором № 50—60 в андезитах и андезито-дацитах, тогда как в андезито-базальтах и базальтах № 50—70, изредка № 75. Исключительно редок в породах коэквуньской свиты оливин. Примечательно, что оливиновые базальты обнаружены лишь вблизи крупных разломов. В базальтах и андезито-базальтах довольно часто наблюдаются субафировая и субпорфировая структуры; характерны интерсер-

тальная и пилотакситовая структуры основной массы, а в базальтах и микродолеритовая; гиалобазальты редки. Основная масса состоит из лейст и микролитов плагиоклаза (№ 50-70), зерен моноклинного и ромбического пироксена и рудного минерала и стекла (количество последнего колеблется от 10 до 50%). В андезито-дацитах и отчасти андезитах наблюдается гиалопилитовая и пилотакситовая основная масмельчайшие кристаллы плагиоклаза представлены андезитом (№ 30—50). Количество пироксена значительно уменьшается по сравнению с андезито-базальтами; стекло характеризуется низким показателем преломления. Во внутренней зоне валовый состав вулканических образований имеет несколько более кислый состав. Это выражается в увеличении количества липаритовых туфов, андезитов, а также в частом появлении трахиандезитов (с вкрапленниками лабрадора № 50-55 до 15%, санидина до 5%, пироксенов, реже биотита и амфибола), представленных как мезо-, так лейкократовыми разностями. В южной части Пегтымельского компенсационного прогиба с развитием коэквуньской свиты связывается довольно большое количество даек (многие из них являются корневой системой лавовых покровов) и пластовых залежей пироксеновых андезито-базальтов и микродолеритов.

Во внутренней зоне и значительно реже во внешней встречаются интрузии полнокристаллических, преимущественно равномернозернистых диоритов, габбро, монцонитов и кварцевых монцонитов. По химическому составу некоторые горные породы сближаются с камптонитами и малхитами. Большей частью это штоки диаметром от нескольких десятков метров до трех-пяти километров, реже дайки протяженностью до 2—3 км при мощности до 30—50 м. Интрузии прорывают породы коэквуньской свиты и, по-видимому, почти одновозрастны с ней.

Синхронными с коэквуньской свитой (начало позднего мела) являются небольшие поля преимущественно кислых вулканических образований в бассейне р. Этчикун и в верховье р. Пегтымель. Вулканическое поле р. Этчикун в южной части прорвано Шурыканской субвулканической интрузией, имеющей изометричную форму (диаметр около 7 км) и сложное зональное строение, явившееся результатом трех фаз внедрения магматических расплавов. Интрузия сложена биотитово-пироксеновыми сиенито-диоритами, монцонитами, андезитами и андезитодацитами; микропегматитовыми гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами; меланократовыми биотитовыми гранодиорит-порфирами и дацитами (В. О. Позняк, 1955 г.; И. А. Загрузина, 1962 г.). Севернее Шурыканского массива А. А. Сидоров (1955 г., 1957 г.) отмечает многочисленные дайки двупироксеновых андезито-базальтов и трахиандезитов, приуроченных главным образом к системе субширотных разломов.

Эргываамская свита (начало третьего цикла) занимает площадь около $32\,000~\kappa m^2$, объем ее $19\,000~\kappa m^3$. Кислые породы этой свиты соответствуют игнимбритовой (липаритовой) формации конца позднего мела, которая, как отмечалось ранее, распространена практически на всем протяжении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Местами формирование свиты начинается пирокластическими потоками биотитовопироксеновых кварцевых латитов и андезитов, играющих резко подчиненную роль (ориентировочно объем их определяется $100~\kappa m^3$). Наиболее характерными в свите являются серые, коричневатые, иногда темно-серые сваренные туфы липаритов, трахилипаритов, липаритодацитов, изредка дацитов, обычно с крупными кристаллами и обломками полевых шпатов, кварца, биотита и амфибола. Игнимбриты эргываамской свиты, как правило, обладают высокой степенью сваренности, но перекристаллизованы они зачастую значительно слабее, чем подобные породы пыкарваамской свиты. При этом минеральный состав криные породы пыкарваамской свиты.

Зак. 1016

сталловой части туфов пыкарваамской и эргываамской свиты практически тождественный.

В верховье Анадыря эргываамская свита слагает несколько изометричных структур проседания, в которых наряду с игнимбритами широко распространены розоватые и коричневатые липаритовые и трахилипаритовые лавы. Они имеют четко выраженную флюидальную текстуру, содержат не более 15% вкрапленников (олигоклаз № 12—25, санидин, кварц, амфибол, биотит), погруженных в различной степени раскристаллизованную полосчатую основную массу. На левобережье р. Энмываам, в 35—40 км к юго-востоку от оз. Эльгыгытгын, среди полосчатых дацитов и липаритов эргываамской свиты вскрывается сводовая часть субвулканической интрузии (7 × 5 км) биотитово-пироксеновых гранодиорит-порфиров и кварцевых диоритов.

Излияния раннепалеогеновых базальтов энмываамской свиты являются заключительным этапом развития третьего вулканического цикла Центрально-Чукотского района (площадь их распространения в пределах района 30 000 км², объем 8000 км³). Подобно кислой игнимбритовой формации конца позднего мела раннепалеогеновые базальты также распространены практически на всем протяжении Охотско-Чукотского вул-

канического пояса.

Верхние потоки базальтов образуют типичные вулканические плато. В то же время, судя по положению подошвы базальтов, они заполняют пологие, по-видимому, компенсационные прогибы. Кроме того, базальты слагают небольшие (до 15—20 км диаметром) изометричные структуры проседания, иногда заполняют линейные структуры типа рифтов. Базальты и андезито-базальты — массивные и в различной степени пузыристые, часто сильно вспененные (нередко миндалекаменные) лавовые потоки мощностью от 1—2 до 20—30 м; обычно интенсивно окисленные в кровле, реже в подошве, вследствие чего приобретают красный цвет. Ничтожное количество пирокластических образований и широкое распространение оливина в лавах представляют собой наиболее существенные отличия между базальтовым вулканизмом раннего палеогена и преимущественно андезито-базальтовыми извержениями начала позднего мела (коэквуньская свита внешней зоны).

Базальты и андезито-базальты энмываамской свиты имеют порфировую, гломеропорфировую и афировую, а также субафировую и субпорфировую структуру; преимущественно интерсертальную, реже гиалопилитовую и микродолеритовую основную массу. Гиалобазальты встречаются довольно часто. В зависимости от состава и количественных соотношений цветных минералов выделяются пироксеново-оливиновые, оливиново-пироксеновые и пироксеновые (двупироксеновые, гиперстеновые, иногда только с моноклинным пироксеном) разности. Андезито-базальты выделяются несколько условно: это безоливиновые лавы со значительно меньшим, чем в базальтах, количеством пироксена и более кислым плагиоклазом. В ряде случаев в базальтах между лейстами плагиоклазов и в виде сравнительно крупных изометричных скоплений (до 1 мм) встречаются выделения анальцима (не более 1-3%). Довольно часто среди базальтов встречаются потоки трахитов, но мощность их обычно невелика.

Восточно Чукотский район * располагается к востоку от Центрально-Чукотского района. Общая площадь вулканических и осадочно-вулканических образований Восточно-Чукотского района достигает $45\,000~\kappa m^2$, а объем $54\,000~\kappa m^3$, причем на нижнемеловые образования приходится $30\,000~\kappa m^3$, верхнемеловые $20\,000~\kappa m^3$, палеогеновые около

^{*} На тектонической схеме соответствует Восточно-Чукотской вулканической зоне.

4000 км³. Возраст изверженных пород дается согласно Л. М. Шульц (1962 г.); петрографическая характеристика приводится по С. Г. Рома-

новой (1959 г.).

На Чукотском полуострове в основании апт-альбских вулканогенных образований довольно постоянно наблюдается толща преимущественно средних туфов, туфобрекчий и лавобрекчий, переслаивающихся с туфоконгломератами, туффитами, туффитовыми песчаниками и алевролитами. Вверх по разрезу заметно уменьшается количество осадочных пород и начинают преобладать туфолавы и лавы андезитового и дацитового состава. Толща лав и туфов среднего состава пользуется очень широким распространением; в бассейне р. Куримы В. М. Ольховик (1959 г.) отмечает фациальное замещение преимущественно андезитовых лав туфолавами дацитового состава. В некоторых районах (бассейны Куримы, Сеутакана, правобережье р. Эчкачек) апт-альбский вулканизм заканчивается извержениями пирокластических потоков состава биотитовых липаритов. Лавы, туфолавы и лавобрекчии сложно чередуются с туфами и туфобрекчиями, среди которых часто встречаются маломощные прослои туффитов, вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Разрезы толщи крайне невыдержаны по площади.

Горные породы подверглись интенсивной карбонатизаци, хлоритизации и эпидотизации. Позднемеловой вулканизм начал развиваться после незначительного перерыва, в течение которого в ряде мест отлагались валунно-глыбовые туфоконгломераты, несогласно перекрывающие апт-альбские образования. Верхнемеловые вулканические породы распространены главным образом юго-западнее р. Эргувеем и в бассейнах Ионивеема и Улювеема; они представлены исключительно кислыми светлоокрашенными туфолавами и лавобрекчиями (игнимбритами), фельзитовыми порфирами и туфами, сложно переслаивающимися

между собой.

Условно относимые к палеогену туфолавы, лавобрекчии, туфы фельзитовых порфиров и субщелочные липариты, а также туфолавы и лавобрекчии андезито-дацитов и дацитов, с которыми ассоциируют андезиты, иногда андезито-базальты, имеют сравнительно небольшое площадное распространение. Субщелочная кислая толща известна в основном в прибрежной части Восточно-Чукотского района, тогда как андезито-дацитовая распространена значительно шире. Большей частью обе эти толщи разобщены, и только в бассейне р. Энмелен кислые образования вверх по разрезу сменяются андезито-дацитами.

Гранитоидные интрузии

Гранитоидные интрузии исключительно широко распространены вовсех районах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, исключая лишь Центрально-Чукотский район, в пределах которого выходы гранитоидных пород совершенно незначительны по сравнению с площа-

дями, занятыми вулканогенными образованиями.

Среди гранитоидных образований различаются две главнейшие группы. Первая из них, относящаяся к комплексу охотских гранитоидов, следует во времени за андезитовыми формациями раннего и начала позднего мела. Относящиеся сюда гранитоиды образовались (в разных районах) в конце раннего мела и в сеноман-туроне. Вторая группа гранитоидов имеет позднемеловой возраст и по времени образования часто тесно связана с позднемеловыми игнимбритовыми (липаритовыми) формациями. В районе Сугойского прогиба к этой группе относятся гранитоиды омсукчанского комплекса. Некоторые авторы распространяют название омсукчанский комплекс на всю эту группу.

Интрузии охотских гранитоидов наиболее разнообразны и лучше изучены в области северного побережья Охотского моря. Здесь они образуют два четко выраженных ряда. Южный из них прослеживается из низовьев рек Ульбеи и Ини к п-ову Кони; вполне вероятно, что продолжением этого ряда является цепочка крупных интрузий, протягивающаяся вдоль юго-восточного побережья п-ва Тайгонос. Если это так, то длина этого пояса будет превышать 1000 км. Северный ряд проходит вдоль Магаданского структурного шва. Помимо этого, интрузии «охотских» гранитоидов, иногда совместно с вулканическими породами андезитовой формации, образуют поперечные ряды, связанные с Ульбейской и Коркодон-Наяханской зонами разломов, расположенными у границ Охотского и Омолонского массивов; протяженность попереч-

ных рядов измеряется сотнями километров.

Интрузии охотских гранитоидов размещены преимущественно среди покровов андезитовой вулканической формации, причем кристаллизация и остывание интрузивных пород происходили под кровлей, мощность которой (с учетом эродированной части) могла варьировать от нескольких сотен метров до 1—2, иногда, может быть, 3 км. Форма интрузий разнообразна и определяется структурой, механическими свойствами и мощностью вмещающих пород. Например, в области неглукристаллического фундамента (описанные ниже залегания массивы в Ульбейской зоне разломов в пределах Охотского массива) интрузии имеют четко выраженную линейно-вытянутую форму, соответствующую положению крупных разломов* и повторяющую все изменения их направления. Контакты интрузий в этом случае крутые (до вертикальных); маломощный чехол осадочных отложений оказывает здесь слабое влияние на форму интрузий. Интрузии, залегающие в мощной толще домеловых осадочных и вулканогенных отложений, имеют, по-видимому, форму лакколитов. В береговых обрывах п-ва Кони обнажаются наиболее глубоко эродированные из таких интрузий. Они нередко приурочены к осевым частям мелких синклинальных складок в верхнетриасовой — верхнеюрской толще; интрузивные массы отчетливо приспосабливаются к структурам вмещающих пород, хотя отдельные участки контактов имеют секущий характер. Падение плоскостей контактов во всех случаях направлено под интрузивные тела (рис. 17). Верхние части интрузий, прорывающие покровы меловых эффузивов, имеют характер куполов, форма которых, по-видимому, не зависит от структуры вулканогенной толщи. Размеры интрузий варьируют в очень широких пределах — от нескольких до сотен (преобладают), а иногда и тысяч квадратных километров. Немногочисленные крупные массивы (Нют-Ульбейский) составлены гранитами. Резко преобладающие массивы средних размеров сложены преимущественно гранодиоритами. Интрузии охотских гранитоидов нередко сопровождаются широкими (до 1-2 км) зонами контактового метаморфизма с преобразованием вмещающих осадочных и вулканических пород в непосредственных экзоконтактах в амфибол-биотит-плагиоклазовые роговики. В эндоконтактах интрузий широко распространены порфировые фации; обильны субвулканические дайки, иногда образующие сближенные серии в гранитоидах (массивы в междуречье Нюта — Ульбеи).

Массивы охотских гранитоидов имеют обычно сложное строение и включают нередко серии горных пород, состав которых варьирует от габбро до гранитов при резком преобладании гранодиоритов. Характер контактов между породами разной основности, которые рассматрива-

^{*} Ульбейская зона разломов отчетливо фиксируется геофизическими данными (Чиков, 1965).

ются как самостоятельные интрузивные фазы, с несомненностью указывает на разное время кристаллизации. Установление возраста таких интрузивных фаз геологическими методами — задача трудная и не всегда ее удается решить, хотя общая последовательность их формирования выражена достаточно отчетливо. Геологическими наблюдениями установлены общие пределы времени формирования охотских гранитоидов: имеющиеся свидетельствуют о длительности этого процесса. Это предположение основывается на следующих геологических материалах: 1) галька интрузивных пород, однотипных с породами охотских гранитоидов, встречается в конгломератах арманской свиты сеноман-туронского возраста (Устиев, Сперанская, 1949). Следовательно, начало формирования этой интрузивной формации относится к доверхнемеловому времени; 2) большая часть вскрытых в настоящее время интрузивных тел прорывает всю охотскую серию с общими возрастными пределами апт — турон. Становление охотских гранитоидов, таким образом, продолжалось и в начале позднего мела; 3) указанием на верхний предел возраста охотских гранитоидов служит наличие соответствующих обломков интрузивных пород в пирокластических отложениях, залегающих в основании эвенской серии. Таким образом, время образования андезитовой вулканической формации и охотских гранитоидов имеет в общем одни и те же пре-

Типичным представителем формации охотских гранитоидов в Ульинском прогибе является Надпорожный массив, расположенный в бассейне нижнего течения р. Урак. Изучением массива занимались П. Г. Вербицкий (1943 г.), Е. Ф. Мартынов (1944 г., 1946 г.), Г. Н. Чертовских (1959 г.) и др.

Массив прорывает учуликанскую свиту альб-сеноманского возраста *. Эффузивы в экзоконтактах преобразованы в роговики с мелкочешуйчатым биотитом, актинолитом, серицигом, андалузитом, кордиеритом, иногда топазом. В отложениях амкинской свиты сеномантуронского возраста, в туфоконгломератах, залегающих в ее основании, встречается галька гранитов, гранит-порфиров, гранодиоритпорфиров и диоритовых порфиритов; породы гранитного состава однотипны с породами, составляющими Надпорожный массив. Этими

на побережье п-ова отложениями вулканогенными Тимошенко. Ξ. гранитоидов с юрскими Z 2 — юрские М. Сперанской Живописный Рис. 17. Характер контактов охотских

^{*} Возраст вулканогенных толщ Ульинского прогиба оценивается различными исследователями по-разному, в частности учуликанская свита относылась то к нижнему мелу (Г. Н. Чертовских, 1959 г.), то к сеноман-турону (В. Ф. Қарпичев, 1961 г.). Здесь возраст всех свит дается таким же, как в главе «Стратиграфия».

данными определяется возрастное положение массива, внедрение которого, очевидно, произошло в туроне.

Выходы интрузивных пород имеют форму прямоугольника, несколько вытянутого в северо-западном направлении, длиной 19 км, шириной 6,5—10 км и общей площадью 132 км². Полное отсутствие остатков кровли на поверхности массива указывает на значительную глубину эрозионного среза. Северный и южный контакты массива несколько более крутые, западный — более пологий. Надпорожный массив сложен однообразными среднезернистыми биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами, которые в области эндоконтактов переходят иногда в порфировидные граниты и гранит-порфиры. Площадь выходов среднезернистых гранитов составляет 108 км², пород порфировых фаций 24 км².

В гранитах встречаются редкие жилы аплитов и пегматитов, а

также дайки гранит-порфиров.

В пределах Ульбейской зоны глубинных разломов, рассекающих Охотский массив, размещены интрузивные тела, пожалуй, не имеющие себе равных по размеру в других районах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Выходы интрузивных пород образуют почти непрерывный пояс меридионального направления, имеющий длину более 250 км. В пределах этого пояса выделен ряд массивов, получивших собственные названия — Нижне-Ульбейский, Нижне-Инский, Нют-Ульбейский, Нилгысыг, Архимед и другие, хотя это деление нередко носит только условный характер, так как выходы интрузивных породна поверхности не всегда обособляются друг от друга. История формирования этой группы интрузий отличается значительной сложностью и, по-видимому, охватывает длительный промежуток времени.

В северной и центральной частях зоны разломов в междуречье Ульбеи и Нюта установлены интрузии разного возраста. Аляскитовые граниты, по-видимому, наиболее древние разности гранитоидов, прорывают пермскую осадочную толщу и встречаются в виде обломков в отложениях вулканогенной толщи сеноман-турона; ксенолиты аляскитовых гранитов установлены в более молодых интрузиях гранодиоритов. На основании этих данных аляскитовые граниты могут сматриваться как доверхнемеловые образования. Формирование интрузий гранодиоритов и роговообманково-биотитовых гранитов, по-видимому, охватывает длительный промежуток времени. Имеются сведения, указывающие на доверхнемеловой возраст гранодиоритов и кварцевых диоритов: по данным Г. Н. Чертовских (1946 г.) обломки гранодиоритов и кварцевых диоритов, однотипных с гранитоидами Асиберганского массива, встречаются в кислых эффузивах и подстилающих их конгломератах верхнемелового (?) возраста, расположенных по соседству с интрузией.

Как нижнемеловые условно рассматриваются Нижне-Инский и Нижне-Ульбейский массивы, расположенные в южной части зоны разломов. Эти массивы прорывают момолтыкичскую свиту с флорой раннего мела, собранной вблизи Нижне-Ульбейского массива. Сведения о верхнем пределе возраста этих массивов отсутствуют. Вместе с тем в области северного контакта массива Архимед (северная оконечность пояса интрузий) гранодиориты прорывают всю толщу вулканогенных отложений, верхнюю часть которой составляют кислые эффузивы верхнемелового возраста. Значительная часть определений абсолютного возраста гранитоидов (табл. 12) показывает более древний

их возраст по сравнению с геологическими данными.

Интрузивные образования, связанные с Ульбейской зоной разломов, изучались И. Р. Якушевым (1943 г.), К. Д. Соколовым (1944 г.;

Таблица 12 Абсолютный возраст гранитондов Ульбейской зоны разломов

Ne	W			Возраст			
образ- цов Массив, место взятия образца		Порода	млн. лет	по шкале СССР			
2	Архимед; верхнее тече- ние р. Нют	Гранит	135 129	Начало нижнего мела (граница с юрой)			
84	Архимед; бассейн рч. Вега	Гранодиорит	110 106	Конец нижнего мела			
708	Архимед; бассейн рч. Ольга	Аляскитовый г ранит	104 103	Середина мела			
955	Нилгысы; среднее тече- ние р. Нют	Гранодиорит	116 108	Середина — конец ниж- него мела			
969a	Массив на левобережье р. Нилгысы (руч. Яло- кохчан)	Щелочный гранит	138 136	Граница юры и мела			
1022ª	Нют-Ульбейский; ни- зовья р. Нют	Гранит	119 117	Середина нижнего мела			
1249	Нижне-Инский; лево- бережье р. Ини	Гранит	181 181	Граница триаса и юрь			
1070	Нижне-Инский; левобережье р. Ини	левобе- Гранодиорит		Середина мела			

1945 г.), Г. Н. Чертовских (1944 г., 1946 г.), Г. Г. Кайгородцевым (1945 г.), Г. А. Гринбергом (1946 г.), З. Г. Караевой (1953 г.), В. А. Серебряковым (1954 г.), В. В. Закандыриным (1954 г.), И. М. Сперанской и А. П. Биркис (1956 г., 1958 г.), Ф. Ф. Вельдяксовым (1958 г.), Р. Б. Умитбаевым и др.

Нижне-Ульбейский массив имеет сложную форму: южная часть сильно вытянута в северо-западном направлении (длина этой части $45~\kappa m$, максимальная ширина $15~\kappa m$), северная — в меридиональном. Общие размеры выходов интрузивных пород: длина $115-120~\kappa m$, средняя ширина $12-15~\kappa m$; площадь выходов более $1000~\kappa m^2$. Контакты массива с вмещающими породами имеют различный характер. В южной, наиболее детально изученной части массива, наблюдались крутые, близкие к вертикальным контакты; в северной части установлено пологое (под углом 25°) погружение вмещающих пород под массив. Массив вскрыт эрозией на значительную глубину. Остатки кровли на его поверхности отсутствуют, не встречено также структурных разно-

видностей гранитоидов, которые могли бы рассматриваться как эндоконтактовые.

Большая часть массива составлена среднезернистыми (средний размер зерна 3—4 мм) биотитовыми, реже роговообманково-биотитовыми гранитами. В эндоконтактах иногда наблюдается узкая зона гранитов мелкозернистого сложения (средний размер зерна 0,5—1 мм). Граниты обычно довольно сильно автометаморфически изменены: окварцованы, фельдшпатизированы, иногда переходят в аляскиты или кварцевые сиениты. В центральной части массива обнажается более древняя, чем граниты, интрузия, составленная гранодиоритами — кварцевыми диоритами. О догранитном времени формирования этой интрузии свидетельствует наличие многочисленных жил гранитов, отходящих от контакта и секущих гранодиориты.

Горные породы, составляющие эту интрузию, характеризуются резко выраженным такситовым сложением. В связи со значительными колебаниями количественных соотношений минералов в соседних точках можно постоянно наблюдать переходы от гранитов к гранодиори-

там, кварцевым диоритам и монцонитам.

Структура пород близка к монцонитовой с участками пойкилитовой. Кварц и калинатровый полевой шпат образуют крупные неправильные зерна, в которые иногда включены идиоморфные кристаллы плагиоклаза. Цветные минералы ассоциируют с акцессорными — ильменитом, магнетитом, сфеном и цирконом. Характерно высокое содержание сфена. Установлено метасоматическое замещение плагиоклаза

калинатровым полевым шпатом.

Нижне-Инский массив представляет собой сложное по геологическому строению и петрографическому составу образование. Преобладающими в составе массива являются гранодиориты, в подчиненном количестве присутствуют граниты и габбро, составляющие самостоятельные интрузивные фазы. Массив имеет неправильную форму, несколько вытянут в северо-западном, близком к широтному направлении. Общая площадь выходов интрузивных пород более 1200 км². Массив относительно слабо вскрыт эрозией; на его поверхности часто встречаются остатки ороговикованных пород кровли. Поверхность его очень неровная, участки роговиков встречаются на абсолютной 1514 м в центральной части массива и на высоте 100—200 м — у его $(45-65^{\circ})$, южной оконечности. Контакты массива умеренно крутые лишь в области северо-западного контакта наблюдалось пологое (25°) падение плоскости контакта в сторону от массива. У западного контакта массива установлена серия апофиз гранодиоритового состава, представляющих собой пластовые интрузии, залегающие среди ороговикованных нижнемеловых отложений; мощность апофиз варьирует от нескольких метров до 300 м. Формирование Нижне-Инского массива происходило в три этапа. К первому этапу относятся двупироксеновые и амфиболовые габбро, габбро-диориты и диориты, связанные взаимопереходами; ко второму — гранодиориты и кварцевые диориты, слагающие большую часть массива; с последним этапом связано формирование гранитов. Во всех случаях установлены резкие интрузивные контакты между указанными разновидностями пород и жилы более молодых магматических образований, секущие более древние породы.

Главную роль в составе Нижне-Инского массива играют среднезернистые (размер зерна 3—4 мм) биотитово-роговообманковые гранодиориты. В области эндоконтактов интрузии наблюдается широкая зона пород диоритового состава, у контакта с которыми гранодиориты содержат обильные ксенолиты мелкозернистых диоритов. Диориты, в данном случае, образуют ранее застывшую краевую оболочку массива.

Появление участков, обогащенных ксенолитами, может являться следствием последующего дробления диоритов и инъекции в них более кислого, еще не застывшего расплава внутренней части интрузии. Гранодиориты характеризуются серой или светло-серой окраской. Структура пород гипидиоморфнозернистая; в апофизах гранодиоритов наблюдаются переходы к монцонитовой и пойкилитовой структурам. Минералогический состав определяется зональным плагиоклазом с составом, меняющимся от кислого лабрадора в ядре до олигоклаза в кайме, калинатровым полевым шпатом (анортоклазом), кварцем, биотитом, амфиболом и моноклинным пироксеном (реликты зерен в амфиболе); акцессорные минералы — рудный минерал, сфен, апатит, ортит, циркон. Для гранодиоритов характерно относительно слабое развитие метасоматических процессов. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие пертитов в калинатровом полевом шпате. Количественные соотношения большинства минералов в породах весьма непостоянны, однако это не относится к плагиоклазу, содержание которого в подавляющем большинстве пород примерно одинаково: 44%—54%. Содержание калинатрового полевого шпата варьирует от 5 до 23%, кварца от 14 до 38%, цветных минералов от 2 до 20%.

Кварцевые диориты и диориты составлены теми же минеральными видами, что и гранодиориты, однако количественные их соотношения иные. Особенности минералогического состава кварцевых диоритов заключаются в повышенном (для пород диоритового ряда) содержании кварца (20% в среднем) при небольшом (0—5%) количестве калинат-

рового полевого шпата.

С Нижне-Инским массивом связаны жилы и пластовые интрузии аплитов, пегматитов, гранодиорит-порфиров, спессартитов и диоритовых порфиритов.

Массивы гранитоидов из области междуречья верховьев Ульбеи-Нют объединяются под названием массива Архимед, общая площадь которого превышает 500 км². Помимо этого в качестве самостоятельных массивов рассматриваются интрузия гранодиоритов, водораздел рек Нют и Нилгысы (массив Нилгысы), и интрузия роговообманково-биотитовых гранитов из бассейна рч. Вега. Массив Архимед вытянут в направлении, близком к меридиональному, и занимает по отношению к структуре вмещающих пород секущее положение. Контакты массива с вмещающими породами различные по крутизне, но чаще крутые, близкие к вертикальным. На небольшом расстоянии положение плоскости контакта резко меняется. Нередко контакты массива с вмещающими породами имеют тектонический характер. Устанавливается различное время формирования этих разрывных нарушений. Некоторые из них доинтрузивные, в этих случаях в контактах массива наблюдаются интрузивные брекчии, состоящие из крупных округлых обломков вмещающих пород, сцементированных гранитным материалом. В других случаях разрывы возникли в послеинтрузивное время. Катаклазом охвачены как вмещающие породы, так и граниты. Массив Архимед сравнительно слабо вскрыт эрозионными процессами. На его поверхности постоянно встречаются довольно крупные участки, сложенные ороговикованными породами кровли. Широко развиты породы краевых фаций с мелкозернистой структурой и породы повышенной основности.

Массив относится к гетерогенному типу интрузий (Устиев, 1949). Формирование его связано с двумя интрузивными этапами, разделенными периодом мощного верхнемелового вулканизма. К более древнему этапу (доэффузивному) относятся аляскитовые граниты (иногда содержащие примесь биотита) и двупироксеновые с амфиболом габ-

бро-диабазы * (с примесью биотита и щелочного полевого шпата). Габбро-диабазы слагают небольшие тела в пермской толще. Аляскитовые граниты прорывают пермские отложения и перекрываются нижней вулканогенной толщей верхнего мела; в туфобрекчиях из основания этой толщи встречаются обломки аляскитовых гранитов. Аляскитовые граниты у контакта с габбро-диабазами приобретают мелкозернистое сложение и порфировидную структуру. Габбро-диабазы отчетливо метаморфизованы — плагиоклаз и цветные минералы в них в значительной степени замещены мелкочешуйчатым биотитом и актинолитом. На основании этих соотношений габбро-диабазы рассматриваются как наиболее древняя интрузивная фаза. К более молодому интрузивному этапу относятся гранодиориты и роговообманково-биотитовые граниты, прорывающие всю толщу верхнемеловых вулканогенных пород. Эффузивы отчетливо метаморфизованы. Граниты имеют интрузивные контакты с гранодиоритами и часто дают в них апофизы и, следовательно, составляют более позднюю интрузивную фазу.

При изучении эндоконтактов интрузий различного состава устанавливаются значительные различия в характере их взаимодействия с вмещающими породами. Особенно отчетливо это различие проявляется при сопоставлении интрузий гранитов и гранодиоритов. Граниты, как правило, в эндоконтактах не изменяют своего состава и лишь приобретают мелкозернистую структуру, в то время как интрузии гранодиоритов обычно сопровождаются довольно широкой зоной более основных пород (кварцевых диоритов и габбро-диоритов). Вместе с тем в гранитах, особенно в аляскитовых, по сравнению с гранодиоритами наблюдается значительно более широкое проявление процессов автометаморфизма; в гранитах при этом развиваются метасоматические ми-

нералы — калинатровый полевой шпат, альбит и кварц.

С аляскитовыми гранитами связаны жилы лейкократовых мелкозернистых гранитов, аплитов и гранит-порфиров. Интрузии гранодиоритов сопровождаются жилами гранитов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, спессартитов. В связи с интрузиями гранодиоритового состава установлены рудопроявления молибдена, не имеющие, однако, промышленного значения.

Наиболее типичные представители сложных (полигенных и гетерогенных, по Е. К. Устиеву) массивов охотских гранитоидов находятся в пределах двух широтных рядов, проходящих вдоль Охотского побережья. В составе этих массивов резко преобладают гранодиориты

(Магаданский, Средне-Янский и другие массивы).

Магаданский массив занимает участок побережья Охотского моря между верховьями левых притоков р. Армань (на западе) и бассейном р. Олы (на востоке). Этот массив считается типичным представителем охотских гранитоидов. Впервые Магаданский массив посетил в 1917 г. П. И. Казанский. В 1933 г. в южной и восточной частях массива проводились геологические исследования Д. А. Каузовым (1933) и В. П. Грунвальдом (1933 г.). В более поздние годы массив был охвачен геологосъемочными работами П. М. Филимонова (1940 г.) и М. П. Ипатова (1943 г.). Наиболее детальная тематическая работа была проведена А. М. Деминым (1944 г.). Важные наблюдения после этого были сделаны С. В. Домохотовым (1947 г.), К. Т. Злобиным (1948 г.), В. Д. Барканом (1952 г.), Л. В. Фирсовым (1962 г.) и С. С. Юдиным (1962 г.).

Площадь выходов интрузивных пород Магаданского массива составляет 750 κm^2 (длина 45 κm , ширина 15 κm). Массив вытянут в ши-

^{*} Возможно, эти габбро-диабазы имеют существенно более древний — пермский или раннетриасовый возраст. — $Pe\partial$.

ротном направлении. Поверхность его очень неровная, что определяется в значительной степени неотектоническими движениями на побережье Охотского моря. Максимальная высота выходов гранитоидов составляет 935 м выше уровня моря, глубина депрессий кровли опускается до

200 м ниже уровня моря, судя по результатам бурения.

Магаданский массив представляет собой сложное по составу и длительно формировавшееся интрузивное образование. А. М. Демина и Е. К. Устиева (1956 г.), с наиболее древней фазой связана интрузия трондьемитов, которые эти исследователи считают более древними, чем вмещающая массив нижнемеловая толща палеотипных эффузивов. Меловые эффузивы по наблюдениям А. П. Васьковского, А. М. Демина, Л. А. Сняткова и Е. К. Устиева (1948) залегают на размытой поверхности трондьемитов и содержат их гальку. На этом основании трондьемитам приписывается позднеюрский, а в некоторых работах (Л. А. Снятков) даже позднепалеозойский возраст. Однако существуют и другие точки зрения о геологическом положении трондьемитов: И. Р. Якушев (1958 г.) отмечает их активные контакты с гранодиоритами и диоритами. С. С. Юдин (1962 г.) рассматривает их как метасоматически измененные контактовые породы, одновозрастные с гранодиоритами Магаданского массива. О включениях трондьемитов в андезитах И. Р. Якушев и С. С. Юдин говорят как о метасоматически переработанных эффузивах. Со следующими четырьмя фазами, которые считаются раннемеловыми, связано образование: 1) габбро и габбродиоритов; 2) лейкократовых диоритов; 3) гранодиоритов (наиболее широко распространенных в массиве); и 4) биотитовых (щелочноземельных) гранитов.

Все эти породы прорывают нижнемеловую толщу палеотипных андезитов. В верховьях р. Оксы обнаружен небольшой останец кислых эффузивных пород, залегающих на размытой поверхности гранодиоритов и содержащих гальку гранодиоритов и гранитов (С. С. Юдин, 1962 г.). Более поздние, чем биотитовые граниты, небольшие интрузии и дайки липаритов, субщелочных и щелочных (арфведсонитовых) гранитов рассматриваются как позднемеловые образования. Кроме того, в массиве встречены секущие все перечисленные горные породы дайки базальтов и долеритов; они датируются палеогеном. Шире распространены более древние дайки кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов, микропегматитовых гранит-порфиров и интрузивных липаритов.

В табл. 13 приведены результаты определения абсолютного возраста горных пород Магаданского массива калий-аргоновым методом

(по Фирсову, 1960б).

Трондьемитовые граниты, возможно, наиболее древние породы в составе Магаданского массива — это однообразные розовые крупнозернистые породы со средним размером зерна 3-4 мм. Минеральный состав определяется альбит-олигоклазом (до 50%), кварцем (35%) и калинатровым полевым шпатом (около 10%); в небольшом количестве (2-3%) присутствуют биотит и мусковит; акцессорные — сфен, апатит, циркон, гранат, магнетит.

Габбро слагает небольшие тела с характерным зональным строением. Центральная их часть сложена оливинсодержащими габбро с первичной полосатостью, на периферии массивов появляются лейкократовые или нормальные пироксеново-роговообманковые габбро. Габбро из центральных частей массивов характеризуется шаровой отдельностью, грубозернистым сложением (средняя величина зерна — 5—10 мм) и темно-бурой, почти черной окраской. В породах из периферических частей размер зерна уменьшается, и окраска становится более светлой, зеленовато-серой. Структура пород габбровая, реже офитовая.

						Таблица	13
Абсолютный	возраст	горных	пород	Магаланского	Массива		

		Возраст			
№ анализов	Порода	млн. лет	по шкале СССР		
0-1 75-1 75-2 75-3 38-1 38-2	Гранодиорит " " "	115 113 114,5 123 125 123	Середина нижнего мела		
31-1	Гранит субщелочной	101,5	Середина мела		
31-1	То же	101,5			
34-1	Гранит щелочной	90	Середина верхнего мела		
34-2	То же	89,5			
24-1	Микроклин из пегматитовой жилы	71	Граница мела и палеогена		
24-2	То же	77,5			

Минералогический состав: основной плагиоклаз (битовнит) 55—76%, амфибол 15—23%, диаллаг 5—18%, гиперстен 0,5—11% и оливин 0,5—5%; в очень небольшом количестве встречаются биотит, кварц, калинатровый полевой шпат. Акцессорные—сфен, апатит, циркон, шпинель, гранат, магнетит.

Оливиновые габбро, подобные развитым в Магаданском массиве, в общем редкие породы в массивах охотского типа. Чаще наблюдаются переходы от кварцевых диоритов к диоритам и габбро-диоритам. Габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты относятся к наиболее древней интрузивной фазе в большей части гранитоидных массивов охотского типа. Обычно они располагаются в виде небольших тел вокруг интрузий гранитоидов в непосредственном контакте с ними, иногда встречаются в виде крупных ксенолитов в гранитоидах. Характерно крайнее непостоянство количественного минералогического состава, в связи с чем в пределах одного интрузивного тела можно встретить переходы от габбро-диоритов к диоритам, кварцевым диоритам (реже — гранодиоритам), с одной стороны, и монцонитам — с другой.

Гранодиориты характеризуются среднезернистым сложением (средняя величина зерна 1—2 мм), серой или светло-серой окраской. Структура гипидиоморфнозернистая, часто близкая к монцонитовой. Минералогический состав определяется плагиоклазом (в среднем 50%), калинатровым полевым шпатом (в среднем 15%), кварцем (в среднем 25%) и цветными минералами (амфиболом, биотитом, реже моноклинным пироксеном) — в среднем 13%. Акцессорные — апатит, циркон, ортит,

магнетит, сфен.

Для гранодиоритовых интрузий характерно постоянно наблюдающееся обогащение эндоконтактовых зон ксенолитами. Состав пород

в ксенолитах отвечает нормальным роговообманковым диоритам или кварцевым диоритам.

Граниты так же, как и гранодиориты, постоянно встречаются в составе сложных массивов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; они составляют обычно наиболее молодую интрузивную фазу гранито-идных интрузий охотского типа. Главную роль в составе гранитных интрузий играют крупно- и среднезернистые биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты; в эндоконтактах часто появляются порфировидные граниты и гранит-порфиры. Окраска пород розовато-серая, яркорозовая или светло-серая. Для минералогического состава гранитов характерно примерно равное количество калинатрового полевого шпата, плагиоклаза и кварца. Цветные минералы (биотит, реже амфибол) присутствуют в небольшом количестве (не более 2—3%). Акцессорные минералы — магнетит, сфен, апатит, циркон, ортит. Калинатровый полевой шпат характеризуется широким развитием пертитовых вростков альбита различной формы.

К числу крупнейших интрузий гранитоидов охотского типа относятся также Тайгоносский $(170\times25~\kappa\text{M})$, Колымакский $(50\times18~\kappa\text{M})$, Тылхойский $(75\times35~\kappa\text{M})$, Верхне-Тылхойский $(55\times18~\kappa\text{M})$, Еропольский $(100\times17~\kappa\text{M})$, Оконайтский $(45\times25~\kappa\text{M})$ и Нижне-Яблонский $(30\times18~\kappa\text{M})$ массивы, а также массив р. Ворожеи $(65\times30~\kappa\text{M})$. Еропольский, Оконайтский и Нижне-Яблонский массивы составляют ряд длиной около $150-160~\kappa\text{M}$ и шириной до $40~\kappa\text{M}$: разделяющие их участки кровли местами сокращаются до $4-6~\kappa\text{M}$ и прорваны мелкими гранитоидными телами. В пределах каждого из этих массивов (и особенно в Оконайтском) часто встречаются остатки кровли.

Тайгоносский массив (И. Р. Якушев, 1948 г.) сложен преимущественно роговообманковыми гранодиоритами, наряду с которыми в значительном количестве присутствуют биотитово-роговообманковые и биотитовые граниты, а также кварцевые диориты и диориты. Для пород краевой зоны массива характерно наличие гнейсовых текстур. В строении Тыхлойского массива (А. П. Шпетный, 1948 г.) принимают участие габбро, кварцевые габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты, мезолитовые и лейкократовые. Перечисленные горные породы довольно отчетливо объединяются в две группы: первая (более ранняя) — габбро — кварцевые диориты (12—13% площади массива) и вторая — гранодиориты — лейкократовые граниты (87—88% площади массива). Интрузии первой группы имеют, в общем, подчиненное значение; они слагают краевые части массива и штокообразные тела как среди интрузий второй группы, так и за пределами наблюдаемых границ массива.

В строении Оконайтского и Нижне-Яблонского массивов главную роль играют среднезернистые биотитово-роговообманковые гранодиориты и кварцевые монцониты. Краевые части этих массивов почти повсюду сложены биотитово-роговообманковыми и биотитово-роговообманково-двупироксеновыми диоритами, более древними, чем гранодиориты. Встречаются также сиенито-диориты, субщелочные граниты выстречаются также сиенито-диориты, субщелочные граниты вандезито-базальты и андезиты апт-альбского возраста на контактах с интрузиями полностью перекристаллизованы. В непосредственной близости от этих массивов встречены небольшие тела мелкозернистых пироксеновых и биотитово-роговообманково-пироксеновых габбро-диоритов, а также штоки, пластовые залежи и дайки крупно- и грубозернистых микропегматитовых и ортоклазовых пироксеновых габбро и габбро-диоритов. Как уже отмечалось ранее, вокруг Оконайтского и Ниж-

не-Яблонского массивов в толще андезито-базальтов и андезитов аптальба появляются линзовидные прослои игнимбритов кислого состава, возможно, генетически связанные с гранитоидами. Верхняя возрастная граница Еропольского, Яблонского и Оконайтского массивов не установлена, однако, севернее, у большого поворота р. Яблон, в основании верхнемеловых образований имеются туфоконгломераты с обилием валунов и галек гранитоидов, сходных с породами этих массивов (В. Ф. Белый, 1962 г.). В довольно узкий возрастной интервал попадает массив речки Ворожеи: он прорывает валанжинские и готеривские слои, а также вышележащую вулканогенную толщу нижнемелового возраста и перекрыт континентальными отложениями сеноман-турона (И. П. Васецкий, 1963). Таким образом, среди гранитоидов охотского типа имеются интрузии, прорывающие сеноманские толщи и перекрытые ими. Это указывает, что их возраст близок к границе раннего и

позднего мела, но несколько различен в разных районах. С вулканогенными образованиями липаритовой (игнимбритовой) формации верхнего мела тесно связана во времени и пространстве формация близповерхностных гранитоидов, которая включает как средне- и крупнозернистые породы «глубинного» облика, так и порфировые породы «гипабиссального» типа. Наиболее крупные интрузивные тела расположены в пределах осевой части Центрально-Охотского района и в Омсукчанской впадине. Близповерхностные гранитоиды слагают трещинные и межформационные интрузии, образовавшиеся на глубине от нескольких сотен метров до 1-2 км. Форма интрузий разнообразна встречаются неправильные изометричные или вытянутые вдоль разломов интрузивные тела с крутыми контактами, межформационные пластообразные интрузии; для порфировых пород характерны формы лакколитов, пластовых залежей, даек. Глубина эрозионного среза интрузивных тел различная, но чаще небольшая. Размеры интрузий невелики: от сотен квадратных метров до 200-300 км²; в этом отношении рассматриваемая интрузивная формация существенно отличается от охотских гранитоидов, имеющих нередко значительно более крупные размеры. Строение интрузий различно: в пределах Омсукчанской впадины, где находятся наиболее типичные представители данной формации, массивы изверженных пород характеризуются простым строением. Интрузии, размещенные в юго-восточной части Эльги-Кулинской зоны, имеют сложное строение и включают породы разной основности — от габбро-диоритов до гранитов (нередко лейкократовых, а иногда и щелочных). В некоторых массивах более основные породы (габбро-диориты, диориты, гранодиориты) рассматриваются как члены более древней формации охотских гранитоидов (Верхне-Ямский, Неорчанский, Верхне-Тэнгкинский и другие массивы), но в настоящее время известно немало примеров, когда интрузии гранодиоритового и более основного состава входят в состав рассматриваемой позднемеловой близповерхностных гранитоидов (массивы Сфинкс, Полиметаллический и др.).

В восточных и северных районах вулканогенного пояса петрографические различия охотских (досенонских) гранитоидов и гранитоидов, прорывающих всю толщу верхнего мела, вообще еще не охарактеризованы. Например, в Еропольско-Пеледонском районе и на юге Центрально-Чукотского района В. Ф. Белым (1958 г.), Е. Д. Волхонской (1957 г.), И. Н. Трумпе (1957 г.) выявлено несколько гранитоидных массивов, прорывающих эргываамскую свиту и параллелизуемые с ней кислые толщи позднего сенона — датского возраста. Петрографический состав этих интрузий очень близок к охотским, хотя в них не установ-

лены секущие контакты между породами разной основности.

Геологическими данными устанавливается отчетливая связь вулканизма и интрузивного магматизма, которая проявляется в следующих формах:

1) вулканические извержения эксплозивного типа, образующие мощные толщи игнимбритов, сопровождают формирование близповерхностных гранитоидных интрузий. Эруптивный процесс сопровождается образованием крупных тектоно-вулканических депрессий. Вулканические извержения чередуются с внедрением многочисленных субвулканических интрузий порфировых пород; формирование всех указанных магматических образований происходит в геологическом смысле одновременно. Пример — Арманская субвулканическая структура с центральной гранитоидной интрузией Сфинкс;

2) субвулканические интрузии порфировых пород, переходящие в покровы (по-видимому, составленные преимущественно игнимбритами), образуются в промежуток времени между двумя последовательными интрузиями кристаллическизернистых гранитоидов. Извержения иногда сопровождаются образованием кальдер оседания и чередуются с внедрением субвулканических интрузий. Примеры: вулкано-плутонические ассоциации Верхне-Тальского — Верхне-Ямского массивов, Верх-

не-Тэнгкинские массивы;

3) интрузивные и вулканические процессы чередуются во време-

ни неоднократно. Пример — массив Полиметаллический:

4) субвулканические интрузии предшествуют образованию гранитоидов; тела порфировых пород образуют кольцевые структуры. Пример: Днепровский массив:

5) субвулканические интрузии следуют за внедрением гранитоидных интрузий. Примеры: Неорчанский и Хениканджинский массивы. В двух последних примерах соотношение с вулканическими покровами неясно.

Интрузии, размещенные в различных структурах, иногда существенно различаются по геологическому строению, петрографическому составу и деталям химизма. Интрузивные образования Омсукчанского района характеризуются очень разнообразным составом (от габбро долейкократовых гранитов) и относятся к двум интрузивным формациям разного возраста. Интрузии лейкократовых гранитов являются составной частью липарит-гранитовой группы формаций, в то время как некоторые массивы среднего состава, по-видимому, принадлежат к более

древней андезито-гранодиоритовой группе формаций *.

Гранитные интрузии, как правило, тяготеют к краевым частям Омсукчанской впадины, реже встречаются за пределами впадины в непосредственной близости к ее границам. Ориентировка интрузивных тел и их соотношения со структурами вмещающих пород различны. Массивы, находящиеся в зоне глубинных разломов, вытянуты в меридиональном направлении и занимают секущее положение относительноструктуры вмещающих осадочных пород (массивы Маяк, Невский, Трогский и др.). В общей ориентировке массивов, удаленных от системы меридиональных разломов, проявляется зависимость от структуры нижнемеловых отложений — интрузии или их отдельные выступы ори-

^{*} В. Т. Матвеенко, которому принадлежит подробная характеристика гранитоидов этого района (1957), считает все гранитоиды послеэффузивными и объединяет
в омсукчанский комплекс. И. М. Сперанская (1955 г.), а затем С. И. Филатов (1961,
1964 гг.), Л. В. Иевлев (1966 г.), М. Г. Руб (1967) показали, что собственно оловоносные гранитоиды, типичные для омсукчанского комплекса, относятся к липаритовогранитовой группе формаций и моложе, чем интрузивные породы более основногосостава, близкие по возрасту к извержениям андезитов.

ентированы согласно с простиранием вмещающих пород; для Лево-Омсукчанского, Егорлыкского и других массивов предполагается (Матвеенко, 1957а, б, 1958) межформационное залегание на границе отложений верхоянского комплекса и меловых континентальных отложений.

Формирование гранитных интрузий и вулканогенной толщи кислого состава, по-видимому, тесно связано во времени. Дайки липаритов, однотипных с покровными эффузивами, наблюдались в связи с тектоническими разрывами, проходящими в контактовой зоне интрузий (массив Невский; по данным П. В. Бабкина и Ю. П. Рожкова, 1961). Среди вулканических покровов залегают многочисленные интрузии липаритов и гранит-порфиров, причем наблюдались постепенные переходы от гранит-порфиров к покровным липаритам (Д. С. Харкевич, 1941 г.; О. Д. Мельников, 1946 г.). С другой стороны, имеются примеры метаморфизма кислых эффузивов гранитными интрузиями (Егорлыкский массив; по данным В. Т. Матвеенко, 1957а).

В формировании каждой гранитной интрузии может быть выделено два близких по времени этапа: с первым этапом связано внедрение больших масс гранитного расплава, при кристаллизации которого образовались среднезернистые лейкократовые граниты; ко второму этапу относится формирование сравнительно мощных пологопадающих тел и даек мелкозернистых гранитов.

Наиболее типичным и детально изученным гранитным массивом является Лево-Омсукчанский. На массиве проведено много геологических работ; специальное петрологическое изучение его проводили О. С. Грачева (1948 г.), О. Д. Мельников (1946 г.), И. В. Мариич (1951 г.), И. М. Сперанская (1951 г., 1952 г., 1957 г.); материалы по геологии и петрографии интрузивных образований обобщены в работах Н. Н. Стулова (1945 г.), В. Т. Матвеенко (1948 г., 1957б) и др.

Лево-Омсукчанский массив находится в бассейне среднего течения р. Сугой, близ устья ее левого притока р. Омчикчан. Форма массива сложная; он состоит из трех выступов — Право-Сугойского (изометричного), Северного, вытянутого в северо-западном направлении, и Южното, вытянутого в близком к широтному направлении. Общая площадь выходов интрузивных пород 225 км². Право-Сугойский выступ расположен в области контакта двух разновозрастных комплексов — морских терригенных отложений юрского возраста и нижнемеловой континентальной толщи; Северный и Южный выступы залегают согласно вмещающими нижнемеловыми породами в ядре пологих антиклинальных складок. Северный и Южный выступы слабо вскрыты эрозией, на транитах часто встречаются остатки кровли, широко развиты породы эндоконтактовых фаций. Право-Сугойский выступ эродирован значительно сильнее.

Лево-Омсукчанский массив прорывает нижнемеловые осадочные породы, залегающие среди них пластовые интрузии диоритовых порфиритов, а также верхнемеловые кислые эффузивы. Верхняя возрастная граница определяется присутствием в массиве даек базальтов и андезито-базальтов условно палеогенового возраста.

Большую часть массива слагают среднезернистые лейкократовые граниты; в эндоконтактах встречаются порфировидные и мелкозернистые граниты и гранит-порфиры. Среди среднезернистых гранитов залегают сравнительно мощные пологопадающие тела и дайки мелкозернистых гранитов, связанные со вторым этапом формирования массива. Встречаются также дайки аплитов, секущие породы обоих предыдущих этапов. Широко развиты пегматоидные образования, миароловые полости в которых выполнены кварцем, альбитом, флюоритом и

турмалином. С постмагматическим этапом связано образование многочисленных гидротермальных жил кварцево-турмалинового и кварцево-

хлоритового состава.

Среднезернистые граниты представляют собой светлоокрашенные (светло-серые, иногда розоватые), преимущественно неравномернозернистые породы, состоящие из полевых шпатов, кварца и единичных табличек биотита. Главные петрографические признаки гранитов оловоносных интрузий — лейкократовый тип (биотита не более 3%, но встречается также акцессорный амфибол), преобладание калинатрового полевого шпата над плагиоклазом в среднем более чем в 2 раза, несколько повышенное содержание кварца (35-37%). В гранитах широко проявился калиевый метасоматоз, слабее выражены более поздние процессы натриевого и кремниевого метасоматоза. В калинатровом полевом шпате наблюдаются обильные пертитовые вростки альбита различной формы. Плагиоклаз имеет слабо выраженное зональное строение; по составу относится к альбиту. Часто по трещинам в гранитах и в межзерновых пространствах образуется флюорит, клаз замещается турмалином, хлоритом и мусковитом. Акцессорные минералы: магнетит, циркон, апатит, монацит, ортит, ксенотим, касситерит, ильменит, анатаз, пирит, арсенопирит. Мелкозернистые граниты второго интрузивного этапа отличаются только структурой и несколько более лейкократовым характером.

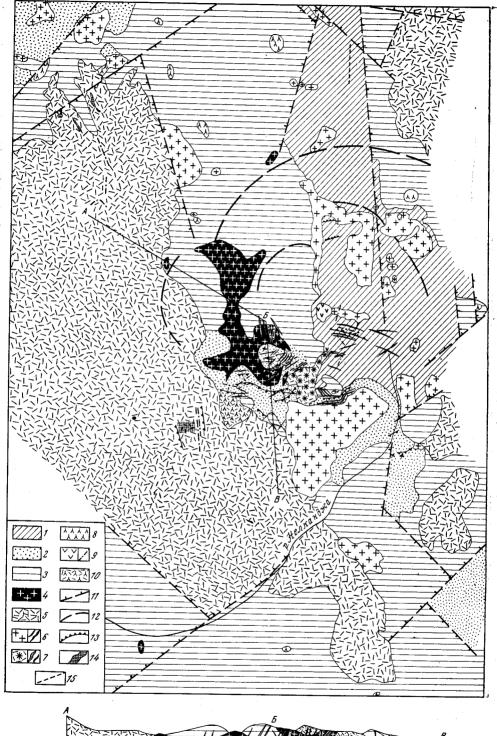
Субвулканическая структура, расположенная в междуречье Армани-Хасына, является одним из примеров, в которых наиболее отчетливо выражена природа связи вулканических процессов с формированием близповерхностных интрузий гранитоидов. В современном эрозионном срезе наблюдается основание глубоко эродированной центральной субвулканической структуры, одним из элементов которой является куполовидное поднятие более 20 км в поперечнике. Купол составлен морскими юрскими осадками и верхнемеловыми континентальными песчано-конгломератовыми отложениями. Радиальные наклоны слоев, направленные к периферии поднятия, подчеркивают куполовидный харак-

тер структуры.

12 Зак. 1016

Массив Сфинкс составляет ядро куполовидного поднятия, расположенного рядом с тектоно-вулканической депрессией, выполненной игнимбритами. Верхняя часть интрузии имеет форму этмолита с диаметром (в верхней части воронки) около 2 км. На глубине (под игнимбритами) гранитоиды, вероятно, слагают обширное интрузивное тело, разобщенные выходы которого начинают обнажаться в руслах глубоко врезанных водотоков. Общая площадь, в пределах которой установлены выходы этих гранитоидов, составляет около 165 км². От этмолита отходит серия апофиз, либо следующих параллельно его контактам, либо расположенных перпендикулярно к ним. Апофизы составлены кристаллическизернистыми породами, однотипными по структуре и составу с породами этмолита. В целом этмолит имеет строение, которое иногда называют «паукообразным».

В крыльях куполовидной структуры размещены многочисленные пластовые интрузии, дайки и лакколитообразные тела гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, фельзитов и липаритов, мощность которых колеблется от 1—2 м до нескольких сотен метров. Эти интрузии располагаются либо концентрически по отношению к центральному этмолиту, либо занимают секущее (иногда радиальное) положение в структуре; кроме того, они встречены в среднезернистых гранитоидах этмолита, где достигают мощности 100 м и более. Последовательность формирования интрузивных пород следующая: среднезернистые граниты—гранит-порфиры—фельзиты. Таким образом, здесь в едином сложном



интрузивном теле в одинаковых условиях глубинности образовались горные породы трех резко различных структурных типов.

Куполовидная структура со всех сторон окружена покровами игнимбритов. Потоки игнимбритов наклонены в сторону от нее, причем в непосредственной близости к выходам гранитов углы падения достигают 55—60°, а на расстоянии 1,5—2 км уменьшаются до 25°. Верхний покров игнимбритов залегает почти горизонтально. Геологические наблюдения позволяют предполагать, что главная часть игнимбритовых потоков образовалась в результате сближенной серии последовательных эксплозий, связанных с одним эруптивным этапом; лишь отложение верхнего покрова произошло, возможно, после некоторого перерыва. Время внедрения интрузивных тел и извержения игнимбритов определяется следующими данными:

1) все интрузивные породы — граниты, гранит-порфиры и фельзиты — прорывают верхнемеловую песчано-конгломератовую толщу с флорой сеноман-турона (изучение флоры произведено А. Д. Поповой);

2) все интрузивные породы и игнимбриты секутся дайками гипер-

стеновых андезитов и дацитов;

3) в верхнем покрове игнимбритов были встречены обломки сред-

незернистых гранитов до 30 см в поперечнике;

4) многочисленные обломки гранитов различных размеров (до 10—25 см) и обильный мелкораздробленный гранитный материал переполняют дайку гиперстеновых дацитов, прорывающую гранит-порфиры в 10 м от северного контакта этмолита;

5) нижние горизонты игнимбритов содержат гомеогенные включения гранитов, детали петрографии и минералогии которых хорошо увязываются с особенностями гранитов массива Сфинкс (Сперанская, Крутоус, Тимошенко, 1963).

Отмеченные геологические соотношения горных пород интрузивных и эффузивных фаций указывают на столь узкие и одинаковые для всех возрастные пределы, что в геологическом смысле все они по существу могут рассматриваться как синхронные, хотя кристаллизация и остывание гранитной интрузии продолжалось, вероятно, еще длительное время после прекращения вулканических процессов.

Граниты, составляющие этмолит, значительно различаются по структуре и крупности зерна в зависимости от положения относительно контактов интрузии. В лежачих ее контактах граниты слабо порфировидные, среднезернистые; средний размер зерна 1—2 мм, порфировидные выделения плагиоклаза достигают 4 мм; структура гипидиоморфнозернистая. В направлении к кровле этмолита систематически уменьшается размер зерна основной массы до 0,5—0,1 мм, хотя величина вкрапленников плагиоклаза изменяется мало — до 2—3 мм. В эндоконтакте близ кровли появляются редкие порфировидные зерна кварца; структура основной массы пегматоидная. Граниты более глубоких частей интрузивного тела, выходы которых встречаются в руслах ручьев, по составу и структуре однотипны со среднезернистыми гранитами из

Рис. 18. Схематическая карта и разрез Арманского субвулканического комплекса. По И. М. Сперанской, 1963 г.

^{1—} среднеюрские терригенные отложения; 2— верхнемеловые (сеноман-турон) песчаники и конгломераты; 3— верхнемеловые (сеноман-турон) палеотипные андезиты; 4— позднемеловые гранитоиды; 5— позднемеловые интимбриты; 6— позднемеловые гранит-порфиры; 7— позднемеловые интрузивные липариты и фельзиты; 8— позднемеловые гиперстеновые андезиты; 9— позднемеловые интрузивные гиперстеновые андезиты, дациты и диоритовые порфириты; 10— позднемеловые туфолавы гиперстеновые дацитов; 11— сбросы (установленные на местности и по контактной печати); 12— кольцевые разломы (предполагаемые по дугообразной форме водотоков); 13— простирание осадочных пород; 14— вторичные кварциты; 15— палеогеновые дайки базальтов

этмолита. Такой же характер, но иногда более крупнозернистое сложение имеют граниты, встреченные в виде обломков в игнимбритах и дайке гиперстенового дацита. Обломки гранитов в игнимбритах содержат несколько повышенное количество прозрачного калинатрового полевого шпата. Граниты относятся к биотитовым разностям; очень редко совместно с биотитом встречается зеленовато-бурая роговая обманка. Гранодиориты, встреченные в наиболее глубоких частях этмолита, имеют среднезернистое сложение и гипидиоморфнозернистую структуру. Плагиоклаз образует наиболее крупные — от 1,5—2 до 4 мм — кристаллы, кварц и калинатровый полевой шпат встречаются в более мелких (1—1,5 мм) ксеноморфных зернах. Цветные минералы — амфибол и биотит; в амфиболе иногда присутствуют реликты моноклинного пирокосых

Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, составляющие более поздние интрузии, однотипны по качественному минеральному составу и структуре; гранодиорит-порфиры отличаются меньшим вкрапленников кварца и несколько большим содержанием цветных минералов. В пластовых интрузиях гранит-порфиров наблюдается зональное строение, выраженное в уменьшении степени кристалличности основной массы и содержания вкрапленников от подошвы к кровле интрузии. Уменьшение общего объема вкрапленников происходит за счет сокращения числа зерен плагиоклаза, размеры которых остаются примерно одинаковыми. Цветные минералы — биотит и реже амфибол обычно замещены хлоритом. Структура основной массы меняется от фельзитовой и микропойкилитовой до гипидиоморфнозернистой и микропегматитовой. Не устанавливается прямой зависимости между степенью кристалличности основной массы и размерами интрузивных тел; в дайках мощностью 2-3 м наблюдалась полнокристаллическая микропегматитовая структура, и вместе с тем в крупных лакколитах часто преобладают фельзитовые и микропойкилитовые структуры основной массы.

Интрузивные липариты, секущие в виде даек граниты и гранитпорфиры, карактеризуются олигофировой структурой; единичные мелкие вкрапленники плагиоклаза составляют 0,5—5,0% от общего объема породы. С Арманской вулкано-плутонической ассоциацией генетически связаны алунит-диккитовые вторичные кварциты (Сперанская, 19636), а также рудопроявления золота, серебра и киновари (Аникеев, Драб-

кин, Ерофеев, Лугов, 1963; Пляшкевич, Сидоров, 1963).

Наиболее типичную группу интрузий, в которых отчетливо выражены соотношения равномернозернистых гранитоидов, интрузивных порфировых пород и эффузивов, составляют Верхне-Тальский и Верхне-Ямский массивы, расположенные в 20 км друг от друга и связанные общим полем субвулканических интрузий и эффузивных покровов. Интрузии порфировых пород, известные под названием «тальского субвулканического комплекса», с одной стороны непосредственно переходят в эффузивные покровы, с другой — входят в состав сложного Верхне-Ямского массива.

Верхне-Тальский массив расположен на гребне Охотско-Колымского водораздела, между вершинами р. Ямы, впадающей в Охотское море, и притоков Колымы — рек Буюнда и Бохапча. Верхне-Ямский массив занимает бассейн левых притоков рек Ямы и Эльгена. Первые исследования в этом районе были проведены С. Е. Захаренко (1933 г.). В результате более поздних работ Н. Л. Черкасова (1940 г.), М. Ф. Ушаткина (1941 г.), А. С. Симакова (1941 г.), М. П. Ипатова (1941 г.), Г. Н. Чертовских (1942 г.), Е. Д. Кузнецова (1943 г.), Р. П. Петрова (1943 г., 1944 г.), А. А. Донцова и А. В. Рыбаковой (1947 г.) была уточнена геологическая карта, получены данные о возрасте интрузивных пород, об их соотношениях друг с другом, дополнена петрографическая характеристика. Принципиально важные данные о строении Верхне-Тальского массива были получены в результате посещения этого района А. П. Васьковским, В. Т. Матвеенко и Р. П. Петровым (1945).

Верхне-Тальский массив состоит из нескольких лакколитов гранодиорит-порфиров, общая площадь выходов которых превышает 180 км². Гранодиорит-порфиры прорываются неправильными телами и дайками интрузивных липаритов и липарит-дацитов мощностью в несколько десятков метров; общая площадь выходов липаритов составляет 345 км2. Интрузивные липариты переходят в покровы кислых лав, перемежаются с пирокластами и иногда со слоями осадочно-туфогенных Распространение горных пород определяется наличием структуры проседания: пирокластические породы глубоко опущены по кольцевым разломам; размеры опущенного блока 6 км². Структура проседания окружена интрузиями липаритов и гранодиорит-порфиров. В пирокластических породах опущенного блока обнаружены обильные обломки окружающих интрузивных липаритов и гранодиоритов. Во всех разновидностях порфировых пород содержатся включения равномернозернистых пород близкого химического состава. Так, например, в гранодиорит-порфирах содержатся ксенолиты кварцевых диоритов размером до 20-25 см. в липаритах — обломки гранодиорит-порфиров и порфировидных розовых лейкократовых роговообманково-биотитовых гранитов размером 2—10 см. В продолжение всего времени формирования рассмотренной ассоциации изверженных пород на окружающей территории происходило накопление вулканических и осадочно-туфогенных пород; в туфогенных конгломератах и ассоциирующих с ними пирокласстических отложениях, начиная с самого основания вулканогенной толщи, содержатся обломки и глыбы как интрузивных пород — гранодиорит-порфиров и интрузивных липаритов, так и эффузивов — липаритов и туфов липарита.

Верхне-Ямский массив расположен среди верхнетриасовых нижнеюрских осадочных пород и меловых эффузивов. Выходы интрузивных пород занимают площадь, равную $612~\kappa m^2$ (длина $45~\kappa m$, максимальная ширина $25-30~\kappa m$). Поверхность массива неровная, и разница в высотах ороговикованных пород кровли достигает нескольких сотен метров.

Верхне-Ямский массив очень сложно построен и состоит из пород нескольких интрузивных этапов: 1) габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты; 2) гранодиориты и адамеллиты; 3) граниты, 4) гранодиорит-порфиры; 5) интрузивные липариты и липарит-дациты, переходящие в покровы; 6) субщелочные граниты и гранит-порфиры; иногда в эндоконтактах интрузий гранит-порфиры переходят в кварцевые сиенит-порфиры, кварцевые монцонит-порфиры или кварцевые диоритовые порфириты; 7) щелочные граниты и гранит-порфиры. Породы первых трех фаз рассматриваются как нижнемеловые образования на том основании, что они метаморфизуют толщу палеотипных эффузивов и прорываются гранодиорит-порфирами, интрузивными липаритами и дацитами, подобными субвулканическим породам Верхне-Тальского массива. Обломки кварцевых диоритов и гранитов, встреченные в породах Верхне-Тальского массива, напоминают породы первой и третьей фаз Верхне-Ямского массива. Субщелочные и щелочные граниты относят к верхнему мелу. Жильная серия представлена гранодиоритами, гранитами, гранит-порфирами, аплитами и очень редко пегматитами. Контакты между отдельными интрузиями крутые. По главным петрографическим особенностям позднемеловые субщелочные и щелочные граниты и гранит-порфиры близки друг к другу. Некоторые различия в минералогическом составе субщелочных и щелочных гранитов заключаются в более высоком содержании в последних калинатрового полевого шпата, а также в преимущественном развитии щелочного амфибола при незначительной роли биотита. В субщелочных гранитах больше альбита, а среди цветных минералов главную роль играет биотит и лишь изредка встречается обыкновенная роговая обманка. Акцессорные минералы — ортит, апатит, циркон, магнетит и сфен; в щелочных гранитах, помимо этого, встречается монацит.

Примечательной особенностью субвулканических пород Верхне-Тальского комплекса является совершенно свежий облик калинатрового полевого шпата и очень малый угол оптических осей (в среднем

32°).

Вдоль границы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с Яно-Колымской складчатой областью, преимущественно среди морских триасовых отложений, расположено много небольших гранитоидных интрузий. В этой зоне в развитии позднемезозойского магматизма обнаруживаются черты, свойственные как Яно-Колымской складчатой области, так и Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу, и граница между этими структурами проводится в значительной степени условно. Гранитоидные образования пограничной зоны, в большей степени связанные с магматизмом Яно-Колымской складчатой области, описаны в соответствующем разделе этой главы. Здесь приводится краткое описание нескольких интрузивно-эффузивных комплексов, в состав которых входят вулканические образования, сопоставимые с андезитовой и (или) липаритовой формациями. Таким образом, и гранитоидные массивы из этих комплексов — Днепровский, Верхне-Тэнгкинский, Нилькобинский, Хениканджинский и другие должны сопоставляться с гранитоидами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Соотношение с эффузивами при этом дает основание рассматривать часть интрузивных образований как раннемеловые, но некоторые из них имеют позднемеловой возраст.

Днепровский массив имеет площадь интрузивных пород 4,2 км², но отличается очень сложным строением. Первые сведения о массиве приведены в работах М. Ф. Ушаткина (1941 г.) и И. С. Шевкаленко (1942 г.); наиболее подробная характеристика геологии и петрографии массива содержится в работе Р. П. Петрова, П. И. Скорнякова и А. К. Кондратенко (1944 г.); вопросы связи между интрузивными образованиями и сопровождающими их гидротермальными и пневматолитическими породами рассмотрены с большой подробностью в работах Б. Н. Владимирова (1942 г.) и особенно П. И. Скорнякова (1945 г., 1947 г.). По соседству с массивом расположены небольшие выходы интрузивных пород, объединенные общим полем роговиков площадью более $40~\kappa m^2$. Вмещающие породы — карнийские и норийские отложения; в последних встречаются пирокластические породы андезитового состава. К востоку от массива расположено значительное эффузивное поле, составленное верхнемеловыми (?) вулканическими породами, несогласно перекрывающими верхнетриасовые отложения. В экзоконтактах массива осадочные породы превращены в биотитовые, биотитово-хлоритово-мусковитовые, хлоритово-эпидотовые и биотитовотурмалиновые роговики. П. И. Скорняков (1947 г.) и В. Т. Матвеенко (1947 г.) считают Днепровский массив позднемеловым.

Массив сформировался в два этапа: 1) образование кольцевой интрузии, внешнюю дугу которой составляют гранодиорит-порфиры, промежуточную зону образуют интрузивные липариты, а ядро структуры слагают интрузии микропегматитовых и фельзитовых порфиров; между всеми этими интрузивными породами наблюдаются резкие кон-

такты; 2) внедрение порфировидных гранитов, гранит-порфиров, микрогранитов, между которыми также установлены резкие интрузивные контакты. Гранит-порфиры слагают большую часть площади массива (65%) и содержат ксенолиты всех интрузивных пород первого этапа.

Все интрузивные породы первого этапа имеют однотипный минеральный состав (плагиоклаз, калинатровый полевой шпат, кварц, биотит и зеленовато-бурый амфибол) и различаются только количественными соотношениями породообразующих минералов и разным характером плагиоклаза: в гранодиорит-порфирах — андезин (до олигоклаза в кайме кристаллов), а в более кислых породах — альбит и олигоклаз. Граниты второго этапа различаются между собой только по структуре, но в отличие от интрузий первого этапа — не содержат амфибола, а представлены только биотитовыми разновидностями. Наблюдаются существенные различия в ассоциациях акцессорных минералов, характерных для интрузивных пород первого и второго этапов. В первых встречаются: апатит, циркон, ортит, магнетит, пирит; иногда совместно с апатитом встречается флюорит. В гранитах второго этапа, как правило, апатит не встречается; характерны циркон, анатаз, магнетит, пирит, халькопирит, флюорит, сфен, касситерит. С первым интрузивным этапом сопряжены высокотемпературные кварцевые жилы с биотитом, хлоритом, альбитом и калинатровым полевым шпатом, в которых наблюдается вкрапленность пирита, пирротина, апатита и флюорита. Эти жилы срезаются интрузиями второго этапа, с которыми связаны петматитово-пневматолитовые и гидротермальные жилы очень разнообразного состава.

Верхне-Тэнгкинский массив находится в области Охотско-Колымского водораздела, в верховьях рек Тэньгки, Нилькобы и притоков Яны (Охотской). Массив изучался Б. И. Вронским (1932 г.), Ф. Ф. Павловым (1938 г.), А. Ф. Михайловым (1941 г.), И. Р. Якушевым (1942 г.) и А. К. Кондратенко (1946 г.). Общая площадь выходов интрузивных пород 340 км². Массив прорывает морские отложения триаса и меловые эффузивы андезитовой формации. Более поздние вулканические породы кислого состава, которые характеризуются кайнотипным обликом и, по-видимому, относятся к позднемеловой липаритовой формации, содержат обломки гранитоидов ранних интрузивных этапов. Позднемеловые эффузивы вместе с тем прорываются гранитами, представляющими собой последние этапы формирования массива. Таким образом, интрузивные и вулканические процессы тесно переплетаются между собой.

К первому этапу магматической активности относится внедрение гранодиоритов и гранитов, составляющих около 30% от всей площади массива; затем имело место извержение кислых пирокластических пород, в которых встречаются многочисленные обломки гранитоидов. Второй интрузивный этап — формирование лейкократовых гранитов, граниты имеют резкие контакты с гранитоидами первого этапа и прорывают кислые пирокластические отложения. Третий этап — формирование адамеллит-порфиров, затем (четвертый этап) — порфировидных гранитов, которые дают переходы к гранит-порфирам и среднезернистым равномернозернистым гранитам; порфировидные граниты составляют около 40% площади массива. Формирование массива завершилось внедрением субщелочных гранитов, занимающих 15—20% от всей площади массива.

Верхне-Тэнгкинский массив в целом образует полукольцевое тело, вогнутая сторона которого обращена к северо-востоку. В центральной части этой структуры расположен Нилькобинский массив щелочных

гранитов, вероятно, составляющий часть этой сложной магматической ассоциации.

По петрографическому составу граниты первого и второго интрузивных этапов отличаются от более поздних гранитов относительно основным плагиоклазом (андезин № 37-40 в ядрах кристаллов, олигоклаз и альбит № 26, 13 в кайме) и принадлежностью к биотитовому типу. В кислых породах последних трех этапов помимо биотита среди цветных минералов присутствует амфибол (иногда до 5-8% от общего объема породы), а нередко и моноклинный пироксен. Амфибол в этой группе пород образует вкрапленники и резко отличается от амфиболов, содержащихся в гранодиоритах первого этапа. В этих более древних гранодиоритах окраска амфибола травяно-зеленая, в то время как в гранитоидах поздних этапов он имеет зональное строение с краснобурым ядром и густо-зеленой каймой; угол угасания в этих амфиболах колеблется от 7 до 15°. В щелочных гранитах Нилькобинского массива. в которых главную роль играет калинатровый полевой шпат (60-75% от общего объема породы), содержится глаукофан. В пределах Нилькобинского массива и в его экзоконтактах встречаются дайки эгиринавгитовых трахилипаритов. В гранитах наблюдаются многочисленные миароловые полости, выполненные друзами горного хрусталя, роговой обманки и альбита.

массив изучался К. Д. Соколовым (1935 г.), Хениканджинский Е. Н. Костылевым (1940 г.), М. С. Венчуговой (1942 г.), Р. П. Петровым (1945 г.) и др. Площадь массива 7,6 κm^2 . Контакты относительно пологие, падают в сторону вмещающих пород. Интрузия прорывает отложения скифского яруса, которые преобразованы в роговики с мусковитом, биотитом, андалузитом и турмалином; ширина контактового ореола достигает 1—1,5 км. В гранитах Хениканджинского массива встречается большое количество глубоко переработанных ксенолитов вмещающих осадочных пород, а также гранодиоритов и кварцевых диоритов, однотипных с гранитоидами, составляющими расположенный по соседству Утуйский массив. Хениканджинский массив предположительно относят к верхнему мелу (В. Т. Матвеенко, 1947 г.). Определение абсолютного возраста порфировидного гранита калий-аргоновым методом подтверждает это предположение (проба 725- 83 млн. лет; проба 729 — 88 млн. лет).

Массив составлен различными структурными разновидностями пород гранитного состава, между которыми наблюдаются четкие границы. Последовательность формирования интрузивных пород: порфировидные граниты, гранит-порфиры, аплитовидные гранит-порфиры и интрузивные липариты. Аплитовидные гранит-порфиры имеют наибольший объем в составе массива. Более ранние порфировидные граниты и гранит-порфиры относятся к роговообманково-биотитовым разностям, аплитовидные гранит-порфиры содержат в цветной части только биотит; в аплитовидных гранит-порфирах установлен своеобразный комплекс акцессорных минералов: апатит, циркон, ортит, гранат, магнетит, флюорит, киноварь, турмалин, галенит, пирит, ильменит. Интрузивные липариты образуют дайки или небольшие купола. Иногда, по-видимому, интрузивные тела переходят в покровные фации липаритов. Интрузивные липариты характеризуются плотным сложением; близ зальбандов интрузий наблюдается флюидальность. Липариты содержат немного вкрапленников бипирамидального кварца (иногда резорбированного и раздробленного), калинатрового полевого шпата и альбита. В основной массе широко развиты вторичные минералы, особенно каолинит, а нередко и вторичный кварц. Акцессорные минералы — циркон, сфен, пирит, сфалерит, арсенопирит. Гранитоиды Хениканджинского массива сопровождаются гидротермальными жилами кварцево-полевошпатового или кварцево-хлоритового состава с касситеритом; встречаются также участки метасоматических кварцево-альбитовых пород

с флюоритом, мусковитом и касситеритом.

Характерная группа позднемеловых гранитоидных интрузий приурочена к Анадырскому разлому. Эти тела узкой лентовидной формы прорывают кислые вулканические толщи конца позднего мела и перекрыты потоками нижнепалеогеновых базальтов и андезито-базальтов (Трунов, 1961 г.), что определяет их возраст. Эти тела имеют сложное строение, и, по-видимому, их можно разделить на две группы: большинство массивов сложены гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами, иногда также кварцевыми монцонитами (первая группа); весьма незначительным распространением пользуются интрузии щелочных гранитов и кварцсодержащих сиенитов (вторая группа), возможно, уже палеогеновых. В центральных частях массивов первой группы преобладают пироксеново-роговообманково-биотитовые граниты и пироксеново-роговообманковые гранодиориты, а в периферических — биотитово-роговообманково-двупироксеновые диориты и кварцевые диориты (Е. Д. Волхонская, 1957 г.; Б. Д. Трунов, 1961 г.). Однако разнофазность кислых и средних горных пород здесь не доказана. Наиболее характерной интрузией этой группы является массив Березовых гор — узкое, линейно-вытянутое вдоль зоны Анадырского разлома тело длиной около 50 км и шириной до 8 км. Вероятно, интрузии близкого возраста и состава распространены и в других районах. Однако по петрографическим признакам они, по-видимому, лишь с трудом отличаются от охотских гранитоидов, поэтому выделение гранитоидов конца позднего мела за пределами зоны Анадырского разлома при настоящей степени изученности представляется крайне условным, если это не подтверждается прямыми соотношениями с горными породами, возраст которых сомнений не вызывает.

Биотитово-роговообманковые щелочные граниты и кварцсодержащие сиениты (вторая группа) слагают изометричное тело (с диаметром около 10 км) на левобережье Анадыря, выше р. Бараньей, а также две более мелких интрузии в междуречье Яблон-Пеледон

(И. Н. Трумпе, 1957 г.).

В пределах Восточно-Чукотского района широко распространены сравнительно небольшие интрузии гранитоидов позднемелового и раннепалеогенового возраста (Г. А. Жуков, 1958 г.; Л. М. Шульц, 1962 г.). Наиболее крупными телами являются Пырканайвеемский (45×15 км), Эргувеемский (33×20 км) и Провиденский (65×50 км) массивы. Вполне определенно устанавливаются две фазы позднемелового гранитоидного магматизма: первая представлена роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, которым сопутствуют кварцевые диориты, диориты и диорит-порфириты; вторая — биотитовыми гранитами и биотит-пироксен-роговообманковыми граносиенитами. Самыми молодыми позднемеловыми интрузиями являются мелкие штоки и дайки габбро и габбро-диоритов. К раннему палеогену относятся субщелочные биотитово-роговообманковые граниты.

Вопросы петрохимии

Химический состав и некоторые геохимические особенности изверженных пород наиболее подробно изучены в районах северного побережья Охотского моря. В ряде работ Е. К. Устиева (1958б, 1959, 1963) рассматривались общие вопросы петрохимии изверженных пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Путем вычисления средних со-

ставов магматических пород Е. К. Устиев подтвердил промежуточное положение горных пород вулканогенного пояса между гранитоидами Яно-Колымской складчатой области (в среднем более кислого состава) и изверженными породами Восточно-Камчатско-Курильской кайнозойской геосинклинальной области (в среднем более основного состава). Относительно более высокая основность гранодиоритов охотского типа по сравнению с колымскими гранитами подчеркивалась как важнейшая их петрохимическая особенность Ю. А. Билибиным и Е. Т. Шаталовым еще в тридцатых годах. Средний состав магматических пород вулканогенного пояса, вычисленный Е. К. Устиевым, соответствует гранодиориту — андезито-дациту. Е. К. Устиев отмечает отчетливое сходство химических составов интрузивных и эффузивных фаций одного и того же тектоно-магматического цикла, а также различия между изверженными породами последовательных циклов. И. М. Сперанской (1962д, 1963) установлены некоторые различия в химическом составе магматических пород, расположенных в различных частях вулканогенного Главные петрохимические различия домеловой, позднемеловой и палеогеновой формаций выявлены с помощью метода С. Р. Нокколдса и Р. Аллена *.

Базальтово-плагиолипаритовая формация домелового возраста относится к базальтоидному симатическому типу, характеризуется максимальным среди всех прочих изученных пород относительным содержанием извести (во всех членах серии), наиболее низкой общей щелочностью (в основных членах), минимальным относительным содержанием калия (во всех членах серии) и максимальным относительным содержанием железа; вулканическая серия отличается наиболее низкой степенью дифференцированности — отношение Fe/Mg в основных и кислых членах серии сохраняется постоянным, отношение K/Na в кислых членах возрастает, но незначительно.

Петрохимические особенности меловых вулканических пород резко отличны от химизма домеловой серии. Это типичная известково-щелочная серия с характерной глубокой дифференцированностью лав, состав которых меняется от богатых кальцием гиперстеновых андезитов и андезито-базальтов до ультракислых калиевых липаритов с резко повышенным относительным содержанием железа. Кислые члены серии выделяются среди изверженных пород других возрастных групп максимальным содержанием щелочей по отношению к кальцию и наиболее высоким относительным содержанием калия в составе щелочей. Иногда отмечается повышенная щелочность пород среднего состава (отклонение к монцонитовому ряду), что в большей степени относится к породам субвулканических интрузий.

В палеогеновой — базальтоидной серии вновь проявляется толейитовая тенденция, характерная для юрских и верхнемеловых эффузивов, однако между ними существуют принципиальные петрохимические
различия. Основные члены палеогеновой серии имеют более кислый
состав, соответствующий среднему типу кварцевых базальтов, характеризуются минимальной известковистостью по сравнению с породами
соответствующего состава более древних серий и наиболее высокой
ролью калия в составе щелочей и магния в химической части. Дифференциация палеогеновых лав идет в направлении резкого накопления
железа относительно магния в кислых членах серии при сохранении

их натриевого характера.

^{*} Этот метод заключается в графическом сравнении с помощью двух совмещенных треугольных диаграмм двух отношений: 1) натрия, калия и кальция; 2) общего железа, магния и суммы щелочей.

Средние значения отношений (вес. %) калия к натрию и железа (общего) к магнию в породах разной основности приведены в табл. 14.

Таблица 14 Некоторые петрохимические особенности вулканических пород разного возраста

	Содержание SiO2, %								
Породы и их возраст	51—54		54-58		63-70		71—77		
	K/Na	Fe/Mg	K/Na	Fe/Mg	K/Na	Fe/Mg	K/Na	Fe/Mg	
Эффузивы, палеоген	0,49 Отсутс 0,47 0,28	2,75 твуют 3,70 3,97	0,57 0,32 0,29	Отсуто 3,47 2,36 3,81	ствуют Отсут 1,32 0,69	ствуют 5,31 3,85	3,50	21,36 9,09 8,31 ствуют	

С помощью метода А. Н. Заварицкого выявляются различия петро-. химии лав из различных по тектоническому положению районов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Сравнивались лавы из Омсукчанской впадины, из вулканических полей в пределах Центрально-Охотского района, Охотского массива и Ульинского прогиба. Вулканические породы из Омсукчанской впадины характеризуются слабо выраженной трахидолеритовой тенденцией (вариационные кривые на обеих проекциях диаграммы образуют пологие дуги, выгнутые влево); основные члены (субвулканические интрузии) отличаются относительно высоким значением цветного числа («s» более 25%); кислые породы резко «пересыщены» глиноземом (рис. 19). Меловые эффузивы Центрально-Охотского района отличаются весьма своеобразными чертами химизма. Первое, что обращает на себя внимание, это высокое содержание полевошпатовой извести и низкая щелочность значительной части пород как кислого, так и среднего состава; эта особенность соответствует отмеченной повышенной основности плагиоклаза, что характерно для всех членов серии, в том числе и кислых (средний состав плагиоклаза в липаритах — андезин) (рис. 20). Дифференциация лав такого состава идет, по-видимому, в двух направлениях.

Крайними членами нормального ряда дифференциации являются лейкократовые породы с несколько повышенной щелочностью («а» до 15), с очень низким содержанием полевошпатовой извести («с» меньше 1) и с резко выраженным «пересыщением» глиноземом; эти породы по химизму близки к аляскитовым гранитам. Монцонитоидный ряд дифференциации (второе направление) отличается высоким содержанием полевошпатовой извести во всех членах и высокой щелочностью основных членов («a» — до 15 при величине «s» более 11). Вулканические породы, размещенные в пределах Охотского массива и на его склонах, в целом составляют серию пород с нормальным типом дифференциации (постепенное понижение известковистости и возрастание щелочности от основных к кислым членам серии) (рис. 21). В то же время они отличаются от всех прочих эффузивов Охотского побережья относительно низким содержанием глинозема, в соответствии с чем даже кислые породы (липариты) либо пересыщены известью, либо их пересыщение глиноземом очень незначительно. На восточном склоне массива (в его внутренней части) появляется ассоциация щелочных изверженных пород — трахибазальтов, щелочных гранитоидов и кислых эффузивов. В кислых членах серии отчетливо выражена пантеллеритовая тенденция — появляются породы, пересыщенные щелочами с щелочными цветными минералами — эгирином и арфведсонитом. Щелочной характер пород при этом определяется относительно малым содержанием алюминия. Изверженные породы в Ульинском прогибе представляют собой четвертую ассоциацию (рис. 22), существенно отличающуюся по химическому составу от первых трех. Здесь появляются представители с наиболее высокой щелочностью («а» достигает 18—

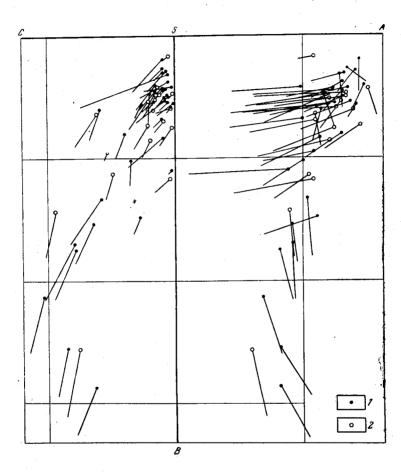


Рис. 19. Петрохимические особенности верхнемеловых изверженных пород Омсукчанского района. По И. М. Сперанской, 1963 г.

1 — вулканические породы; 2 — интрузии

19) как в кислых, так и в средних членах ряда; вместе с тем диапазон изменения щелочности пород очень велик («а» колеблется от 5 до 19) в породах с одинаковым значением «в», что является также отличительной особенностью ульинских изверженных пород. Второй характерный признак — повышенное значение параметра «в» в кислых членах, что в сочетании с высокой щелочностью отражает четко выраженную трахитовую тенденцию вулканической серии. Среди основных пород позднемелового возраста большая роль принадлежит гиперстеновым базальтам, тогда как в Центрально-Охотском районе синхронные эффузивы представлены преимущественно гиперстеновыми андезитами и андезито-базальтами. Трахитовая тенденция проявлена и в породах среднего состава, среди которых встречаются трахиандезиты с высокой щелочностью («а» достигает 15—19).

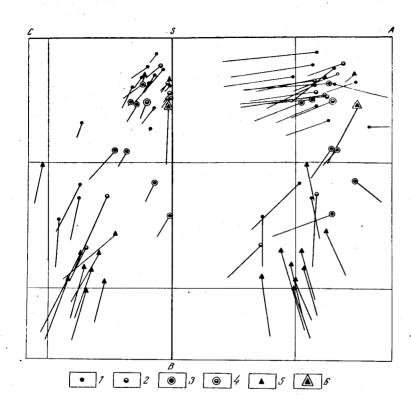


Рис. 20. Петрохимические особенности вулканических пород Центрально-Охотского района. По И. М. Сперанской, 1963 г. 1— липаритовая формация; 2— андезитовая формация; 3—из субвулканических интрузий липаритовой формации; 4—из субвулканических интрузий андезитовой формации; 5—формации платобазальтов; 6—из субвулканических интрузий формации платобазальтов

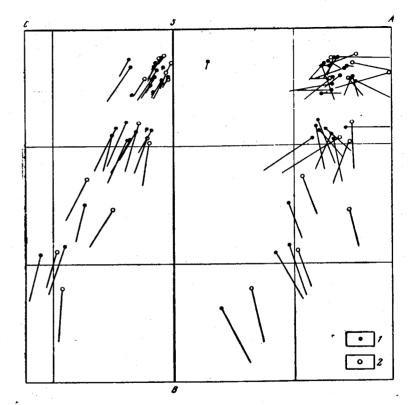
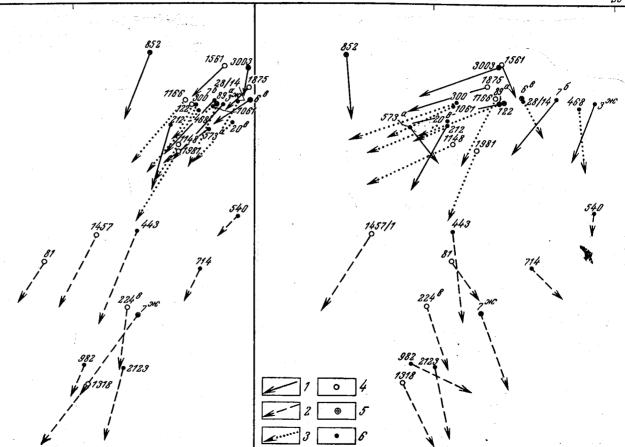


Рис. 21. Петрохимические особенности изверженных пород Охотского массива. По И. М. Сперанской, 1963 г. 1—вулканогенные породы; 2—интрузии



http://jarassie.ra/.

Рис. 22. Петрохимические особенности изверженных пород Ульинского прогиба. По В. Ф. Карпичеву, 1962 г., дополнена В. Т. Шейкашевой, 1957 г.

І — раннепалеогеновый эффузивно-интрузивный комплекс;
 2 — сенон-датский эффузивно-интрузивный комплекс;
 3 — сенонский эффузивно-интрузивный комплекс;
 4 — интрузив;
 6 — покровы

Кислые породы «пересыщены» глиноземом, но выражено это значительно слабее, чем в эффузивах Малтано-Ольского и Хетинского вулканических полей и Омсукчанской впадины. Отмеченные особенности химизма ульинских изверженных пород отражены на диаграмме широким разбросом точек в горизонтальном направлении.

В химическом составе интрузивных пород и сопряженных с ними эффузивов наблюдается, как правило, полная аналогия. Некоторые сравнительные данные, приведенные ниже, иллюстрируют эту законо-

мерность.

1. Гранитоиды Омсукчанского района совершенно однотипны петрохимически с эффузивами (см. рис. 21); в них лишь более резко проявлена трахидолеритовая тенденция, встречаются более основные члены с параметром «в», достигающим 30; «пересыщение» глиноземом достигает максимальной величины и проявляется иногда даже в породах среднего состава. В кислых членах щелочность нормальная («а» преимущественно от 12 до 14), а содержание полевошпатовой извести — низкое («с» в большинстве пород меньше 1 и редко больше 2), что сближает омсукчанские граниты с аляскитовым типом.

- 2. В Центрально-Охотском районе размещены интрузии, составляющие две формации, между которыми наблюдаются существенные петрохимические различия (рис. 23). Формация охотских гранитоидов включает серию пород с нормальным типом дифференциации, причем в габброидах, представляющих наиболее древние интрузии «охотских» массивов, достигает своего максимального проявления главная петрохимическая тенденция этой провинции - резко выраженная известковистость основных членов серии: значение параметра «с» в габбро достигает 15—17, величины, не известной даже в наиболее известковистом типе Тихоокеанской провинции — типе Пеле; соответственно значение параметра «а» снижается до аномально низкой равной 1—2. Помимо этого габброиды характеризуются максимальным среди прочих изверженных пород Охотского побережья значением цветного числа («в» превышает 30). При понижении основности пород постепенно снижается содержание полевошпатовой извести и соответственно возрастает значение параметра «а»; полосы векторов на диаграмме образуют почти прямые линии, относительно полого наклонные к оси SB. Среди кислых членов серии преобладают граниты с относительно высоким содержанием полевошпатовой извести (андезиновые граниты) и низким (менее 12) значением параметра «а»; граниты аляскитового типа редки. Граниты «пересыщены» глиноземом, но выражено это значительно слабее, чем в кислых членах омсукчанской серии. Формация близповерхностных (субвулканических) гранитоидов характеризуется трахидолеритовой тенденцией, и в этом отношении она проявляет отчетливое сходство с гранитоидами Омсукчанского района; эта петрохимическая особенность сближает их также с монцонитоидным рядом синхронных эффузивов игнимбритовой формации, с которыми пространственно ассоциируют субвулканические гранитоиды. Следует отметить, помимо этого, лейкократовый характер членов серии («в» редко превышает 20), относительно низкое содержание полевошпатовой извести (во всей серии) и более высокую общую щелочность с появлением щелочных гранитов в крайних кислых членах серии.
- 3. Гранитоиды, связанные с Ульбейской зоной разломов, совершенно однотипны по химическому составу с рассмотренными выше вулканическими породами этого района (см. рис. 21) и вместе с тем характеризуются такими же петрохимическими особенностями, как и гранитоиды Центрально-Охотского района; отличие в данном случае заклю-

чается лишь в том, что гранитоиды в пределах Охотского массива также, как и эффузивы, беднее глиноземом и в соответствии с этим либо пересыщены известью, либо параметр «а» имеет очень небольшую величину.

Анализ изложенного материала позволяет отметить некоторые черты взаимосвязи между химическим составом изверженных пород и ха-

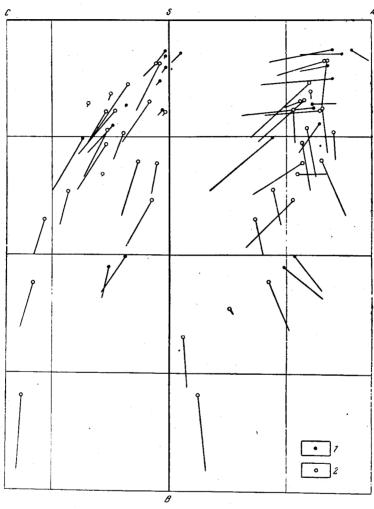


Рис. 23. Петрохимические особенности гранитоидов центральной части Охотского побережья. По И. М. Сперанской, 1963 г. 1— позднемеловые гранитоиды; 2— охотские гранитоиды (ранний мел — начало позднего мела)

рактером геологических структур, в пределах которых проявилась магматическая активность. Изверженные породы андезитово-гранодиоритовой группы формаций связаны преимущественно с крупными зонами глубинных разломов широтного и меридионального направления, расположенными в пределах геологических структур, отличающихся неглубоким залеганием древнего кристаллического фундамента или у их окраин. В Охотском и Омолонском массивах кристаллический фундамент обнажается на дневной поверхности; в прибрежной части Охотского моря он залегает по геофизическим данным на глубине 1—2 км

(Косьминская и др., 1963). По химическому составу горные породы этой группы формаций могут быть выделены под названием охотского петрохимического типа (см. рис. 21 и 23). Кислые мелового возраста изверженные породы, размещенные в Ульбейской зоне разломов, приближаются по главным петрохимическим параметрам к среднему докембрийскому граниту, по Дэли (слабая «пересыщенность» глиноземом, высокая общая железистость и пр.). Можно полагать, что в данном случае в наименьших масштабах проявляется влияние осадочного чехла (этот район характеризуется наиболее высоким положением кристаллического фундамента) на химический состав магматического расплава и, следовательно, на общее направление его дифференциации.

В отличие от этого магматические образования, составляющие липаритово-гранитовую группу формаций, сопряжены преимущественно с структурными элементами складчатого фундамента, испытавшими наиболее длительное и интенсивное прогибание и характеризующимися наибольшими мощностями морских песчано-глинистых (Омсукчанская впадина, Сугойский прогиб). По особенностям химического состава липаритово-гранитовая группа формаций резко отличается от пород, выделенных в охотский петрохимический тип. Главные особенности химизма и общее направление дифференциации расплавов определяются содержанием «избыточного» глинозема. При кристаллизации исходных (основных) и слабо дифференцированных (кислых) расплавов это проявляется в образовании плагиоклазов повышенной основности (в липаритах — андезин до лабрадора в ядрах зональных кристаллов). В связи с этим в цветной части породы преобладает гиперстен, так как весь кальций, который мог бы быть использован при образовании моноклинного пироксена или роговой обманки, связывается с алюминием в основном плагиоклазе. Местное повышение щелочности расплава приводит в этом случае к появлению пород монцонитового ряда. Дифференциация расплавов, обогащенных глиноземом, ведет к образованию кислых (иногда ультракислых) лейкократовых пород аляскитового типа с очень низким содержанием полевошпатовой извести. Общая щелочность пород редко превышает нормальную для пород гранитного ряда; по соотношению калия и натрия резко колеблется, чаще всего в сторону существенного преобладания калия. Кислые члены серии резко «пересыщены» глиноземом. Изверженные породы этой группы формаций выделяются в особый омсукчанский петрохимический тип (см. рис. 19, 20, 22).

В вулканических породах разновозрастных формаций — домеловой, позднемеловой и палеогеновой изучено полуколичественным спектральным методом распределение редких элементов (Сперанская, 1963б). Средние содержания следующих элементов превышают кларковые: галлий, барий, скандий, ванадий и, отчасти, кобальт (за исключением лав палеогена). Содержания циркония, стронция, никеля, хрома и титана обычно ниже кларка. Домеловая базальтоидная толейитовая серия включает наиболее основные богатые кальцием, железом, а в группе щелочей — натрием изверженные породы и характеризуется наиболее низкой степенью дифференцированности лав. Исходная магма обогащена скандием, ванадием, кобальтом, никелем, галлием — элементами, характерными преимущественно для глубоких зон литосферы (по А. Е. Ферсману, 1955). Позднемеловая известково-щелочная (андезито-липаритовая) серия характеризуется глубокой дифференцированностью лав, состав которых меняется от богатых кальцием и глиноземом гиперстеновых андезитов и андезито-базальтов до кислых калиевых липаритов с резко повышенным относительным содержанием железа. В различных членах серии и в породах разной формы зале-13 Зак. 1016

гания наблюдаются повышенные концентрации различных редких элементов, но в целом это преимущественно элементы кислых магм и сульфидных месторождений. Палеогеновая базальтоидная толейитовая серия, связанная с поздними этапами развития складчатой области, существенно отличается от домеловой базальтоидной серии. Исходная магма характеризуется минимальным содержанием кальция, наиболее высокой относительной ролью калия в составе щелочей и является наиболее магнезиальной по сравнению с основными породами юры и позднего мела. Для всей серии характерны высокие концентрации цинка, меди, свинца, олова.

В целом рассматриваемые вулканические образования представляют собой единую известково-щелочную ассоциацию типа промежуточного между Пеле и Иеллоустонским парком (рис. 24) и довольно близкую к меловой — раннепалеогеновой вулканической ассоциации центральных районов Охотского побережья (см. рис. 20). От этой последней вулканические образования Центральной Чукотки отличаются присутствием среди меловых и раннепалеогеновых лав более основных горных пород и более четко выраженной трахидолеритовой тенденцией.

Главной особенностью мелового и раннепалеогенового вулканизма центральной Чукотки является антидромный тип развития вулканических циклов. Причем каждый последующий цикл характеризуется более высокой основностью и щелочностью, чем предыдущий. В этом повышении основности циклов выражается общая антидромная направленность развития вулканических процессов рассматриваемого района (табл. 15). Сумма весового содержания щелочей в вычисленных для каждого цикла средних взвешенных составах остается практически постоянной. Увеличение параметра «а» (щелочности) происходит за

Таблица 15-Средний взвешенный состав вулканических образований Центрально-Чукотского района

Циклы		Первы	ł ,		В	горой	* 444		Третий			
Свита	Алькаквунь- ская	Каленьмуваам- ская	Цикл в целом	Пыкарваам- ская	Вороньинская	Коэквуньская	Цикл в целом	Чаунская серия в целом	Эргываам- ская	Энмываам. ская	Цикл в целом	Внеш- няя- зона в це- лом
$\begin{array}{c} {\rm SiO_2} \\ {\rm TiO_2} \\ {\rm Al_2O_3} \\ {\rm Fe_2O_3} \\ {\rm Fe_2O_3} \\ {\rm FeO} \\ {\rm MnO} \\ {\rm MgO} \\ {\rm CaO} \\ {\rm Na_2O} \\ {\rm K_2O} \\ {\rm F_2O_5} \\ {\rm -H_2O} \\ {\rm CO_2} \\ \end{array}$	75,28 0,18 13,60 1,14 0,31 0,02 0,33 0,92 2,19 3,67 0,03 1,29 0,42 0,38	62,46 0,51 16,77 2,58 2,35 0,07 1,68 4,18 2,63 3,43 0,15 1,26 0,60 0,87	71,15 0,28 14,62 1,61 0,97 0,04 0,76 1,97 2,33 3,70 0,07 1,28 0,48 0,54	69,03 0,31 15,49 1,69 1,01 0,05 0,75 2,15 3,34 3,57 0,13 1,18 0,43 0,12	63,06 0,62 16,52 2,74 1,72 0,09 1,93 4,55 2,69 2,72 0,20 1,48 0,61 0,86	58,21 0,84 16,60 3,00 3,48 0,11 3,63 6,22 2,60 2,59 0,25 0,97 0,91	63,50 0,58 16,08 2,49 2,18 0,08 2,17 4,23 2,93 3,04 0,18 1,12 0,67 0,23	69,00 0,37 15,02 1,82 1,29 0,05 1,14 2,58 2,49 3,44 0,09 1,47 0,53 0,45	69,65 0,32 15,55 1,66 0,97 0,08 0,64 2,15 3,75 3,59 0,07 0,91 0,47 0,16	50,64 1,09 17,76 3,51 5,07 0,16 6,51 3,02 1,83 0,53 1,54 0,60 0,22	62,40 0,61 16,40 2,40 2,54 0,11 2,90 4,08 3,46 2,91 0,25 1,15 0,52 0,18	69,00 0,37 15,02 1,82 1,29 0,05 1,14 2,58 2,49 3,44 0,09 1,47 0,53 0,45
Σ	99,76	99,54	99,80	9 9, 25	9 9,7 9	99,55	9 9,4 8	99,74	99,97	99,69	99,91	99,74
П. п. п.	2,10	3,26	2,48	1,73	2,70	1,87	1,91	2,32	1,55	1,94	1,70	2,32

счет уменьшения K_2O и одновременного увеличения Na_2O . Это явление очень четко выступает при сравнении параметра «n», вычисленного для среднего взвешенного состава вулканических свит. Например, относи-

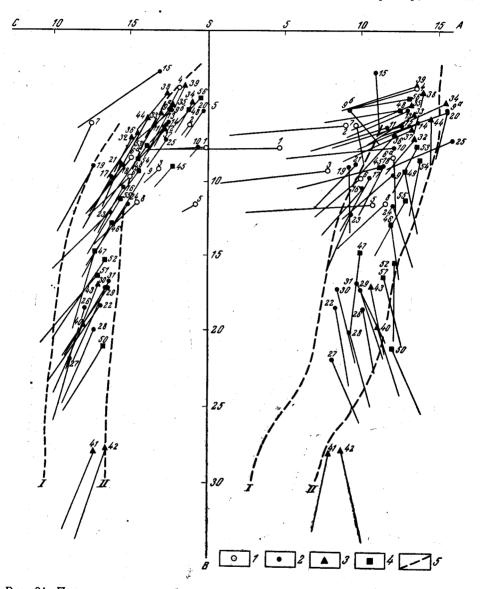


Рис. 24. Петрохимические особенности меловых и нижнепалеогеновых вулканических пород Центрально-Чукотского района 1—3—покровные образования (1— первого цикла, 2— второго цикла, 3— третьего цикла); 4—субвулканические интрузии; 5—средние линии для роя векторов новейших вулканических ассоциаций, по А. Н. Заварицкому (1— тип Пеле, ІІ—тип Иелоустонского парка). Цифры на диаграмме: вулканические покровы алькаквуньской (1—5), каленьмуваамской (6а, 6—8), лыкарваамской (9а, 96, 9—14), вороньинской (15—19), коэквуньской (20—31), эргываамской (32—39) и энмываамской (40—44) свит; субвулканические интрузии алькаквуньской (45), каленьмуваамской (46, 47), пыкарваамской (48), вороньинской (49), коэквуньской (50—55) и эргываамской (56) свит

тельное атомное количество натрия в каленьмуваамской свите среднего состава, заканчивающей первый цикл вулканизма, значительно меньше, чем в пыкарваамской свите кислого состава, которой начинается второй цикл; в коэквуньской свите среднего состава (конец второго

цикла) оно примерно такое же, как в эргываамской свите кислого состава (начало третьего цикла).

В закономерном увеличении роли натрия в меловых и раннепалеогеновых эффузивах снизу вверх по разрезу заключается главное отличие эволюции химизма Центрально-Чукотской части вулканического пояса от районов Охотского побережья. Это, по-видимому, находится в связи с закономерным смещением вулканических процессов Центрально-Чукотского района с течением времени в сторону Анадырско-Корякского района, где неогеновые и антропогеновые наземные эффузивы обладают еще более высоким относительным содержанием натрия (средние значения характеристики «п» в липаритах 70,0, в андезитах 82,4, в андезито-базальтах и базальтах 84,9).

Эффузивы Центрально-Чукотского района сильно пересыщены глиноземом. Слабое пересыщение известью обнаружено лишь в средних взвешенных составах коэквуньской и энмываамской свит. В целом средний взвешенный состав эффузивов внешних зон Центрально-Чукотского района приближается к среднему дациту (по Дэли), отличаясь от последнего сильной пересыщенностью глиноземом, несколько пониженной щелочностью и несколько пониженным же содержанием полевошпатовой извести; против среднего дацита повышены параметры

«в» и «п».

ОХОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Первые сведения о магматизме территории бассейна Анадыря мы находим в работе П. И. Полевого (1915). Двадцать лет спустя описание Усть-Бельского гипербазитового массива было дано А. И. Скляром (1935); в это же время Б. Н. Елисеев (1936) установил ультраосновные породы в Пекульнейских горах, а также описал зеленокаменноизмененные эффузивно-туфовые породы верхнеюрского возраста. Среди эффузивов он выделял спилиты, диабазовые порфириты, в ассоциации с последними были отмечены также яшмы. Б. В. Хватов (1933 г.), изучая геологию побережья Пенжинской губы, отметил здесь наличие ультраосновных пород. И. Г. Николаев (1937), М. Г. Бакова (1937) и Д. М. Колосов (1937), исследуя центральную часть Корякского нагорья, описывают верхнемеловые вулканогенные образования с силицитами, которые выделяются ими в ватынскую свиту мезозойского возраста. Были описаны также и ультраосновные породы, пространственно приуроченные к ватынской серии.

Планомерное изучение Корякского нагорья и Пенжинского кряжа началось в 1947 г. Пенжинской экспедицией геологоразведочного управления Дальстроя под руководством В. А. Титова. Вопросы магматизма этого региона нашли свое освещение в работах П. Г. Туганова, А. Д. Рыбаковой, А. И. Пулькиной, М. Н. Кожемяко, А. Г. Погожева, А. П. Шпетного, а в последние годы Т. В. Тарасенко, Б. В. Лопатина, А. А. Коляды, Ю. Г. Егорова, Л. А. Анкудинова, В. А. Титова и др.

На протяжении ряда лет (1953—1955 гг.) магматизм Пенжинского кряжа изучался А. Ф. Михайловым, Н. М. Янчук и И. Е. Заединовой. По итогам этих работ были составлены отчеты и опубликован ряд статей.

Усть-Бельский гипербазитовый массив подробно изучался

Г. Г. Кайгородцевым (1947 г.).

С 1955 г. начинается планомерное геологическое изучение территории бассейна р. Анадырь. Геологами Г. Г. Кайгородцевым (1955, 1958, 1959, 19616, 1962 г.), М. В. Филимоновым (1958—1960 гг.), Г. И. Агальцовым (1960—1), В. Г. Кальяновым (1960—1961 гг.),

В. Ф. Белым (1959—1960 гг.) и другими получена главная масса материалов, касающихся магматизма Пекульнейских и Майнских гор. В 1957 г. Г. Кайгородцевым сделана сводка о гипербазитовых интрузиях Анадырского района. Магматизм северо-восточной части Корякского нагорья изучался геологами НИИГА (Б. Х. Егиазаров, И. М. Русаков, Г. А. Закржевский, А. В. Дитмар и др.). Результаты исследований изложены в отчетах и опубликованы в ряде статей. В 1960 г. М. В. Богидаевой, В. Т. Матвеенко по материалам многочисленного коллектива исследователей была опубликована работа «Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района», в которой сведены все данные по магматизму этого региона.

Вулканические породы

Меловые кремнисто-вулканогенные формации представляют собой характерный элемент геологического строения Корякского нагорья и бассейна р. Анадыря. Лавы основного и редко кислого состава, а также смешанные и основные туфы являются составными частями таких раннемеловых свит и толщ, как пекульнейвеемская (хр. Пекульней), койвэрэланская (бассейн р. Великой), кингивеемская (Пенжинский кряж). Эти породы имеются, по-видимому, и в пекульнейской серии на севере Корякского нагорья. Большое участие они принимают и в строении позднемеловой ватынской серии, мукарылянской толщи и других свит и толщ юго-западной части Корякского нагорья.

Продукты раннемелового магматизма в пределах описываемой территории устанавливаются в хр. Пекульней, Майнских горах, в Пенженском кряже, в районе Маметчинского полуострова и на восточном побережье п-ова Тайгонос. С несомненностью они установлены в бассейне р. Койвэрэлан (бассейн р. Великой) и, по-видимому, широко были развиты по северным склонам Корякского нагорья в бассейнах рек Тамватвеем, Чирынай, в районе озер Майниц и Пекульнейского. Меньше данных имеется относительно проявлений раннемелового магматизма в бассейнах рек Хатырки и Пикасьваам. Позднемеловой магматизм наиболее широкое развитие получил в юго-восточной части Корякского нагорья. Основные поля лав и туфов верхнемелового возраста развиты в бассейнах рек Ватыны, Апуки, Пахачи и Вывенки. Устанавливаются они и на правобережье р. Пальматкиной в бассейнах рек Ваеги и Березовой, впадающей в оз. Красное.

Рассматриваемые формации характеризуются следующим составом эффузивов: диабазы, диабазовые порфириты, спилиты и вариолиты, кварцевые альбитофиры и редко альбитофиры. Очень редко встречаются лавы андезитового и более кислого состава. Местами в разрезе в большом количестве появляются кристаллолитокластические туфы смешанного и реже основного состава. Среди туфов преобладают псаммитовые разности, хотя в отдельных случаях господствующее положение приобретают агломератовые туфы. Типичными для этих вулканогенных толщ являются сургучные яшмы и радиоляриты, которые почти всегда сопутствуют лавам спилитов и диабазов, изредка они встречаются среди туфов. Химический состав вулканогенных пород приводится в табл. 16.

Для раннемеловых кремнисто-вулканогенных образований, развитых в хр. Пекульней, подмечено, что главная масса туфовых пород располагается в нижней части разреза. Кое-где среди туфов залегают спилиты и диабазовые порфириты мощностью до нескольких десятков метров. В средней части разреза наблюдается пятисотметровая толща шаровых лав спилитов и вариолитов, среди которых встречаются так-

Таблица 16 Химический состав меловых эффузивных пород Корякского нагорья

Компоненты	Пенжинский кряж	Хр. Пе	екульней	Бассейн р. Ваеги		
Компоненты	Спилит	Спилит	Диабаз	Диабаз	Спилит	
SiO_{2} TiO_{2} $Al_{2}O_{3}$ $Cr_{2}O_{3}$ $Fe_{2}O_{3}$ FeO MnO MgO CaO $Na_{2}O$ $K_{2}O$ $+H_{2}O$ $-H_{2}O$ $P_{2}O_{5}$ CO_{2}	44,08 0,90 17,66 0,06 4,01 3,87 0,14 4,85 15,32 3,18 0,31 1,45 1,15 0,07 3,18	47,84 2,19 14,19 — 6,35 4,48 0,13 5,59 8,62 3,43 1,42 2,82 1,08 0,33 1,32	43,58 1,66 18,01 	41,61 0,70 22,15 - 2,70 6,90 0,16 9,28 8,88 2,57 0,61 3,31 0,52 0,06 0,12	54,34 0,45 18,42 	
Σ	100,23	9 9,79	92,06	99,57	99,61	

же редкие прослои кристаллолитокластических туфов основного состава. Этой же толще подчинена главная масса пластов и пропластков яшм и радиоляритов. Толща лав образует неширокую полосу, вытянутую в северо-северо-восточном направлении; поэтому можно предполагать, что излияния спилитов и вариолитов имели трещинный характер. Период преобладающих излияний сменился вновь накоплением пирокластических образований и терригенных пород. В Майнских горах и в других местах туфы и лавы иначе расположены в разрезе и имеют иные количественные соотношения друг с другом, что указывает на довольно сложные условия формирования кремнисто-вулканогенных толщ. По-видимому, наряду с подводными излияниями лав, местами вокруг архипелагов островов происходило накопление грубообломочных пирокластов. Характерной особенностью раннемеловых вулканогенных пород является их зеленокаменное изменение.

Пространственно с кремнисто-вулканогенными породами почти всегда связаны интрузии гипербазитов и габброидов, образуя совместно с вмещающими их породами раннемеловую офиолитовую формацию. Излияния лав и выбросы пирокластических продуктов в позднемеловую эпоху по времени связаны с накоплением пород ватынской серии в юго-восточной части Корякского нагорья и ее аналогов в других местах. Эффузивы представлены преимущественно лавами основного и реже среднего состава и соответствующими туфами, которые нередко содержат линзы и пласты яшмоидов и иногда пелитоморфных известняков. Покровы диабазов, спилитов, реже андезитовых порфиритов имеют мощность от нескольких метров до 50-60 м, иногда до 100 м. К позднемеловой кремнисто-вулканогенной формации, как правило, пространственно приурочены интрузии ультраосновных и основных пород, что в совокупности составляет вторую (позднемеловую) группу офиолитовых формаций. Как и для раннемеловых, для позднемеловых вулканогенных пород характерно их зеленокаменное изменение.

Спилиты — наиболее характерные породы среди меловых вулканитов Корякского нагорья — они обычно обладают глыбовой или шаровой и подушечной отдельностью. Окрашены чаще всего в бурые или лилово-серые и реже зеленоватые цвета. Для спилитов характерна апоинтерсертальная структура, обусловленная наличием лейст альбита, промежутки между которыми заполнены хлоритом. Встречаются, кроме того, пренит, карбонат, цоизит и иголочки актинолита, нередки также мелкие зерна моноклинного пироксена. Большинство спилитов являются миндалекаменными породами. Миндалины обычно выполнены карбонатом и хлоритом. Совместно со спилитами часто встречаются вариолиты, которые имеют сноповидную или метельчатую структуры.

Диабазы являются массивными мелкозернистыми до афанитовых породами, иногда с мелкими порфировыми выделениями. Цвет их чаще всего зеленовато-серый, темно-серый. Текстура пород часто миндалекаменная; структура — интерсертальная, офитовая, пойкилоофитовая, реже порфировая. В составе преобладает плагиоклаз (лабрадор) в виделейст или более крупных порфировых выделений, он обычно альбитизирован или соссюритизирован. В промежутках между лейстами плагиоклаза наблюдается моноклинный пироксен (авгит, титан-авгит), рудный минерал и хлорит, представляющий продукт девитрификации стекла; хлорит развивается также по пироксену. Встречаются эпидот, альбит, пренит, карбонат. Миндалины выполнены обычно карбонатом или карбонатом, хлоритом и цеолитом.

Кислые разновидности эффузивов представлены кварцевыми альбитофирами, которые, возможно, залегают не только в виде потоков, но и в виде пластовых залежей и даек небольшой мощности. Кварцевые альбитофиры имеют порфировую структуру, при микроклитовом и аллотриоморфнозернистом строении основной массы. Как в порфировых выделениях, так и в основной массе в составе породы преобладает альбит. В основной массе, кроме того, присутствует кварц, хлорит, иногда эпидот. В порфировых выделениях наряду с альбитом встречается биотит и амфибол. Редкие миндалины выполнены халцедоном и хлоритом. Палеотипные андезиты, свойственные в большей мере позднемеловым образованиям, представляют собой зеленые и темно-серые породы массивной и миндалекаменной текстуры. Структура основной массы обычно гиалопилитовая и пилотакситовая. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, зерен пироксена и стекла. Стекло в большинстве случаев замещено хлоритом. Миндалины выполнены кварцем, хлоритом и халцедоном. Хлорит часто развивается по пироксену, амфиболу и биотиту. Андезиты и андезитовые порфириты, так же как и другие эффузивы, изменены. По-видимому, альбитофиры и кварцевые альбитофиры образовались при метаморфизме андезитов. Зеленокаменное изменение (образование спилитов, альбитофиров, альбитизация, хлоритизация, эпидотизация пород, иногда развитие в них актинолита) захватывает не только лавы, но и туфы и местами терригенные породы. Например, в бассейне р. Ваеги наблюдались значительные участки альбитизированных алевролитов и туффитов.

Иной характер метаморфизма проявляется в зонах разломов в раннемеловых кремнисто-вулканогенных толщах. Наиболее полно эти процессы выражены в хр. Пекульней, хотя отмечаются и в Майнских горах и в бассейне р. Ваеги. В Пекульнейском хребте метаморфические породы вытягиваются в виде зон шириной от сотен метров до 2 км и протяжением до десяти километров. Зоны приразломного метаморфизма являются в большинстве своем секущими по отношению к стратиграфическим горизонтам. В них распространены филлиты, кварцевослюдяные, альбито-кварцевые, альбито-карбонатные, гранато-слюдяные, кварцево-альбито-хлоритовые, альбит-хлорит-цоизитовые, альбит-эпидотово-актинолитовые сланцы. Встречаются эпидот-глаукофановые и лавсонит-глаукофановые сланцы. За счет основных и ультраосновных пород образуются амфиболиты, серпентин-тремолитовые (актинолитовые) и серпентин-хлоритовые сланцы. Наряду с этими породами зеленосланцевой фации метаморфизма в хр. Пекульней встречены пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, а также метаморфические породы типа гранатовых пироксенитов, близкие по химизму и минеральному составу к эклогитам, что указывает на существование местных очень высоких давлений при метаморфизме.

Ультраосновные интрузии

В Охотской складчатой области выделяются следующие зоны распространения гипербазитов: Пекульнейская, Усть-Бельская, Понтонейская, Таловская, Маметчинская, Валижгенская, Тайгоносская, Великореченская, Хатырская * и Вывенская. По представлениям автора очерка (1955), последние три зоны составляют Восточно-Камчатский, а остальные — Западно-Камчатский гипербазитовые пояса.

Пекульнейская зона изучена слабо, здесь известен ряд мелких массивов, сложенных габброидами, реже встречаются перидотиты и пироксениты и еще реже горнблендиты. Судя по резкому преобладанию габброидов над гипербазитами, последние являются, по-видимому, дифференциатами базальтовой магмы. Вмещающие породы представлены спилитами, диабазовыми порфиритами и яшмами валанжин-

ского возраста.

Усть-Бельская зона представлена крупным Усть-Бельским массивом общей площадью $1250~\kappa m^2$; к юго-западу от него располагается Эльденырский массив, размером $15\times 8~\kappa m$, и ряд более мелких тел общей площадью $25~\kappa m^2$. В главной своей массе эти массивы сложены гарцбургитами и лерцолитами, в подчиненном количестве встречаются дуниты и пироксениты. Средний состав ультраосновных пород по восьми имеющимся анализам (табл. 17) очень близок к среднему составу саксонита, по Дэли. Характерно отношение $\frac{Mg}{Fe}$ в гипербазитах Усть-Бельского массива, которое в среднем равно 8,7.

Габброиды среди гипербазитов этой зоны образуют сравнительно небольшие тела. В южной части Усть-Бельского массива габбро сла-

гают площадь около 150 км².

Гипербазиты Усть-Бельской зоны прорывают отложения валанжина. Верхняя граница гипербазитов устанавливается по нахождению в конгломератах и песчаниках сенонского возраста гальки серпентинитов и хромшпинели. Габбро прорывают гипербазиты Усть-Бельского массива; нижняя граница их не ясна.

Понтонейская зона характеризуется основными и ультраосновными породами, приуроченными к горстообразному Ганычаланскому выступу палеозоя, обнажающемуся между реками Таловкой и Белой; далее на северо-восток, в бассейне р. Пальматкиной, эти породы встречаются спорадически. Интрузивные породы Понтонейских гор

^{*} Гипербазиты Хатырской зоны Б. Х. Егиазаровым и И. М. Русаковым (1957, 1960) рассматриваются как позднепалеозойские и описаны в соответствующем очерке тома. Однако их возраст пересматривается и уже в настоящее время имеются данные о том, что эти интрузии могут быть и мезозойскими: в кремнисто-вулканогенной толще, вмещающей гипербазитовые тела, собрана мезозойская радиоляриевая фауна; установлено, что палеозойская фауна содержится только в известняках, заключенных в кремнисто-вулканогенной толще, возможно, в виде экзотических глыб или клиппенов.

Таблица 17 Средний химический состав ультраосновных пород

**	Усть-Бельский массив	Таловская зона	Маметчин- ская зона		Великореч		
Компонен- ты				Валижген- ская зона	Мало- Научиры- найский массив	Мелкие тела	Вывенская зона
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Cr ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O - H ₂ O	39,20 0,09 1,61 0,37 3,60 5,21 0,13 41,20 0,80 0,14 0,13 6,64 0,81	40,39 0,09 1,84 0,60 3,75 2,50 0,09 34,50 0,45 0,17 0,10 10,20 1,27	37,89 0,06 2,81 0,24 6,02 4,59 0,11 28,66 1,03 0,57 0,23 15,90 1,31	41,98 0,03 1,35 0,60 4,65 3,65 0,13 36,76 0,76 0,22 0,07 8,95 0,71	36,35 0,21 4,10 0,03 9,60 8,78 0,25 30,13 2,24 0,19 0,05 7,56* 0,31	36,87 Сл. 2,29 — 4,07 2,52 0,21 37,22 1,18 0,13 0,07 14,43*	42,55 0,24 2,68 0,25 5,80 5,99 0,17 28,51 8,45 Сл. Сл. 4,21 0,5
Σ	99,93	95 ,9 5	99,42	99,86	99,80	98, 9 9	99,35

^{*} П.п.п.

представлены преимущественно габбро, гипербазиты наблюдаются в резко подчиненном количестве. Форма их залегания очень сложная. Это крупные дайкообразные тела, иногда прихотливо изгибающиеся. Вытянуты они в северо-восточном направлении и прослеживаются в некоторых случаях на протяжении почти 30 км. Дайки приурочены чаще всего к крыльям антиклинальных складок, реже к ядрам. Гипербазиты секут габбро. Площадь, занятая гипербазитами, близка к $15 \, \text{км}^2$, габбро занимают около $80 \, \text{кm}^2$.

Габбро и перидотиты прорывают и метаморфизуют породы девонского и нижнепермского возраста. В то же время галька габброидов, обломки серпентинитов и хромшпинелидов встречаются в песчаниках и конгломератах коньяк-сантонского возраста. Очевидно, возраст основных и ультраосновных пород Понтонейской зоны древнее сенонского века.

Гипербазиты Понтонейской зоны представлены сильно серпентинизированными перидотитами, нередко полевошпатовыми. Состав их охарактеризован средними данными из трех полных анализов. Приведенные в табл. 17 данные приближаются к среднему типу верлита, по Дэли. Отношение $\frac{Mg}{Fe}$ в гипербазитах Понтонейской зоны равно 3,8.

Габбро этой зоны в главной своей массе соссюритовое. Вблизи контакта габбро с палеозойскими породами Ганычаланских гор залегают глаукофановые и глаукофаново-лавсонитовые породы.

Таловская зона кулисообразно причленяется с юго-запада к Понтонейской зоне. Гипербазиты этой зоны прослеживаются на протяжении 110—115 км. В ней выделяются такие массивы, как, например, Энычаваямский, в центре — Куюльский и на крайнем юго-западе — Пакловаямский.

Энычаваямский массив расположен на водоразделе рек Б. Упупкин и Энычаваям, площадь его $27~\kappa m^2$. В плане имеет каплевидную форму, вытянут в северо-восточном направлении и осложнен системой

крупных разломов северо-восточного и субширотного направлений. В северо-восточной части массива гипербазиты перекрываются андезитобазальтами, по-видимому, неогенового возраста.

Куюльский массив — один из самых крупных на рассматриваемой территории, расположен в центральной части Таловских гор, имеет очень сложную форму, приближающуюся, по мнению автора, к фако-

литу гигантского размера.

На юго-запад от Куюльского массива установлено пять разобщенных интрузивных тел гипербазитов. Наиболее крупное из них представлено Пакловаямским массивом, вытянутым с юго-запада на северо-восток на 8 км. Параллельно северо-западному контакту Куюльского массива, на водоразделе речек Лекасын и Мя-Лекасын прослеживается дайкообразное тело гипербазитов, представленное несколькими разобщенными выходами, приуроченными к ядру небольшой антиклинальной складки северо-восточного простирания, осложненной крупным разломом.

Гипербазиты прорывают и метаморфизуют толщу кремнисто-вулканогенных пород кингивеемской свиты, галька их встречена в конгломератах, залегающих в основании айнынской серии, возраст которой определяется баррем-альбом. Это позволяет предполагать, что внедрение гипербазитов произошло в отрезок времени после валанжина, но

до начала формирования базальных слоев айнынской серии.

Главная масса ультраосновных пород, слагающих зону Таловских гор, представлена перидотитами, в значительной степени серпентинизированными. Среди неизмененных гипербазитов преобладают гарцбургиты, реже встречаются лерцолиты и верлиты, еще реже дуниты и пироксениты. Дуниты в большинстве случаев почти нацело серпентинизированы. Химический состав ультраосновных пород зоны Таловских гор, вычисленный по среднему из 14 анализов различных типов пород описываемой зоны (см. табл. 17), близок к среднему типу лерцолита, по Дэли. Отношение Mg/Fe в гипербазитах зоны Таловских гор равно 10,6.

Характерны часто встречающиеся среди выходов гипербазитов свалы крупных глыб хромшпинели, главным образом сложенные хромпикотитом, значительно реже пикрохромитом. Развалы гнезд и жил габбро-пегматитов, типичных для Таловской зоны, обычно не выходят за пределы интрузивных тел гипербазитов. Гидротермальные образования представлены жилами серпофита, ксонотлита, пектолита, кальцита и кварца с сульфидами. Жилы пектолита местами содержат кварц и халькозин.

Габбро и плагиограниты встречаются в резко подчиненном количестве по отношению к гипербазитам. Более или менее крупные выходы их обычно приурочены к контакту ультраосновных пород с зеленокаменным комплексом пород кингивеемской свиты.

Маметчинская зона. На Маметчинском полуострове гипербазиты слагают интрузивное тело, дугообразно изогнутое и вытянутое в субмеридиональном направлении. По длинной оси оно вытянуто на 17 κm , максимальная ширина достигает 2,7 κm , общая площадь около $19 \ \kappa m^2$.

Лежачий бок гипербазитовой интрузии Маметчинского полуострова наклонен на северо-запад 320° под углом 75°. Интрузия рассекает вмещающие породы под острым углом к напластованию. Осадочные породы наклонены в ту же сторону, но более полого. В висячем боку породы интрузии контактируют с песчаниками и алевролитами, содержащими остатки белемнитов верхнеюрского облика. Контакт интрузивный, направление его почти согласное с напластованием осадочных

пород. Интрузивная залежь вдоль лежачего бока сечется крупным разломом, о чем свидетельствуют широко распространенные брекчии трения. На небольшом участке наблюдаются более или менее монолитные апогарцбургитовые серпентиниты, рассеченные многочисленными

трещинами в различных направлениях.

Гипербазиты представлены главным образом апоперидотитовыми серпентинитами. Судя по часто встречающимся пластинкам бастита, первичными породами были перидотиты типа гарцбургитов. Обращает на себя внимание примерно равное соотношение оливина с пироксенами, причем ромбический пироксен в 10 раз преобладает над моноклинным. Химический состав их охарактеризован двумя силикатными анализами (в табл. 17 приведены средние цифры) и соответствует перидотиту. Для гипербазитов Маметчинского полуострова характерно низкое отношение $\frac{Mg}{Fe}$, которое в среднем равно 5,1. Встреченное в описываемой зоне брекчированное диаллаговое габбро сильно изменено вторичными процессами, что выражается в развитии по плагиоклазу пренита и бесцветного слабо двупреломляющего хлорита. Нижняя возрастная граница гипербазитов Маметчинского полуострова является посткелловейской. На противоположной стороне Пенжинской губы, на п-ве Елистратова, располагается дайкообразное тело гипербазитов, аналогичное по строению и составу интрузии Маметчинского полуострова. Вмещающей средой для этой интрузии являются вулканогенные породы, представленные спилитами и диабазами.

Валижгенская зона приурочена к Валижгенскому поперечному антиклинальному поднятию, которое имеет северо-западное простирание и осложнено крупными разрывными нарушениями. Гипербазиты этой зоны от других интрузий отличаются преимущественно пластовым характером залегания. В Валижгенском поднятии гипербазиты образуют покров с четко выраженным ритмическим строением. Начало ритма характеризуется образованием брекчированных перидотитов, на них залегают гипербазитовые брекчии с обломками различных пород, заканчивается ритм отложением серпентинитовых песчаников. Такая смена пород наблюдается до 10 раз.

В брекчированных перидотитах размеры глыб нередко достигают нескольких метров в поперечнике. Поверхность глыб и более мелких обломков перидотитов часто округлая, скорлуповатая. При микроскопическом изучении брекчированных перидотитов устанавливаются слабо серпентинизированные обломки гарцбургитов, реже лерцолитов. Таблитчатые кристаллы ромбического пироксена придают этим обломкам порфировидное строение; главная масса породы сложена более мелкими или вытянутыми иногда раздробленными зернами оливина, нередко с отчетливыми двойниками давления. Цементирующая часть породы сложена серпентином. Все это позволяет считать описываемые породы

брекчиями дробления.

В составе вышележащих брекчий главную роль играют обломки апоперидотитовых серпентинитов, в подчиненном количестве встречаются обломки габбро, роговообманкового порфирита, диабаза, спилита, амфиболита, алевролита, слюдисто-глинистого сланца, мраморизованного известняка и песчанистого известняка. Обломки минералов представлены серпентином, хромшпинелью, моноклинным и ромбическим пироксенами, очень редко оливином и роговой обманкой. Цемент в гипербазитовых брекчиях количественно подчинен обломочному материалу.

В висячем боку гипербазитовых брекчий отмечается постепенное уменьшение крупности обломков, переход в гравелитовые брекчии, которые в свою очередь постепенно переходят в слоистые серпентинито-

вые песчаники. В гравелитовых брекчиях и серпентинитовых песчаниках встречаются обломки раковин устриц, иноцерамоподобных пелеци-

под и другие органические остатки.

Кроме покровов гипербазитов, в Валижгенском поднятии встречаются секущие дайкообразные тела, сложенные также брекчированными перидотитами. Эти образования находятся обычно в тесной взаимосвязи с покровами гипербазитов, но иногда эта связь не устанавливается. Интересный выход гипербазитов наблюдался в среднем течении р. Горелой, против устья руч. Теплого, где на протяжении 225 м прослеживается интрузивное тело с вертикальными контактами. Северо-западная контактовая плоскость вначале имеет крутое падение, затем выполаживается, приобретая в общем почти горизонтальное положение. Контактовая поверхность неровная, совершенно отчетливо отмечается размыв подстилающих гипербазиты туфобрекчий апт-альбского (?) возраста, но слоистость последних примерно соответствует контактовой плоскости. В плане выход гипербазита имеет удлиненную форму и вытянут с севера на юг на 1200-1300 м, максимальная ширина его достигает 600-700 м, горизонтально лежащая часть тела гипербазита имеет максимальную мощность 60-70 м. Перидотиты, слагающие этот выход, обычно сильно трещиноваты, только в юго-западной части выхода, где, по-видимому, находится корень гипербазитового тела, имеются участки, сложенные монолитным перидотитом.

Главная масса изверженных пород Валижгенского поднятия представлена перидотитами, в значительной степени серпентинизированными. При этом среди перидотитов резко преобладают гарцбургиты. Лерцолиты встречаются в подчиненном количеетве. Пироксениты образуют маломощные дайки и шлирообразные выделения. Встречено одно гнездо хромшпинелидов, очень часто встречаются поля и зоны, сложенные хризотил-асбестом. Эта характерная особенность гипербазитов Валижгенского поднятия отличает их от гипербазитов остальной части Западно-Камчатского пояса. Средний химический ультраосновных состав пород Валижгенской зоны (см. табл. 17, среднее из 8 анализов) близок к среднему составу саксонита, по Дэли, однако в нормативном пересчете отличается от него относительно низким содержанием молекулы оливина и высоким содержанием молекулы ромбического пироксена. Весьма характерно отношение Mg/Fe, которое в среднем для гиперба-

зитов Валижгенской зоны равно 7,9.

Кроме перидотитов и пироксенитов, в описываемой зоне встречаются габбро и плагиограниты, которые занимают резко подчиненное положение по отношению к гипербазитам. Общая площадь гипербазитов Валижгенского поднятия достигает 64,5 км², площадь выходов габбро 6,6 км².

Условия залегания перидотитовых брекчий в Валижгенском подня-

тии указывают на эффузивный генезис этих пород.

Гипербазиты описываемой зоны слагают главным образом покровы, во всех случаях ассоциирующиеся с нижней частью разреза нижнемеловых отложений. В. П. Похиалайнен обнаружил обломки гипербазитов в основании айнынской серии апт-альбского возраста. По этим данным время формирования гипербазитов следует относить к середине раннего мела.

Тайгоносская зона изучена очень слабо. Небольшие выходы гипербазитов известны по юго-восточному побережью Тайгоноса, на

п-ве Елистратова.

Великореченская зона представлена группой интрузивных тел, расположенных на левобережье р. Великой в среднем ее течении. Интрузивы вытянуты в виде цепочки северо-восточного направления.

Наиболее крупным здесь является Тамватнэйский массив длиной до 36 км при максимальной ширине 10 км; площадь его, по Γ . А. Закржевскому, равна 265 км². Форма интрузивного тела соответствует, повидимому, факолиту или крупной линзообразной залежи. Массив приурочен к крупной синклинальной складке. Южный контакт его неровный, прихотливо изгибающийся, отмечаются апофизы во вмещающих породах. Северный контакт более ровный, развитые здесь верхнемеловые породы контактируют с гипербазитами вдоль крупного разлома. Сложен Тамватнэйский массив перидотитами и серпентинитами; относительно небольшую площадь занимает габбро (около 8 км²).

Массив Мало-Научирынайский находится к юго-востоку от Тамватнэйского массива, на водоразделе рек Тамватвеем и Малый Научирынай. Длина его 20 км, площадь достигает 70 км². Массив сложен габбро, но в центральной части встречаются гипербазиты, представленные лерцолитами. Состав их характеризуется средними данными, полученными из двух химических анализов (см. табл. 17). По составу эти породы занимают промежуточное положение между саксонитами и лерцолитами, по Дэли. Характерной особенностью ультраосновных пород Мало-Научирынайского массива является очень низкое отношение Ев (в среднем равно 2,4), а также повышенное содержание TiO₂, равное 0.21. Все это позволяет отнести ультраосновные породы описываемого

массива к продуктам дифференциации базальтовой магмы.

На юго-восток от Мало-Научирынайского массива располагается несколько мелких интрузивных тел гипербазитов, вытянутых в северовосточном направлении на протяжении 65-70 км. В плане они имеют овальную форму до 10 км длиной, максимальная площадь отдельных тел достигает 5 κm^2 ; общая площадь их равна 32 κm^2 . Гипербазиты этой группы слагают мелкие штокообразные и пологозалегающие тела линзообразной формы, а также дайки. В главной своей массе ультраосновные породы представлены перидотитами и реже дунитами. Состав их характеризуется средним из двух анализов (см. табл. 17). Ультраосновные породы описываемой группы интрузивных тел близки к саксониту по Дэли. Привлекает внимание большое отношение $\frac{Mg}{Fe}$ 10,5 (среднее из двух анализов), а также почти полное отсутствие титана. Ультраосновные породы относятся, по-видимому, к производным перидотитовой магмы.

Далее на юго-восток прослеживается еще одна группа мелких интрузивных тел, также вытянутых в северо-восточном направлении. Сложены они главным образом габбро, редко встречаются мелкие дайкооб-

разные тела, сложенные гипербазитами.

Возраст ультраосновных пород Великореченской зоны геологами НИИГА определяется как верхнепалеозойский — нижнемезозойский на основании того, что они залегают среди спилитов, яшмо-кварцитов и туфов, возраст которых, по аналогии с Хатырским районом, устанавливается в пределах среднего карбона — нижней перми. В бассейне же р. Тэпэнэн дайки гипербазитов рассекают толщу кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и конгломератов, содержащих валанжинские ауцеллы.

Вывенская зона. Гипербазитовые интрузии зоны изучались гео-С. Ф. Машковцевым, П. В. Чуриным, Ю. В. Макаровым, П. Г. Тугановым, А. Г. Погожевым, Ю. Г. Егоровым, Б. В. Лопатиным и др. Гипербазиты Вывенской зоны прорывают кремнисто-вулканогеновые образования ватынской серии верхнего мела (по-видимому, верхний сенон) и слагают дайки и небольшие массивы (до 30 км²). Работами А. Г. Погожева и Б. В. Лопатина выявлены интрузивные тела лополитообразной формы (рис. 25).

Сложены они габбро, габбро-пироксенитами, пироксенитами, перидотитами и дунитами. В ряде случаев описываются лополиты, сложенные как основными, так и ультраосновными породами, причем послед-

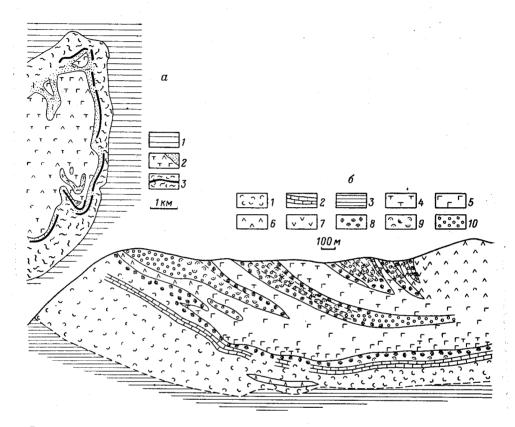


Рис. 25. Условия залегания ультраосновных пород в северо-восточной части Верхне-Имланской интрузии. По Б. В. Лопатину, 1957 г.

а) схематическая геологическая карта: 1— верхнемеловая алевролитово-глинистая толща; 2— пироксениты, габбро, габбро-диориты и диориты; 3— верхнемеловая кремнисто-спилитовая толща и в ней горизонт с обильными остатками призматического слоя иноцерамов; 5) зарисовка вертикального обнажения: 1— кремнисто-вулканогенные породы; 2— органогенные известняки (горизонт с остатками призматического слоя иноцерамов); 3— алевролиты и глинистые сланцы; 4— пироксениты; 5— меланократовые габбро; 6— габбро и габбро-диориты; 7— диориты и кварцевые диориты; 8— ороговикованные породы; 9— амфиболовые сланцы; 10— кварциты

ние нередко встречаются в подчиненном количестве. Петрографический и химический состав ультраосновных пород изучен недостаточно. Имеется всего два анализа этих пород, взятых в бассейне р. Вывенки (кол. А. Г. Погожева). Один образец по своему составу отвечает пироксениту, второй дуниту. Средний химический состав приводится в табл. 17 и близок по составу среднего верлита, по Дэли. Большое количество габброидных пород, встречающихся в Вывенской зоне, низкое отношение $\frac{Mg}{Fe}$, равное 5,3, высокое содержание TiO_2 , достигающее 0,45%, дают основание предполагать, что ультраосновные породы Вывенской зоны являются производными базальтовой магмы.

Гранитоидные интрузии

Мезозойским гранитоидным интрузиям в геологическом строении Корякского нагорья принадлежит незначительная роль. Они развиты во многих, часто значительно удаленных друг от друга участках этой территории. Выходы их устанавливаются в различных геологических образованиях, возраст которых не всегда устанавливается достоверно. Приуроченность гранитоидов Корякского нагорья к различным геологическим образованиям и структурным зонам позволяет ряду исследователей среди гранитоидов выделить несколько возрастных групп. Так, в бассейне рек Хатырки и Пикасьваяма И. М. Русаковым (1961 г.) выделяются гранитоиды верхнепалеозойского возраста, а также условно юрские гранитоиды. Большинство же гранитоидных интрузий Корякского нагорья по всей видимости имеют меловой возраст, к чему за последнее время склоняется все больше и больше исследователей этого региона. Гранитоиды мелового возраста известны в бассейне р. Поперечный Алган, где они залегают среди верхнемеловых терригенных и кремнисто-вулканогенных образований.

Юго-западнее редкие небольшие по размерам интрузивные тела известны в бассейне р. Ваеги, где они залегают среди меловых отложений мукарылянской толщи. Они также установлены на левобережье р. Пальматкиной. Значительное количество мелких интрузивных тел встречено на юго-западном окончании Корякского нагорья, среди отложений корякской серии. Развиты они также и на Олюторском полуострове. В большинстве своем гранитоиды образуют небольшие по размерам интрузивные тела (мелкие штоки и дайки). В современном срезе они имеют площадь до 1 км², иногда 2—4 км². Наиболее крупное (до 50—60 км²) интрузивное тело гранитов почти прямоугольной формы известно в бассейне р. Ванэтат (приток р. Энычайваям). На Олюторском полуострове известна интрузия величиной в 25 км². Дайки гранитоидов имеют обычно протяженность несколько стое метров, максимум 800—

1200 м, при мощности 3—5 м и редко до 50—80 м.

В составе гранитоидов Корякского нагорья устанавливаются следующие разновидности пород: граниты, плагиограниты, гранит-порфиры, реже встречаются гранодиориты и гранодиорит-порфиры, иногда отмечаются кварцевые диориты и диориты. Центральная часть более-крупных по размерам интрузивов обычно сложена гранитами, тогда как ближе к периферии получают развитие мелкозернистые гранодиориты и кварцевые диориты, а иногда гранодиорит-порфиры. Небольшие дай-ковые интрузивные тела сложены плагиогранитами и гранит-порфирами. Между разновидностями пород, установленными в пределах одного-интрузива, устанавливаются постепенные изменения минерального со-

става пород.

Граниты. Имеют наибольшее значение в составе позднемеловых интрузивов. Они представляют обычно полнокристаллические среднезернистые светло-серые, иногда розоватые породы. Состав их определяется следующими минералами: калинатровый полевой шпат (пелитизированный) составляет около 30—40%; плагиоклаз (альбит-олигоклаз
и олигоклаз) до 10—12%. Кварц содержится в количестве 40—50%. Содержание темноцветных минералов (биотит, амфибол) достигает 5—
10%. Из вторичных отмечаются серицит, эпидот, хлорит. Встречается
циркон и рудный минерал. Среди гранитов различаются разновидностибиотитовых гранитов, двуслюдяных гранитов, биотито-роговообманковых и лейкократовых гранитов.

Плагиограниты. Самостоятельных тел не образуют, присутствуют в составе мелких интрузивных тел и даек. Они являются среднезерни-

стыми светлыми, розоватыми или зеленоватыми массивными, часто брекчированными породами. Обладают гипидиоморфнозернистой, аллотриоморфной и мирмекитовой структурами. Состоят из альбит-олиго-клаза (реже альбита) 50—60%, кварца 30—35%, калинатрового полевого шпата 5—10% и темноцветных минералов (роговая обманка, биотит). Акцессорные — рудный минерал и циркон.

Гранит-порфиры. Встречаются совместно с гранитами или образуют дайковые тела. Это также серые и светло-серые породы порфировой структуры. Во вкрапленниках (5—25%) плагиоклаз (олигоклаз), калинатровый полевой шпат, реже биотит и кварц. Основная масса обладает микрогипидиоморфной или микрогранитной структурой. Состоит она из калиевого полевого шпата (30—35%), плагиоклаза (альбит-олигоклаз) до 30%, кварца (25—30%), биотита (5—7%). Вторичные минералы: серицит, карбонат, хлорит. Акцессорные — рудный минерал, циркон, апатит.

Гранодиориты. Характерны для периферических частей более крупных интрузивных тел, иногда они совместно с гранодиорит-порфирами встречаются в дайках и небольших по размеру интрузивных телах. Обычно это серые, светло-серые породы, обладающие среднезернистым, местами порфировидным сложением. Состав породы обусловлен присутствием следующих минералов: зональный плагиоклаз (андезин) 50—60%, кварц 25—30%, калинатровый полевой шпат 15—20%, темноцветные минералы 5—12%. Вторичные минералы: хлорит, серицит. Акцессорные— апатит, циркон, рудный минерал.

Гранодиорит-порфиры по сравнению с гранодиоритами встречаются наиболее часто; они слагают нередко крупные (до 4 км длиною) дайки, рассекающие раннемеловые гипербазиты, а также совместно с гранодиоритами наблюдаются среди верхнемеловых терригенных и кремнисто-вулканогенных пород. Это преимущественно крупнопорфировые породы с тонкозернистой основной массой серого цвета. Во вкрапленниках присутствуют: плагиоклаз (андезин), обычно пелитизированный или альбитизированный, кварц (встречается редко) и еще реже биотит и роговая обманка.

Из других пород гранитоидного ряда встречены диориты и кварцевые диориты, образующие штоки $(1,5-3 \ \kappa m^2)$ и дайки мощностью до 50-80 м среди верхнемеловых отложений. Иногда они пространственно тяготеют к интрузиям габбро и гипербазитов и, по-видимому, являются их дифференциатами. Кроме того, следует отметить жильную серию пород, среди которых установлены единичные дайки сиенитовых порфиров и лампрофиров.

Описанные гранитоиды залегают среди нерасчлененных меловых и верхнемеловых отложений вплоть до осадков маастрихтского яруса. Размещение интрузий, по-видимому, подчиняется определенной системе разрывов. Например, в бассейне р. Ваеги установлено, что гранитные дайки и небольшие штоки локализуются по тем же разломам, что интрузивные тела серпентинитов и диабазов. Учитывая пространственное размещение гранитоидных интрузий, можно предполагать, что на территории Корякского нагорья имеются гранитоиды как раннемеловые, так и позднемеловые. Раннемеловые гранитоиды в своем развитии тяготеют в основном к Таловско-Майнскому поднятию и часто встречаются совместно с интрузиями гипербазитов, кроме того, они, по-видимому, могут быть выделены на территории Хатырского антиклинория, среди гранитоидов, которые относятся Б. Х. Егиазаровым и И. М. Русаковым (1960 г.) к верхнепалеозойским образованиям. Раннемеловые гранитоиды, вероятно, являются дифференциатами раннемеловых ги-

пербазитов и габбро. Среди них встречаются главным образом плагиограниты и гранодиорит-порфиры. Позднемеловые гранитоиды пользуются более широким развитием. Они прорывают как терригенные, так и кремнисто-вулканогенные толщи верхнего мела. В большинстве случаев районы их развития бывают разобщенными от полей развития пород ультраосновной и основной магмы. Эти гранитоиды скорее всего представляют самостоятельный позднемеловой магматический комплекс пород, генетически не связанный с гипербазитовым и габбровым комплексами.

Б. Х. Егиазаров (1961) указывает, что по химическому позднемеловые гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры отвечают среднему типу таких же пород, по Дэли. Лишь иногда отмечается пониженное содержание железисто-магнезиальных компонентов, обусловленное лейкократовым характером пород. Наблюдаемое увеличение натрия и уменьшение соответственно калия по сравнению со средним гранитом, по Дэли, может быть объяснено автометаморфическими изменениями полевых шпатов. Верхняя возрастная граница для позднемеловых гранитоидов, устанавливается не совсем твердо. Известно, что они перекрываются толщей липаритов и их туфов условно верхнемелового возраста и, кроме того, олигоценовыми отложениями. Весьма вероятно, что некоторые гранитоиды, которые в настоящее время считаются позднемеловыми, при последующих более детальных исследованиях окажутся более молодыми. Это в первую очередь относится к интрузиям, развитым в юго-восточной части Корякского нагорья. Экзоконтактовые изменения меловых осадочных и вулканогенных пород, вмещающих эти гранитоиды, сводятся, в основном к ороговикованию и появлению мелкой и редкой сульфидной вкрапленности.

Как видно из вышеизложенного, меловой магматизм Корякского нагорья отличается явным господством основных и ультраосновных пород, характерных для ранних этапов развития геосинклиналей. Среди эффузивных образований в первую очередь следует отметить лавы спилито-диабазового состава и соответствующие им туфы. Явно подчиненное значение среди этого комплекса пород имеют альбитофиры (кератофиры) и кварцевые альбитофиры. На местности эти толщи подчеркивают местоположение геосинклинальных прогибов эвгеосинклинального типа. На территории Корякского нагорья в меловом периоде намечается два этапа усиленной магматической деятельности — валанжинский и сенонский. Раннемеловые (валанжинские) эффузивы в основном распространены в Таловско-Майнском и Пекульнейвеемском поднятиях. Здесь они повсеместно сопровождаются интрузиями гипербазитов и габбро, вероятно, близкими им по возрасту, и образуют совместно с ними раннемеловую офиолитовую формацию. Это самая западная полоса офиолитов, развитых в пределах Охотской складчатой и Восточно-Камчатско-Курильской геосинклинальной областей. Эффузивы, развитые в Хатырском антиклинории, также сопровождаются интрузиями гипербазитов и базитов и тоже в совокупности являются офиолитовой формацией раннемелового возраста. Позднемеловые вулканогенные образования хорошо прослеживаются в виде двух поясов. Западный из приурочен к Ваежско-Алганской структурно-фациальной зоне и прослеживается по левобережью р. Пальматкиной на северо-восток почти до р. Анадырь. Среди лав этого пояса установлены диабазы и спилиты. Эффузивы в этом поясе занимают в общем небольшой объем среди толщ позднемелового возраста. Как правило, они редко сопровождаются интрузиями гипербазитов и габбро. В пространственной ассоциации с ними наблюдаются интрузии позднемеловых (?) плагиогранитов и гранодиорит-порфиров.

14 Зак. 1016

Второй пояс позднемеловых вулканогенных образований в своем развитии подчинен структуре Лулу-Ватынского синклинория. Полоса этих образований на правобережье р. Вывенки вытянута в северо-восточном направлении, а начиная от истоков Похачи и Апукваама отклоняется к востоку, прослеживаясь в бассейне Ватыны и далее до берега Берингова моря. Отсюда позднемеловые эффузивы продолжаются на юго-запад до Олюторского залива. Повсеместно эти вулканогенные образования (ватынская серия) интрудированы гипербазитами и базитами, и образуют совместно с ними позднемеловую офиолитовую серию.

Возраст офиолитовых поясов закономерно изменяется с северозапада к юго-востоку, т. е. по направлению к Тихому океану, ближе к берегу которого намечается третий олигоцен-миоценовый офиолитовый пояс, включающий спилиты соответствующего возраста. Такое изменение возраста офиолитовых формаций, по-видимому, связано с миграцией и омоложением геосинклинальных прогибов с северо-запада на

юго-восток.

КОЛЫМО-ОМОЛОНСКИЙ МАССИВ

относящейся к Колымо-Омолонскому На территории, имеются кислые, основные и ультраосновные изверженные породы позднемезозойского возраста. Широкое распространение эффузивных и интрузивных пород основного ряда отличает эту территорию от Яно-Колымской, Чукотской складчатых областей и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, представляющих собой во второй половине мезозоя провинции с почти исключительно гранитоидным магматизмом. Наиболее характерны позднеюрские и раннемеловые базальты, андезитобазальты и андезиты, тесно связанные с ними интрузивные тела габбро и габбро-диоритов, иногда ультраосновных пород; весьма своеобразны интрузивные породы эссексит-тешенитовой формации, в которую входят также породы сиенитового ряда. Эссексит-тешенитовая формация в наиболее типичном выражении распространена на Омолонском массиве, но аналогичные образования известны также в Тас-Хаяхтахском, Омулевском и других поднятиях.

Основные эффузивы и интрузии щелочноземельного характера преобладают в Олойском прогибе и на окраине Зырянского прогиба (но возможны и внутри него). Эффузивы окраин Зырянского прогиба имеют келловейский возраст, а в Олойском соответствуют по возрасту всей верхней юре и раннему мелу. Эффузивы представлены авгитовыми, двупироксеновыми и роговообманковыми андезитами и базальтами и их туфами, реже встречаются оливиновые базальты. Мощность андезитобазальтовых толщ меняется от 1000 м в Зырянском прогибе до 2500 м в Олойском прогибе. Интрузивные породы слагают штоки, лакколиты, пластовые залежи и дайки. Площадь их невелика и редко превышает несколько квадратных километров. Однако площади отдельных трещинных интрузий, таких как Хивовчанский массив в Олойском прогибе, достигает нескольких сотен квадратных километров (400 км²).

Интрузии основного и среднего состава сложены главным образом пироксеновыми и роговообманковыми габбро и диоритами. Реже встречаются дайкообразные тела пироксенитов, перидотитов и серпентинитов. Они известны в виде самостоятельных даек среди осадочных пород (в Приколымском и в Омулевском поднятиях и других местах), но иногда, кроме того, встречаются внутри крупных массивов основного состава (на границе с Чукотской складчатой областью). В таких случаях гипербазиты бывают и более древними и более молодыми, чем габбро. Такие возрастные соотношения, как и особенности состава ги-

пербазитов (сравнительно высокая железистость, повышенное количество титана и т. п.), указывают на их родство с магмой основного состава.

Наряду с базальтами и габбро встречаются щелочные породы. Ю. М. Довгаль (1963 г.) указывает на присутствие эгириновых базальтов в Олойском прогибе, где они образовались на границе юры и мела. В габбро и габбро-диоритах нередко описываются калинатровый полевой шпат и биотит; последний также встречен Б. В. Пепеляевым в перидотитах из бассейна р. Ясачной.

Позднемезозойский основной магматизм в пределах Колымо-Омолонского массива может рассматриваться как продолжение основного вулканизма позднепалеозойского—раннемезозойского времени. Связующим звеном здесь являются среднеюрские и раннеюрские туфы и лавы андезитов и базальтов, известные на Алазейском своде и Омолонском массиве. В этом смысле намечается некоторая аналогия с Сибирской платформой, где в раннем мезозое продолжается развитие траппового вулканизма, образуются комплексы щелочных основных изверженных пород и кимберлиты. В связи с этим возможна постановка вопроса о минералогическом изучении щелочных пород основного и ультраосновного ряда на Колымо-Омолонском массиве.

Позднемезозойские гранитоидные массивы, как и на Алданском щите, могут рассматриваться как интрузии рамы складчатости (по Ю. М. Шейнманну, 1958). Омсукчанский, Коркодонский и Олойско-Березовский гранитоидные ряды ответвляются вдоль своеобразных линейных структур от Охотско-Чаунского вулканогенного пояса. Интрузивные и эффузивные породы Омсукчанского ряда составляют единую группу формаций с позднемеловыми изверженными породами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и описаны вместе с ними. Параллельный Коркодонский ряд описывается вместе с андезит-гранодиоритовыми формациями этого пояса, с которыми составляет единое целое.

Наиболее разнообразные изверженные породы позднемезозойского возраста приурочены к Омолонскому массиву. Обилие гранитоидов в его пределах связано, вероятно, с его расположением вблизи Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. На Омолонском массиве наиболее полно представлен и характерный для всей рассматриваемой территории эссексит-тешенитовый комплекс. Поэтому дается специальное описание позднемезозойского магматизма Омолонского массива.

Омолонский массив

Наиболее ранние проявления мезозойского магматизма на Омолонском массиве относятся к лейасу. С ними связано появление лав и туфов базальтов и трахиандезитов в разрезах отложений нижнего лейаса (И. В. Полуботко и Ю. С. Репин, 1966 г.). Несколько некков того же возраста, сложенных агломератовыми лавами миндалекаменных базальтов, закартировал М. И. Терехов (1963 г.) в южной части Омолонского массива.

Заметное оживление вулканической деятельности приходится на позднеюрскую эпоху, когда в северной части Омолонского массива формируется вулканогенно-осадочная толща, известная под названием карбасчанской (С. А. Кобычева, А. П. Шпетный, 1957 г.). Следует заметить, что уже в базальных слоях этой толщи нередко попадаются гальки и валуны не только эффузивных пород среднего и основного состава, но и полнокристаллических пород — диоритов и гранодиоритов. Возможно, и эффузивы, и интрузивные породы являются производными

мезозойского доверхнеюрского магматизма, аналоги которого на Омолонском массиве пока не установлены.

К числу наиболее характерных пород — производных верхнеюрского магматизма — относятся туфы андезитов, андезито-базальтов и базальтов. Они представлены преимущественно псаммитовыми разновидностями и заключают остатки ауцелл. Вблизи очагов извержений с туфами ассоциируют вулканические агломераты и лавы. Последние, повидимому, появляются только в разрезах, пространственно сопряженных с региональными разломами.

С ранними вспышками мелового вулканизма связано появление малочисленных слоев и линз туфов андезитов среди осадочных пород,

охарактеризованных валанжинской фауной.

Оживление магматической деятельности приходится на вторую половину раннего мела, предположительно на аптский и альбский века. Начиная с апта и до конца верхнего мела на Омолонском массиве, и особенно к юго-востоку от него, в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, происходят массовые извержения наземных лав, с которыми ассоциируются многочисленные гранитоидные интрузии.

Обширные площади мелового вулканизма приурочены к южной и юго-восточной окраине Омолонского массива, к границе его с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. На остальной площади ареалы вулканизма занимают относительно небольшую площадь и локализуются вблизи прогибов и зон нарушений. Вулканогенные толщи Омолонского массива образовались в континентальных условиях и представлены тремя комплексами пород — плагиолипаритовым, андезитовым и дацито-липаритовым. С ними пространственно и, как полагают многие исследователи, генетически тесно связаны многочисленные гранитоидные интрузии, составляющие охотский, талалахский и еропольский комплексы. Возраст названных комплексов и соотношения их с эффузивными образованиями изучены на массиве слабо. С меловым магматизмом на Омолонском массиве причинно связано также формирование многочисленных небольших по размерам интрузий, слоразнообразными по составу и генезису породами. В своем большинстве они, по-видимому, сопряжены с эффузивными образованиями, но нередко также не обнаруживают видимой связи ни с эффузивными, ни с интрузивными комплексами. Породы рассматриваемой группы залегают в форме даек, силлов, штоков, лакколитов, куполов и подобных им тел. В известной мере условно они объединены в группу малых интрузий. Особое положение в этой группе занимают породы омолонского (эссексит-тешенитового) комплекса.

Плагиолипаритовый комплекс развит на массиве локально. Он слагается плагиолипаритами, дацитами и их пирокластолитами. Раннемеловой возраст комплекса определен на основании стратиграфических соотношений: породы комплекса перекрываются вулканогенной

толщей, содержащей остатки позднемеловой флоры.

Образования андезитового комплекса распространены на Омолонском массиве относительно широко, но еще большую площадь они занимают в Олойском прогибе, где слагают две лавовые полосы — Мангазейскую и Хетагчанскую. Характерными породами андезитового комплекса являются андезиты и андезито-базальты вместе с сопровождающими их пирокластическими образованиями; подчиненное значение в составе комплекса имеют дациты, трахиты и некоторые другие породы.

Вопрос о возрасте комплекса представляется очень сложным. В пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, как известно, имеются андезитовые толщи ранне- и позднемелового возраста. Такая же точка зрения высказывалась в последние годы и относительно анде-

зитовых толщ Омолонского массива. Все же материалы, полученные Ю. М. Сеньковским (1961 г.), Қ. Л. Львовым (1964 г.) и некоторыми другими исследователями, позволяют предполагать, что на Омолонском массиве представлена одна толща андезитов и ассоциирующих с ними пород. Таким образом, возраст андезитового комплекса, скорее всего, позднемеловой, хотя начало его формирования, быть может, должно относиться еще к концу раннего мела.

Дацито-липаритовый комплекс пользуется значительным распространением только в северной части Омолонского массива и на прилегающей к массиву с юго-востока территории Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Позднемеловой возраст комплекса основывается на находках соответствующей флоры. Комплекс слагается лавами липаритов и дацитов, сопровождаемыми очень обильными туфолавами, игнимбритами и туфами. Подчиненное значение в его составе имеют трахиты, трахилипариты, андезиты и их туфы; редко встречаются базальты. Весьма примечательны щелочные кислые эффузивы с натриевыми амфиболами и пироксенами, а также имеющие кайнотипный облик обсидианы и перлиты, содержащие вкрапленники лабрадора и моноклинного пироксена.

С охотским комплексом параллелизуются довольно многочисленные на массиве гранитоидные интрузии непостоянного состава. Одни из них более или менее однородные и слагаются преимущественно гранодиоритами; в строении других интрузий наряду с гранодиоритами участвуют граниты, а иногда также кварцевые монцониты, граносиениты, кварцевые диориты и реже диориты и габбро. Среди интрузий охотского комплекса имеются как моногенные, так и полигенные плутоны, с обычной последовательностью во внедрении пород: вначале основных, а затем все более кислых. Некоторые гранитоидные интрузии, относящиеся к рассматриваемому комплексу, например р. Русской (Коркодонской), в отличие от типичных охотских интрузий слагаются породами с ясно выраженным субщелочным характером.

Типичные охотские интрузии до недавнего времени считались раннемеловыми и только в последние годы выяснилось, что многие из них являются позднемеловыми. В практике геологического картирования рассматриваемые интрузии Омолонского массива индексируются то ранним мелом, то поздним, но раннемеловой возраст интрузий пока не может считаться доказанным совершенно определенно. Только для некоторых интрузий Коркодон-Наяханского ряда, расположенного уже за пределами массива, приводятся доказательства раннемелового возраста. Так, по данным Б. А. Сняткова (1962 г.), в туфобрекчиях андезитов, относимых к позднему мелу, попадаются обломки гранодиоритов и диоритов. Многочисленные гальки гранитов и гранодиоритов указываются также З. А. Абдрахимовым (1955 г.), в базальных конгломератах позднемеловой вулканогенной толщи из бассейна р. Большой Гарманды. Раннемеловой возраст пород некоторых интрузий Коркодон-Наяханского ряда находится в близком соответствии с радиогеологическими определениями: абсолютный возраст гранитоидов Верхне-Омолонский, Хакырчанской и Верхне-Коркодонской интрузий, определенный калий-аргоновым методом, оказался равным соответственно 99, 95 и 99 млн. лет, что отвечает середине мелового периода.

Метаморфические породы вокруг интрузий Охотского комплекса слагают, как правило, небольшие ореолы и представлены преимущественно роговиками, редко скарнами. Петрохимические особенности пород комплекса не представляются ясными. Судя по немногочисленным анализам, гранодиориты комплекса сравнимы со средним гранодиори-

том территории СССР (С. П. Соловьев, 1964 г.).

Не представляются вполне ясными индивидуальные особенности еропольского комплекса, к которому отнесены такие крупные, но пока еще плохо изученные плутоны как Олойский и Еропольский, а также Ирбычанская и несколько других небольших по размерам интрузий.

Олойский и Еропольский плутоны, контролируемые крупными разрывными нарушениями, слагаются преимущественно гранитами, в меньшей степени гранодиоритами, сиенитами, монцонитами и кварцевыми диоритами. Многие крупные интрузии отличаются большим петрографическим постоянством. Они образованы почти исключительно одними

гранитами.

Граниты еропольского комплекса по петрохимическим коэффициентам сопоставимы с лейкократовыми гранитами. Правда, отношение a:c в них несколько выше (12,1 против 9,3), а величина Q, напротив, заметно ниже (25,5 против 36,2), чем в среднем типе лейкократового гранита СССР (С. П. Соловьев, 1964 г.).

Еропольский комплекс моложе охотского; его формирование отно-

сится к концу позднего мела.

Талалахский комплекс слагается преимущественно субщелочными гранитами, с которыми ассоциируются щелочные и щелочноземельные граниты, граносиениты и сиенит-диориты. Интрузии этого комплекса локализуются в северной части Омолонского массива и нередко находятся в пространственной связи с разрывными нарушениями. Наиболее крупная интрузия — Талалахская — занимает в современном срезе площадь около 600 км²; другие интрузии комплекса менее велики — Айненэ — 120 км², Монаковская 100 км². Кроме того, известно

около десятка интрузий размером от 2—3 до 15—20 км².

Наиболее характерными породами комплекса являются субщелочные граниты. Это розовато-серые, средне- и крупнозернистые, иногда порфировидные породы, состоящие в основном из калиевого полевого шпата и кварца, вместе с присутствующими в небольшом количестве плагиоклазом (альбитом, редко олигоклазом) и цветными минералами — биотитом и роговой обманкой. Иногда в субщелочных гранитах наряду с биотитом и роговой обманкой отмечалась щелочная роговая обманка. Акцессории — сфен, циркон, апатит и рудный минерал. В петрохимическом отношении субщелочные граниты характеризуются довольно высокой щелочностью: отношение a:c составляет в них 18,8 (среднее из 6 анализов).

Щелочные граниты отличаются от субщелочных наличием натриевых железо-магнезиальных минералов. Акцессорные минералы в них

весьма разнообразны и нередко многочисленны.

Вблизи интрузии Айненэ, относящейся к рассматриваемому комплексу, закартировано несколько небольших штоков, генетическая связь которых с интрузией представляется очень вероятной. Они слагаются субщелочными гранитами, кварцевыми нордмаркит-порфирами, щелочными сиенитами и щелочными трахитами.

Формирование Талалахского комплекса происходило в позднем мелу одновременно или может быть несколько позднее, чем ерополь-

ского комплекса.

Группа малых интрузий представлена на Омолонском массиве чрезвычайно широко. Она объединяет разнообразные по составу и генезису породы, залегающие в форме небольших штоков, даек, силлов и лакколитов. Особенно характерны силлы, нередко образующие многоэтажные интрузии и в ряде случаев, по-видимому, связанные переходами с лакколитами. Широко распространены силлы на Коаргычан-Гижигинском и Моланджа-Кегалинском междуречьях, а также в бассей-

нах Рассохи, Крестика, Омучана и некоторых других рек. В верхнем течении р. Хивача (бассейн р. Гижиги) силлы липаритов и дацитов кое-где в объемном отношении преобладают над вмещающими образованиями перми, триаса и юры. Иногда силлы 10—12-метровой мощности оказываются отделенными друг от друга слоями осадочных пород толщиной в несколько десятков сантиметров. В бассейне р. Моланджи липариты, дациты и альбитофиры ошибочно описывались в разрезе верхнего триаса — настолько тесно они переплетаются здесь с осадочными породами, документированными позднетриасовой фауной.

Среди пород, составляющих группу малых интрузий, представлены

основные, средние и кислые породы щелочноземельной магмы.

Основные породы, относящиеся к рассматриваемой группе, представлены базальтами, долеритами, диабазами, габбро, оливиновыми монцонитами. С основными породами тесно овязаны средние — диориты и андезиты, а также пользуются небольшим распространением сиениты и трахиты. Диориты отличаются большим разнообразием. Помимо габбро-диоритов, собственно диоритов и кварцевых диоритов обособляется еще так называемый монцонитоидный тип диоритов — с калиевым полевым шпатом в качестве характерного породообразующего минерала. Имеется нерезко обособленный тип альбитовых диоритов; иногда к нему, возможно, причисляют и собственно сиениты. Исключительно широко распространены на массиве кислые породы — гранит-порфиры, липариты, гранодиорит-порфиры и др.

Породы, составляющие группу малых интрузий, в практике геологического картирования в известной мере условно подразделяются на

ранне- и позднемеловые.

Особое положение в рассматриваемой группе пород занимают

лампрофиры и породы омолонского комплекса.

Лампрофиры залегают в форме даек и реже силлов. Ясно выраженные ореолы преимущественной локализации лампрофиров в отдельных районах Омолонского массива не намечаются. Не обнаруживаются и отчётливые признаки связи лампрофиров с конкретными гранитоидными интрузиями, и в этом отношении тезис Г. Д. Афанасьева (1958) о комагматичности гранитоидов и лампрофиров на Омолонском массиве подтверждения не находит.

По распространённости на первом месте среди лампрофиров стоят спессартиты; другие типы лампрофиров, близких по составу и структуре к керсантитам, вогезитам, одинитам и камптонитам, встречаются

редко.

Наиболее изученным в группе малых интрузий является сообщество пород, известное под названием омолонского комплекса. Этот комплекс, впервые описанный Ю. А. Билибиным (1940 г.) под названием эссексит-тешенитового комплекса Омолонского района, по вещественному составу делится на две контрастные серии пород — щелочных габброидов и щелочных сиенитов.

В петрографическом отношении серия щелочных габброидов чрезвычайно разнообразна: она объединяет широкий ряд дифференциатов — от перидотитов, принадлежность к комплексу которых твердо не доказана, до сиенитов включительно. Наиболее типичными породами серии являются кринаниты, тешениты и эссекситы; к ней относятся также тералиты, трахидолериты, гленмуириты, эссексит-диабазы, диабазы и другие менее характерные породы, в том числе лейкократовые дифференциаты серии — сиениты.

К серии щелочных сиенитов относятся различные преимущественно лейкократовые щелочные породы: щелочные сиениты, бостониты, сельв-

сбергиты, грорудиты, пертозиты, нордмаркиты и тингуаиты.

Внедрение пород комплекса происходило, по-видимому, в течение длительного промежутка времени, охватившего, скорее всего, вторую половину раннего мела, весь поздний мел и может быть палеогет. Интрузивные тела размещаются чаще всего в осадочных породах карбона, перми и триаса; реже они картируются среди юрских, в том числе верхнеюрских отложений. В отложениях валанжинского яруса не описываются типичные тешениты и эссекситы, а только габбро-диабазы и эссексит-диабазы с лиловатым титанистым авгитом и т. п. породы, в которых щелочность выражена слабо или даже не выражена вообще. Породы из серии щелочных сиенитов нередко размещаются и среди отложений нижнего мела. Имеются не вполне надежные данные о наличии щелочных габброидов среди эффузивов мела. Данные о верхней возрастной границе еще менее определенны. Представляют интерес указания на метаморфизм перидотитов, камптонитов и диабазов (с титан-авгитом) гранитоидными интрузиями позднемелового (?) возраста.

Формирование омолонского комплекса предположительно связывается с тремя интрузивными фазами: в первую произошло внедрение эссекситов, тешенитов и других габброидных пород, во вторую фазу — внедрение щелочных пород сиенитовой серии, в третью — кринанитов, трахидолеритов и трахибазальтов. В бассейне р. Кегали отмечались дайки кринанитов среди бостонитов, что же касается соотношений между щелочными сиенитами и щелочными габброидами — производными первой интрузивной фазы, то они твердо не установлены. По-видимому, первые внедрились раньше вторых, подобно тому, как это имеет место во многих хорошо изученных естественных ассоциациях щелочных

пород.

Перидотиты. Слагают единичные массивы размером до 10 км². Среди них по вещественному составу различаются полевошпатовые лер-

цолиты и серпентинизированные верлиты.

Камптониты. Темно-серые до черных мелкозернистые, афанитовые, редко порфировидные (с вкрапленниками роговой обманки) породы, иногда с крапчатым распределением окрашенных и бесцветных минералов. Панидиоморфнозернистая структура пород определяется положением лейст плагиоклаза (лабрадора) и призм роговой обманки, на фоне которых выделяются крупные кристаллы роговой обманки. В подчиненном количестве содержатся пироксен, псевдоморфозы по оливину, анальцим, иногда также ортоклаз. Роговая обманка, судя по константам, близка к баркевикиту. Акцессории — титаномагнетит, апагит, циркон.

Кринаниты. На Омолонском массиве немногочисленны. Вероятно, неодновозрастны, так как одни из них, подобно тешенитам и эссекситам, довольно сильно изменены, другие отличаются значительной свежестью. В типичных образцах это черные или серовато-черные чуть крапчатые породы, состоящие из плагиоклаза (40-50%) и содержащихся приблизительно в таком же количестве цветных минералов — титан-авгита и подчиненного ему оливина; на долю анальцима и других минералов (калиевого полевого шпата, биотита и акцессориев)

приходится около 10—15%.

Ю. А. Билибиным описаны витрофировые кринаниты со стеклом (45—50%), переполненным кристалликами авгита и плагиоклаза, а

также зернышками магнетита.

Тешениты. Распространены широко, особенно в южной части Омолонского массива. Окраска пород темно-серая до почти черной, нередко с характерным зеленоватым оттенком и пятнистым распределением окрашенных и бесцветных минералов. Главными породообразующими минералами являются пироксен, титан-авгит и баркевикит, со-

ставляющие около половины от общего объема породы; им подчинены плагиоклаз (лабрадор) и анальцим; почти постоянно отмечается калиевый полевой шпат. Менее часты, но иногда содержатся в значительном количестве — биотит, псевдоморфозы по оливину и нефелину. Ак-

цессории — титаномагнетит, ильменит, апатит, редко циркон.

Эссекситы. Образуют самую многочисленную группу в составе омолонского комплекса. Это зеленовато-серые и серые до серо-зеленых мелко- или среднезернистые породы пятнистого облика, обусловленного кучным распределением цветных минералов. Состав и структура пород чрезвычайно разнообразны. Скелетную основу в эссекситах составляют, как правило, плагиоклаз и титан-авгит, к которым присоединяются присутствующие в переменных количествах баркевикит, биотит, калиевый полевой шпат и очень редко анальцим. Отмечаются псевдоморфозы по оливину. Акцессории те же, что и в других породах комплекса.

Диабазы. Составляют обширную группу, объединяющую породы, заметно отличающиеся друг от друга по вещественному составу и структуре. Среди них имеются как аналоги омолонского комплекса, так и не одновозрастные с ними образования. О принадлежности диабазов к омолонскому комплексу можно судить по специфике их вещественного состава, в частности по заметной щелочности пород, или же по тесной пространственной сопряженности с выходами эссекситов, тешенитов и других характерных пород комплекса. Весьма характерны для омолонских диабазов слабо титанистый авгит со структурой песочных часов и зональная роговая обманка; иногда в них отмечается калиевый полевой шпат.

Эссекситы, тешениты, диабазы и некоторые другие породы комплекса обычно обнаруживают отчетливые признаки постмагматических изменений. В качестве вторичных минералов в них постоянно указываются пренит, хлорит и карбонаты; нередки иддингсит и серпентин; иногда имеет место альбитизация и анальцимизация плагиоклазов.

Средний химический состав пород комплекса приведен в табл. 18. Камптониты, кринаниты и эссекситы, в общем, близки к средним типам соответствующих пород, по Дэли, в отличие от тешенитов и трахидоле-

ритов, характеризующихся низким содержанием щелочей.

Типичными представителями серии щелочных сиенитов являются щелочные сиениты и бостониты; в ассоциации с ними встречаются сельвсбергиты, грорудиты, нордмаркиты, пертозиты и тингуаиты.

Щелочные сиениты. Равномернозернистые или порфировидные породы, в розовато-серой полевошпатовой массе которых рассеяны редкие зерна цветных минералов. Последние иногда обнаруживают тенденцию к кучному распределению. Рассматриваемые породы обнаруживают трахитоидную, призматическизернистую или гипидиоморфнозернистую структуру и состоят преимущественно из калиевого полевого шпата и содержащегося в небольшом количестве (5%) эгирина; отмечаются амфибол, кварц и анальцим, реже биотит, хлорит и рудный минерал. Акцессории — апатит и рудный минерал, иногда сильно лейкоксенизированный.

Описаны анальцимовые сиениты, состоящие из щелочного полевого шпата, преимущественно альбита (40%), моноклинного пироксена

(35%), анальцима (20%), иддингсита (5%).

Бостониты. Развиты на Омолонском массиве чрезвычайно широко. По-видимому, бостониты иногда связаны с щелочными сиенитами постепенными переходами, но нередко залегают среди последних в форме даек.

Бостониты — тонкозернистые до афанитовых светло-серые или розовато-серые породы со своеобразным шероховатым изломом. Нередки разновидности с порфировидными вкрапленниками полевого шпата и точечными выделениями лимонитизированного минерала.

Таблица 18 Средний химический состав пород Омолонского комплекса

Компо- ненты	Камп- тониты (4)*	Витро- фиро- вый крина- нит (1)	Крина- ниты (3)	Тешениты (3)	Эссекситы (3)	Оливино- вый тра- хидолерит (1)	Оливино- вый трахи- базальт (1)	Сиенит (1)	Бостониты и щелоч- ные сие- ниты (6)
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O F ₂ O ₅ SO ₃ -H ₂ O +H ₂ O CO ₂ Π п. п.	1,30 0,31	43,54 0,98 15,05 8,46 5,16 Сл. 4,47 11,20 1,87 1,57 1,27 — 1,52 — 4,72	44,34 2,98 16,39 5,27 6,58 0,19 5,11 9,01 3,41 1,57 0,50 — 0,39 2,31 1,20 4,26	45,93 2,55 17,12 4,06 7,02 0,03 6,70 7,49 2,94 1,59 0,26 — 0,23 0,14 2,11	49,22 2,10 16,67 3,52 5,37 0,19 4,92 6,92 3,70 2,35 0,30 — 0,84 — 0,96	46,49 2,37 15,85 3,28 8,30 Cπ. 7,53 9,19 2,40 1,38 0,45 - 0,62 - 1,59	45,73 4,21 15,64 5,49 9,12 Cл. 4,46 6,29 4,08 2,05 0,69 0,14 0,37 1,27	58,64 1,13 19,14 4,22 3,89 0,33 0,96 2,79 4,74 2,31 — 0,12 1,07 0,74	63,31 0,62 16,97 5,17 1,20 0,18 0,28 0,39 6,14 4,08 0,09
Σ	102,28	99,81	103,51	98,17	97,06	99,45	99,54	100,08	101,10

^{*} В скобках указано число анализов.

Главным породообразующим минералом бостонитов является калиевый полевой шпат, нередко во вкрапленниках и в основной массе встречается кислый плагиоклаз, по-видимому, альбит. В угловатых промежутках между полевыми шпатами содержится кварц. Редко отмечаются реликтовые зерна бесцветного или слабоокрашенного моноклинного пироксена (без существенной подмеси эгириновой молекулы) и роговой обманки щелочного или полущелочного типа. Рудный минерал часто содержится в значительном количестве (до 7—8%) и представлен гематитом и магнетитом. Иногда гематитоподобный рудный минерал псевдоморфизует роговую обманку.

Бостониты связаны постепенными переходами с кварцевыми босто-

нитами. Отмечались между этими породами и активные контакты.

Щелочные сиениты и бостониты несут отчетливые признаки альбитизации, цеолитизации и редко серицитизации.

Химический состав пород приведен в табл. 18. По химизму щелочные сиениты и бостониты заметно не отличаются друг от друга; по петрохимическим коэффициентам они сопоставимы с бостонитами Прибайкалья.

Аналоги омолонского комплекса известны на Колымском и Чукотском массивах. Большое сходство обнаруживает омолонский комплекс с трахибазальтовой формацией Прибайкалья, в особенности с породами так называемого белоозерского комплекса (И. В. Белов, 1963).

кайнозойский магматизм

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ И НЕОГЕНОВЫЙ ЭТАПЫ МАГМАТИЗМА

ОХОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ И ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКО-КУРИЛЬСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

В пределах Корякского нагорья и бассейна р. Анадырь палеогеновые, неогеновые и антропогеновые магматические образования различного состава имеют относительно широкое распространение, но изучены они еще недостаточно. Наиболее широко представлены эффузивные разности. В меньшей степени развиты мелкие интрузии, субвулканические тела и дайки. На всей территории, за исключением режья Олюторского залива, кайнозойские эффузивы составляют наложенные структурные образования на более древних дислоцированных отложениях. В Олюторской зоне роль таких наложенных структур выполняют плиоценовые и антропогеновые вулканические плато, в то время как олигоценовые и миоценовые вулканические накопления входят в состав складчатого комплекса. В целом на рассматриваемой территории кайнозойская эра характеризуется почти непрерывной вулканической деятельностью. Изучением особенностей кайнозойского магтерритории занимались Г. М. Власов, рассматриваемой Б. Ф. Дьяков, Б. Х. Егиазаров, А. Ф. Михайлов, В. А. Титов, В. А. Ярмолюк. Определение возраста вулканических образований проводится с трудом, так как в немногих местах можно достаточно обоснованно установить время вулканических проявлений.

В хребтах Рарыткин, Пекульней и в районе оз. Красного (Г. Г. Кайгородцев, 1961 г.) основные и кислые эффузивы залегают несогласно на сенон-датских отложениях, а галька аналогичных пород присутетвует в верхнеэоцен-олигоценовых образованиях. Возраст их определя-

ется в границах палеоцен-эоцена.

В бассейне р. Подкагерная, по данным А. Г. Погожева и В. И. Голякова (1959 г.), покровы основных эффузивов налегают несогласно на верхнеэоценовые и перекрываются нижнемиоценовыми отложениями.

К северу от Рекинникской губы эффузивы среднего и кислого состава залегают на верхнеолигоценовых породах, а перекрываются верхнемиоценовыми (А. Ф. Михайлов, 1959). На основании этого возраст эффузивных накоплений в данном районе ограничивается нижним—средним миоценом.

На левобережье верховьев р. Вывенки А. Г. Злотник-Хоткевич и др. (1961 г.) установили, что вулканические породы налегают на верхнеолигоцен-нижнемиоценовые отложения ильпинской свиты и замещаются по простиранию средне-верхнемиоценовыми морскими осадками

пахачинской свиты.

В бассейне р. Ветроваям, на севере Ильпинского полуострова и в нижнем течении р. Вывенки, по данным Г. И. Агальцова (1967 г.), В. И. Голякова (1961 г.) и А. Г. Погожева (1957 г.), вулканогенные образования, залегающие на средне-верхнемиоценовых отложениях пахачинской свиты, замещаются по простиранию угленосными отложениями корфовской свиты плиоценового возраста.

На побережье Олюторского залива эффузивные породы перемежаются с терригенными, содержащими палеонтологические остатки, на основании которых возраст их устанавливается в пределах олигоцена —

нижнего миоцена.

В районе Камчатского перешейка, по данным А. Г. Погожева, В. И. Голякова (1959, 1961 гг.), андезиты, андезито-базальты и базаль-

ты апукской свиты налегают на верхний плиоцен, а валуны аналогичных пород содержатся в составе верхнечетвертичных морен. В бассейне р. Апуки (Г. А. Закржевский, 1961 г.) такое соотношение отмечено только для эффузивов, составляющих верхнюю часть апукской свиты. На основании этого факта антропогеновый (нижний и средней — ? отделы) возраст может быть принят здесь только для верхней части покровов. Более мощную нижнюю часть апукской свиты следует относить к плиоцену и считать одновозрастной с корфовской свитой. В районе мыса Наварин покровы базальтов и андезитов мощностью около 300 м налегают на верхнечетвертичные отложения 40- и 60-метровых террас. Во всех остальных районах возраст эффузивных образований определяется путем сопоставлений.

Накопившийся к настоящему времени фактический материал не позволяет установить общую для всей территории закономерность изменений состава вулканических продуктов в течение кайнозойской эры. Такие закономерности выяснены только для отдельных полей распро-

странения эффузивов.

В хр. Рарыткин палеогеновые эффузивы, по данным Г. Г. Кайгородцева (1961 г.), в нижней части представлены базальтами, анальцимсодержащими базальтами, гиалобазальтами, андезитами, пересланвающимися с туфами и туфобрекчиями соответствующего состава. Мощность 600 м. Выше залегают липариты, дациты, реже андезиты, перемежающиеся с туфами, туфобрекчиями. Мощность 700 м.

В бассейне р. Подкагерная олигоценовые эффузивы представлены двумя толщами. Нижняя (кинкильская свита) сложена лавами базальтов, андезитов, дацитов их агломератами, туфобрекчиями и туфами. Мощность 1200 м. Верхняя (ливланская свита) образована покровами оливиновых базальтов с редкими линзами туфов. Мощность 400 м.

Б. В. Лопатин (1956 г.) в бассейне р. Уннэйваям установил трех-членное деление миоценовой эффузивной толщи. Нижняя часть сложена преимущественно туфами и реже лавами кислого состава, средняя — андезитами, дацитами, их агломератовыми лавами, туфами, туфобрекчиями и верхняя — липаритами, дацитами, их туфами и в том числе игнимбритами.

В бассейне р. Гайчавеем эффузивные образования, по данным А. А. Коляды и В. С. Лазаревой (1958, 1959 гг.), делятся на две толщи: нижнюю, сложенную андезитами, андезитоидными дацитами, дацитами и их туфами мощностью 550 м, и верхнюю, состоящую из андезито-базальтов мощностью 300 м.

На правобережье низовьев р. Пенжины С. И. Федотов (1947 г.) и А. Д. Рыбакова (1952 г.) отмечают широкое развитие преимущественно основных эффузивов: оливиновых и двупироксеновых базальтов, роговообманковых андезитов, реже дацитов, а также туфобрекчий и туфов. Мощность эффузивной толщи здесь достигает 800 м.

В Русских горах В. Ф. Белым (1959 г.) выделены две толщи базальтов, разграниченных образованиями, сходными с лахаровыми. Нижняя толща — пироксеновые, оливин-пироксеновые базальты, гиалобазальты и андезито-базальты. Верхняя сложена трахибазальтами. Общая мощность вулканических накоплений 800 м.

А. Г. Злотник-Хоткевич и др. (1961 г.) указывают, что на левобережье верхнего течения р. Вывенки нижняя и средняя часть средневерхнемиоценовых вулканических накоплений представлена андезитами, андезито-базальтами, их туфами и лавобрекчиями. Венчается разрез 100—150-метровой толщей дацитов и андезитоидных дацитов. Общая мощность 900—1000 м.

В истоках р. Эннынгваям Г. И. Агальцов выделяет плиоценовые андезиты и базальты, а также мощные накопления вулканических брекчий андезитового состава, туфов и туфогенных осадочных пород с лигнитами. Следующему этапу формирования покровов двупироксеновых андезитов того же возраста предшествовало образование 230-метровой толщи вулканических брекчий и туфов, в обломках которых в обилии содержатся шлаки. Общая мощность эффузивов достигает 1560 м.

На побережье Олюторского залива эффузивные образования олигоценового и раннемиоценового возраста, по данным З. А. Абдрахимова, С. А. Мельниковой (1959, 1960 гг.), (Ю. Г. Егорова, И. Ф. Морозова (1956 г.), А. Г. Злотника-Хоткевича, Л. М. Карпасова, В. А. Огородова (1961 г.) и других, в комплексе с кремнистыми породами и интрузиями основного и ультраосновного состава образуют формацию, близкую к офиолитовой. Эффузивно-пирокластические образования слагают здесь вочвинскую свиту мощностью до 3000 м, вероятно олигоценового возраста, и говенскую свиту верхнеолигоцен-нижнемиоценового возраста мощностью 1000—5000 м.

Вочвинская свита в Пылгинских горах представлена, наряду с кремнистыми породами, лавами спилитов, базальтов и андезитов, обычно палеотипных, мощность которых колеблется от 2—10 до 100—200, редко 700 м. Широко развиты также туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты основного и среднего состава, перемежающиеся с лавами того же состава и фациально замещающие их. Мощность свиты здесь 1500 м.

Говенская свита характеризуется преобладанием туфов андезитов (преимущественно грубообломочных). Среди основных лав в составе свиты превалируют кайнотипные разности; спилиты встречаются спорадически. Иногда появляются андезитоидные дациты, дациты и их туфы. Образования вочвинской и говенской свит довольно интенсивно дислоцированы.

Сложностью строения отличается апукская свита в междуречье Апуки и Ачайваяма. Здесь, по наблюдениям Г. А. Закржевского и Н. В. Устинова (1961 г.), нижняя ее подсвита мощностью до 1000 м сложена преимущественно туфами пироксеновых андезито-базальтов, андезитов, реже дацитов, покровами и потоками андезитов (роговообманковых, пироксеновых и плагиоандезитов), андезито-базальтов, базальтов, дацитов, а также включает экструзии андезитов и дацитов (рис. 26). Отмечено несколько центральных вулканических построек, вокруг которых наблюдаются характерные для каждой из них состав и стратификация вулканических толщ. В центральных частях размытых вулканических аппаратов устанавливается постепенный дацитов и андезитов к диоритам. Нижняя подсвита прорывается многочисленными дайками андезитов и андезито-базальтов, нередко расположенными радиально по отношению к вулканическим центрам. Эти дайки рассматриваются как корни лав верхней подсвиты, которая сложена преимущественно лавами андезитов, андезито-базальтов, в меньшей мере их туфами и имеет мощность до 320 м. Излиянию этих лав предшествовало разрушение образований нижней части свиты, относящейся, по нашему мнению, к плиоцену. По-видимому, нижняя подсвита обязана своим происхождением деятельности стратовулканов, а верхняя образовалась в результате излияний лав вдоль системы трещин, расположение которых подчеркивают центры стратовулканов.

Спилиты, палеотипные базальты, андезито-базальты, гиалобазальты распространены на побережье Олюторского залива в составе олигоцен-нижнемиоценовых толщ. Подвержены интенсивным вторичным изменениям. Это зеленые породы с вкрапленниками плагиоклаза, пироксена и редко роговой обманки. В менее измененных разностях структура основной массы гиалиновая, вариолитовая, интерсертальная, реже гиалопилитовая и пилотакситовая. Обычно основная масса сильно хлоритизирована; вкрапленники плагиоклаза и микролиты его альбитизированы. Моноклинный пироксен (типа авгита) свежий. Палеотипные базальты имеют офитовую структуру. Для цемента туфобрекчий, связанных с описываемыми породами, характерны цеолиты и карбонаты.

Эффузивные породы кайнозойской группы на остальной территории в общем по составу близки между собой. Они представлены в основ-

ном следующими петрографическими разностями.

Базальты и андезито-базальты темно-серые и серые, зеленоватые, иногда шлакоподобные и миндалекаменные; в зависимости от состава



Рис. 26. Пахачинское поле эффузивов апукской свиты. Экструзивный купол из Северо-Майваямской группы (в центре); на соседних вершинах — покровы апукской овиты. Фото Γ . А. Закржевского, 1961 г.

и текстурно-структурных особенностей выделяются оливиновые. двупироксеновые, роговообманковые разности базальтов, трахибазальты, гиалобазальты и др. Основная масса пород характеризуется пилотакситовой, интерсертальной, гиалопилитовой, микролитовой и микродолеритовой структурами. Вторичные изменения не везде одинаковы и выражаются в новообразованиях серпентина, иддингсита, цеолитов, хлорита, карбонатов, кварца и окислении стекла. Миндалины (до 10 см) выполнены карбонатом, халцедоном, хлоритом и цеолитом.

Андезиты — серые, зеленоватые, буроватые, порфировой структуры породы с вкрапленниками андезин-лабрадора, моноклинного и ромбического пироксена, роговой обманки. Структура основной массы гиало-

пилитовая, гиалиновая.

Липариты и дациты, кроме обычной покровной формы залегания, распространены и в экструзивных образованиях; это светлоокрашенные породы с порфировым строением и микрофельзитовой, сферолитовой и стекловатой структурами основной массы, с вкрапленниками кварца, плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, роговой обманки, иногда пироксена. Местами выделяются игнимбриты с флюидальной текстурой и многочисленными обломками смоляно-черного вулканического стекла.

Среди эффузивных образований, подверженных газо-гидротермальной переработке, в бассейне рек Уннэйваям, Ветроваям, на севере Ильпинского полуострова и в верхнем течении р. Вывенки выделяются довольно обширные поля вторичных кварцитов, развивающихся чаще всего по андезитам. Это плотные или пористые светло-серые, розоватосерые, белые и буроватые иногда с реликтовой, а обычно с микро- и криптокристаллической структурой породы. Состоят они из микрозернистого кварца (до 85%) гранобластовой или мозаичной структуры,

минералов группы каолинита (до 30%), алунита, цеолитов, пирита.

Иногда встречаются ожелезненные вторичные кварциты.

Интрузивные породы кайнозойского возраста пользуются значительно меньшим, чем эффузивы, распространением. Вероятно, выявленные кайнозойские интрузии находятся в генетической и возрастной связи с эффузивной деятельностью. Среди них выделяются небольшие интрузии, субвулканические тела, залежи и дайки основного, среднего и кислого состава.

Палеогеновые интрузивные тела в хр. Рарыткин и южной части хр. Пекульней представлены (Кайгородцев, 1961 г.) дайками и пластовыми залежами габбро-диабазов, тешенит-диабазов, тешенитов, кринанитов и трахидолеритов. Прорывают они сенон-датские отложения и содержатся в гальке верхнеэоцен-олигоценовой толщи. Мощности тел до нескольких десятков метров, в единичных случаях достигают сотниметров.

В бассейне р. Подкагерная в олигоценовую эпоху, наряду с излияниями лав, внедрялись дайки, силлы (до 200—300 м мощности) и мелкие лакколиты базальтов, андезитов и дацитов. Эти тела секут верх-

неэоценовые отложения и перекрываются нижнемиоценовыми.

В хр. Малиновского, по данным З. А. Абдрахимова и С. А. Мельниковой (1959 г.), пластовые и секущие тела пикритовых порфиритов, диабазов и кварцевых диабазов залегают среди кремнисто-вулканогенных отложений олигоцена (?) и вулканогенных накоплений верхнеолигоцен-нижнемиоценового возраста, участвуют с последними в складчатости и составляют наиболее молодую в регионе формацию, близкую к офиолитовой.

В бассейне р. Уннэйваям С. И. Федотов (1953 г.), Г. И. Агальцов (1959 г.), А. И. Поздеев и др. (1962 г.) закартировали несколько штоков гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов и роговообманковых кварцевых сиенитов миоценового возраста. Штоки имеют размеры от 12 κm^2 до сотен квадратных метров и сопровождаются дайками близкого состава. Штоки прорывают нижние покровы миоценовых эффузивов, а дайки диоритовых порфиритов, дацитов и липаритов рассматриваются как жерловая фация.

В гряде Евьеин-Тунуп А. А. Коляда и В. С. Лазарева (1957, 1958 гг.) закартировали несколько мелких штоков гранитов, гранодиорит-порфиров и субвулканических тел дацитов, секущих отложения верхнего сенона, по-видимому, приуроченных к разлому северо-восточного простирания (Титов, 1961). Центральная часть отдельных штоков сложена гранитами, а периферическая— гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами. Среди гранитов различаются биотитовые, двуслю-

дяные и биотит-роговообманковые разности.

В Русских горах известны (И. П. Васецкий, 1960 г.) многочисленные куполовидные тела диоритовых порфиритов и дацитов, размеры которых в поперечнике колеблются от сотен метров до 2—3 км, лишьизредка достигая 10 км. Прорывают они отложения мела, палеогена и вулканогенную толщу неогена. Воздействуя на пологозалегающие здесь осадочные отложения, они создают своеобразные куполовидные диапировые структуры. Аналогичные тела известны также юго-западнее—в бассейне р. Черной и в северо-восточной части Пенжинского кряжа.

В верховьях р. Вывенки А. Г. Злотник-Хоткевичем и др. (1961 г.) закартированы многочисленные интрузии диоритовых порфиритов, кварцсодержащих диоритовых порфиритов, дацитов и андезитов. Широко распространены дайки того же состава. Некоторые из них ориентированы радиально по отношению к интрузиям и представляют собой их

апофизы. Отмечены переходы отдельных даек к покровам средне-верхнемиоценового возраста. Перечисленные интрузии прорывают верхнеолигоцен-нижнемиоценовые отложения, и большинство их окаймляет поле

распространения средне-верхнемиоценовых эффузивов.

Миоценовые интрузии широко распространены в хр. Малиновского, Пылгинских горах и в бассейне р. Пахачи и представлены штокообразными и куполообразными телами диоритовых порфиритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, андезитов и дацитов, сопровождающихся многочисленными дайками. Прорывают они верхнеолигоцен-нижнемиоценовые отложения. Размеры этих гел невелики — обычно от 1 до 10 κm^2 ; мощность даек достигает 50 м. Наиболее крупные тела имеют площадь около 50 км² и сложены диоритами или представлены рядом пород от габбро до гранодиорит-порфиров. В некоторых интрузиях намечается постепенная смена породот диоритов, слагающих центральную часть, к кварцевым диоритам, сиенито-диоритам, иногда монцонитам, приуроченным к эндоконтактам. В бассейнах рек Ильпи, Ватына, Укэлаят известны многочисленные аналогичные тела, прорывающие отложения сенона. Б. Х. Егиазаров (1962 г.) относит их условно к доверхнепалеогеновым образованиям. По нашему мнению, учитывая их петрографический состав, строение и местонахождение, эти тела также следует считать миоценовыми.

Ниже приводится краткая петрографическая характеристика ин-

трузивных пород описываемого региона.

Пикритовые порфириты, распространенные в хр. Малиновского, представляют собой черные полифировой структуры породы. Вкрапленники оливина составляют 50—60%. Основная масса состоит из моноклинного пироксена, бурой роговой обманки, биотита, рудного минерала, титанита. Вторичные минералы: серпентин, брусит, пренит, карбонат, хлорит. В эндоконтактах пикритовые порфириты переходят иногда в пикрит-диабазы и оливиновые диабазы.

Диабазы — средне- и крупнозернистые офитовой структуры породы. Состав: лабрадор-битовнит (чаще альбитизированный), авгит (уралитизированный), рудный минерал, апатит. Из вторичных присутствуют альбит, роговая обманка, хлорит, эпидот, лотрит, пренит, карбонат, кварц, лейкоксен. В кварцевых диабазах присутствуют кварц (до 10%) и калинатровый полевой шпат (до 7%). Количество плагио-

клаза и пироксена уменьшается.

Габбро образуют одно самостоятельное тело. Редко встречаются в интрузиях сложного состава. Это темно-серые породы, сложенные лабрадором, авгитом и рудным минералом. Структура их габбровая и

порфировидная.

Диориты, диоритовые порфириты пользуются значительным распространением. По внешнему облику серые, темно-серые мелкозернистые породы. Структура их гипидиоморфная, аллотриоморфная, микропризматическая и порфировидная. Состоят из андезин-лабрадора, моноклинного и ромбического пироксена, роговой обманки и иногда калинатрового полевого шпата и биотита. Вторичные минералы: альбит, серицит, цеолит, эпидот, биотит, уралит, карбонат. В краевых частях штоков диоритов появляются диоритовые порфириты, обогащенные амфиболом. Центральные части тел иногда сложены габбро-диоритами и габбро. Кварцевые диориты отличаются присутствием кварца (до 15%) и калинатрового полевого шпата.

Граниты, гранит-порфиры, гранодиориты и гранодиорит-порфиры слагают отдельные тела или входят в состав сложных интрузий; развиты наиболее широко. Обычно представлены серыми и светло-серыми средне- и мелкозернистыми породами с переходами в порфировидные

разности. Граниты встречаются редко, сложены калинатровым полевым шпатом (ортоклаз и микроклин), кварцем, кислым плагиоклазом, биотитом (иногда мусковитом) и роговой обманкой. Структура пород гипидиоморфнозернистая, иногда гранофировая. Гранодиориты и гранодиорит-порфиры распространены довольно широко. В отличие от гранитов, в них меньше калинатрового полевого шпата и кварца и больше цветных минералов; плагиоклаз обычно представлен андезином. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, апатит, сфен, ортит, редко флюорит. Вторичные изменения незначительны.

Субвулканические базальты, андезиты и дациты по составу прак-

тически не отличаются от излившихся аналогов.

Тешениты — породы темно-серого и серого цвета, офитовой структуры. Состоят из плагиоклаза (нередко деанортитизированного до альбита), титан-авгита, анальцима, баркевикита, акцессорных и рудных минералов.

Кринаниты отличаются меньшим содержанием анальцима и наличием оливина (до 10—20%).

В трахидолеритах устанавливается калинатровый полевой шпат; обычно встречается немного девитрифицированного стекла. Для щелочных пород характерно повышенное содержание титаномагнетита. Вторичные минералы: иддингсит, хлорит, пренит, серпентин, карбонат,

соссюрит, цеолиты.

Среди изверженных пород, образовавшихся в Корякском нагорье и бассейне р. Анадырь, в результате почти непрерывного кайнозойского вулканизма, намечается несколько формаций. Формации эти еще плохо изучены, но предварительно можно указать, что в районе Олюторского залива — в зоне кайнозойской складчатости, олигоценовые и нижнемиоценовые породы составляют формацию, близкую к офиолитовой. В хребтах Пекульней и Рарыткин, относящихся к зоне позднемеловых структур, интрузивные породы имеют черты эссексит-тешенитовой формации. Миоценовые излияния преимущественно кислых и средних лав, развитых в доль бортов Парапольского дола, на побережье Пенжинской губы и по р. Вывенке, по-видимому, могут быть отнесены к порфировой формации. Миоценовый гранитоидный комплекс в общих чертах сходен с одновозрастным комплексом Камчатки.

ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС

В северной, Чаунской части вулканогенного пояса выделяются условно неогеновые, а отчасти, может быть, и раннеантропогеновые об-

разования.

В бассейне р. Анадырь и, возможно, также в верховьях р. Пенжины распространены субвулканические интрузии роговообманково-биотитовых и пироксен-роговообманковых дацитов, липаритов и андезито-дацитов. Они прорывают нижнепалеогеновые базальты (В. Ф. Белый, 1958 г.; Б. Д. Трунов, 1961 г.; И. Н. Трумпе, 1957 г.) и по петрографическому составу очень близки к неогеновому субвулканическому комп-

лексу Марково-Пенжинского прогиба.

Самые крупные из этих условно неогеновых субвулканических интрузий расположены в зоне Анадырского разлома или в непосредственной близости от нее. Интрузии представляют собой изометричные в плане тела (от нескольких метров до трех километров) и дайки, протяженность которых достигает 1,5-2 κm , а мощность — нескольких десятков метров. В верховье р. Кавральянской интрузивные липариты образуют тело, ориентированное вдоль Анадырского разлома, длиной около 11 κm и шириной до 1,5 κm (Б. Д. Трунов, 1961 г.).

В Восточных районах Чукотки известно несколько вулканических полей, очень молодых, судя по их геоморфологическому положению. Условно эти поля считаются неогеновыми, для некоторых из них С. Г. Романов (1959 г.) предполагает даже антропогеновый возраст. Тынгеувеемское поле, расположенное на западном берегу залива Креста, изучено главным образом С. Г. Романовой (1959 г.). Эффузивы слагают сильно нарушенное сбросами плато на меловых вулканических толщах. В строении плато важнейшая роль принадлежит авгитовым базальтам, иногда с оливином, слагающим как потоки мощностью в несколько метров, так и многочисленные дайки. В потоках имеются миндалекаменные и пузыристые разности, последние нередко сильно окислены. Вверх по разрезу постепенно возрастает количество пирокластических пород. В основании толщи отмечены липариты, в том числе стекловатые. В нижней части разреза отмечаются также андезито-базальты и андезиты.

Нунямувеемский и Энмеленский лавовые потоки расположены на Чукотском полуострове в долинах одноименных рек (С. Г. Романова, 1959 г.). Протяженность потоков — около 10 км, мощность достигает 60 м. Лавы имеют резко выраженный щелочной характер и представлены нефелиновыми, лейцитовыми и анальцимовыми базальтами, а также лимбургитами.

Игельхвеемский поток, по данным И. А. Никитина (1956 г.), сложен оливин-авгитовыми базальтами, несколько повышенная щелочность которых проявляется лишь в присутствии единичных вкрапленников биотита.

Таким образом, неогеновые изверженные породы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, как и в Корякской складчатой зоне, относятся к разным формациям. Особенно специфичны щелочные основные породы Чукотского полуострова. Особенности петрографии этогорайона, вероятно, связаны с его сложной тектонической природой—здесь вулканогенный пояс наложен на жесткий Восточно-Чукотский массив.

Щелочные эффузивы, по-видимому неогенового возраста, крометого, встречены также М. Н. Кожемяко (1948 г.) в междуречье Мургаля — Травки. Здесь наиболее молодыми эффузивными породами являются нефелиновые базальты, фонолиты и трахиты. Щелочным эффузивам восточной Чукотки, вероятно, соответствуют также открытые Е. П. Таракановым (1937 г.) и подробно описанные Ю. А. Билибиным (1940б, 1958а) лейцитовые базальты и лейцититы, слагающие небольшое лавовое поле в низовьях р. Большого Анюя.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ (АНТРОПОГЕНОВЫЙ) ВУЛКАНИЗМ

Географическое распространение четвертичных эффузивов. Распространенность четвертичных вулканических пород отражает прогрессирующее ослабление магматической активности на территории Северо-Востока. Если площадь, занятая верхнемеловыми эффузивами, достигает $80\,000~\kappa m^2$, а третичными $60\,000~\kappa m^2$, то четвертичные эффузивы распространены всего лишь на площади в несколько сотен квадратных километров, а учитывая Восточно-Камчатско-Курильскую кайнозойскую геосинклинальную область — первые тысячи квадратных километров. Четвертичные эффузивы на Северо-Востоке (кроме Восточно-Камчатско-Курильской геосинклинальной области) представлены почти исключительно базальтоидами. Кислые породы резко подчинены основным.

чительно базальтоидами. Кислые породы резко подчинены основным. Впервые на Северо-Востоке СССР проявления четвертичного вул-канизма были открыты в 1939 г. В. А. Зиминым в бассейне Индигирки.

В верховьях р. Момы (правый приток Индигирки) он обнаружил и кратко описал небольшой вулканический конус (Балаган-Тас). Позднее вулкан Балаган-Тас более подробно был охарактеризован А. П. Васьковским (1949 г.). В 1958 г. вулкан посетил М. С. Аргунов, который вместе с С. И. Гавриловым дал его новое, но тоже краткое описание (1960). В 1962 г. вулкан был подробно исследован К. Н. Рудичем (1964). В верховьях р. Правой Ясачной П. Г. Вербицким (1941 г.) обнаружены абсолютно свежие ярко-красные пористые базальты в неясном залегании. Не исключена возможность, что и лавы Ясачной, очень похожие на лавы Балаган-Таса, связаны с небольшим постплиоценовым вулканом, как это предполагал А. С. Симаков (19496).

Весьма интересное указание на современные вулканические извержения в бассейне р. Индигирки можно найти у лейтенанта Ф. Ф. Матюшкина — спутника Ф. П. Врангеля в его путешествии по северо-восточной Сибири к берегам Ледовитого океана, совершенном в 1820-1824 гг. В своем письме к директору Царскосельского лицея Е. А. Энгельгардту от 20 ноября 1820 г. Ф. Ф. Матюшкин сообщает о своих беседах в г. Зашиверске с 80-летним миссионером Михаилом, рассказавшим, что «...в хребтах, лежащих к западу от Зашиверска, была прежде, 50 лет тому назад, огнедышащая гора, первая в сибирских горах; следов лавы нигде не видно...» (Врангель, 1848, стр. 374). Это вулканическое извержение, если не считать его вымыслом, могло иметь место во второй половине XVIII столетия у северо-западного ограничения Момо-Зырянского прогиба. До серьезной геологической проверки сведений Ф. Ф. Матюшкина возможность обнаружения еще одного вулканического аппарата в зоне Догдо-Дарпирского шва исключать нельзя.

Значительно южнее этих реально существующих и предполагаемых центров четвертичного вулканизма, на Охотском побережье, Е. К. Устиев (1941, 1949 гг.) описал тонкодисперсные липаритовые пеплы, залегающие в районе г. Магадана непосредственно под растительным слоем. В бассейне р. Хасын (долина р. Красавицы) липаритовые пеплы занимают площадь около 3 κm^2 . Позднечетвертичное происхождение пеплового слоя не вызывает сомнений, однако источник этих молодых извержений до сих пор еще не обнаружен. По-видимому, он располагается за пределами современной суши, в области Охотского шельфа. Дисперсность пепловых частиц, вероятно, указывает на

отдаленное положение центра извержений.

Небольшой центр четвертичного вулканизма открыт В. А. Титовым (1949 г.) и Г. Е. Черняком (1951 г.) также в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, на крайней северо-восточной оконечности п-ова Тайгонос (мыс Хаимчики). Плотные черные базальты здесь образуют 70-метровый покров, перекрытый основной ледниковой мореной (второго оледенения). По мнению В. А. Титова и Г. Е. Черняка, покров залегает на ледниковых отложениях, соответствующих первому оледенению. Ни о площади, занятой лавами, ни о характере извержений, из-за недостаточности сведений, судить невозможно. По всей вероятности, межледниковые базальты мыса Хаимчики связаны с северо-восточными разрывами, рассекающими п-ов Тайгонос и северное побережье Пенжинской губы. В связи с последним обстоятельством можно предположить, что некоторые из базальтовых покровов северного и восточного побережья Пенжинской губы, перекрывающих континентальные отложения неогена, частью также относятся к четвертичному времени.

А. С. Симаков (1957 г.) показывает выходы послеледниковых щелочных базальтов в истоках р. Большой Купки. Эти базальты впервые

описал здесь А. Л. Крист (1947 г.), но он считал их палеогеновыми. Щелочные базальты, по-видимому, образуют небольшие потоки или имеют экструзивную форму залегания. Условно среднечетвертичными А. П. Шпетный (1962 г.) считает анальцимсодержащие базальты из верховьев р. Кедона (Омолонский массив). Здесь базальты слагают ступенчатое плато, что, по А. П. Шпетному, отражает многократную последовательность в излиянии лав. Площадь покрова около 50 км², а мощность 100—150 м. Надо сказать, что возраст этих образований обоснован еще недостаточно и возможно, как и щелочные базальты Восточно-Чукотского района, они являются несколько более древними, неогеновыми.

Наиболее крупные проявления четвертичного вулканизма на Северо-Востоке СССР (за пределами Восточно-Камчатско-Курильской геосинклинальной области) сконцентрированы в верховьях р. Большого Анюя. Е. К. Устиевым (1953, 1954, 1955а, 19556, 1956, 1957, 1958, 1958а) подробно изучен вулканизм долины р. Монни (правобережье Большого Анюя). Извержения в этой долине относятся к послеледниковому времени и характеризовались первоначально трещинными излияниями базальтов, которые сменились затем деятельностью вулканического аппарата центрального типа (Анюйский вулкан). Суммарная площадь, занимаемая молодыми базальтами, достигает здесь 124 км2. Примерно в 100 км южнее, в долине р. Алучин, Г. Г. Клещевым (в 1957 г.) открыт еще один лавовый поток. Его длина составляет 65—70 км, максимальная ширина достигает 10—12 км. Мощность потока достигает 40 м. В верховьях р. Алучин обнаружено три довольно сильно разрушенных небольших вулканических аппарата. Лавовый поток долины Алучина также сохранился хуже, чем поток долины р. Монни, и пропилен водным потоком. Еще один небольшой вулкан обнаружен В. И. Петровым (1957 г.) в 90 км восточнее в верховьях р. Чимчемемель.

Немногими приведенными примерами почти исчерпываются известные до сих пор проявления четвертичного вулканизма в пределах об-

ласти мезозойской складчатости.

В Восточно-Камчатско-Курильской геосинклинальной области четвертичные эффузивы играют значительно более важную роль. Нижнечетвертичные лавы северного побережья Олюторского залива сопоставляются с постплиоценовыми нагорьями Камчатки, Курильских островов и, далее, Японии. Происхождение этих нагорий связано как с трещинными базальтовыми излияниями, так, возможно, и деятельностью общирных щитовых вулканов (А. Е. Святловский, 1958 г.). Древнечетвертичные вулканы Корякского нагорья, Камчатки и Курил образуют такой же вулканический пояс, какой в меловой и палеогеновый периоды наблюдался западнее — вдоль окраины мезозойской складчатой области. Это один из самых ярких примеров миграции зоны активного вулканизма, связанный с миграцией геосинклинального трога.

К четвертичному времени относится верхняя часть апукской свиты, развитой на северном побережье Олюторского залива. Мощность только четвертичных эффузивов достигает 800 м, составляя обычно 500—600 м. Площадь четвертичных плато достигает 15 000 км² (Егиазаров, Закржевский, 1959). К северу от этих образований также имеются небольшие поля четвертичных базальтов. По данным М. И. Бушуева (1952 г.), на мысе Наварин на 20—60-метровой морской террасе залегают массивные и миндалекаменные, иногда окисленные оливинопироксеновые базальты. Мощность покрова 4—5 м, местами она уве-

личивается до 200-300 м.

Геологические условия развития четвертичного вулканизма. Только в двух случаях проявления четверт<u>и</u>чного вулканизма на территории

Северо-Востока изучены настолько, что можно судить не только о петрографическом составе лав, но и о типе извержений. Первый пример относится к вулканам долины Момы, в бассейне Индигирки (А. П. Васьковский, 1949, М. С. Аргунов и С. И. Гавриков, 1960, Рудич, 1964), второй — к вулканизму долины Монни, в бассейне Анюя (Е. К. Устиев, 1953, 1954, 1955а, 6, 1956, 1957, 1958).

Вулкан Балаган-Тас (Момский) располагается на третьей надпойменной террасе речки Балаганнах — правом притоке р. Момы, впадающей в Индигирку в 8 км южнее Полярного круга. Высота вулканического конуса над поверхностью террасы близка к 300 м, внешний диаметр кратера около 200, внутренний не превышает 120 м, а его глубина около 40 м. С вулканом связан лавовый покров, который образо-

вался в результате нескольких извержений.

Значительно более крупными масштабами характеризуются молодые вулканические проявления в бассейне р. Большой Анюй. Долина р. Монни, в которой расположен Анюйский вулкан, протягивается почти в широтном направлении, согласно с простиранием складчатых структур. Изучение вулканических проявлений в долине Монни приводит к выводу о двух стадиях извержений, характеризовавшихся и различными формами, и несколько отличным составом вулканических продуктов.

Первая стадия ознаменовалась крупными излияниями базальтоидных лав, связанными с рядом широтных разрывов вдоль дна долины Монни. Спокойно изливавшиеся, относительно жидкие лавы заполнили все дно долины на протяжении 52 км и на ширину от 2 до 4 км. Мощный лавовый поток вытеснил р. Монни из ее русла, преградил все боковые ее притоки и вызвал образование многочисленных запрудных озер у их устьев. Общая площадь, залитая лавами трещинных извержений, достигает 100 км², при средней мощности потока в 30 м и суммарном объеме лав около 3 км³. Трещинные извержения несомненно происходили многократно. Во многих расселинах, связанных с контракционным растрескиванием лав, можно видеть два последовательно сформированных потока. Верхний из них имеет мощность всего в 1,5-2 м. Предшествующая фаза излияний дала главную массу лав с мощностью потока от 20 до 30 м с лишним. Ни в одном из разрезов основания этого потока не видно, и, таким образом, нельзя считать исключенной возможность еще более ранней (но в таком случае слабой) фазы. Последняя вспышка замирающей активности трещинных извержений привела к образованию небольших шлейфов лавы, излившихся через трещины в корке верхнего потока и, по-видимому, обязанных гидродинамическому давлению в движущемся под этой коркой расплаве.

Вторая стадия вулканической активности, последовавшая за закупоркой линейных очагов извержений на дне долины, выразилась в прорыве магматических расплавов в месте пересечения нескольких поперечных к антиклиналям разрывов в истоках р. Монни. На этот раз
извержения имели по преимуществу эксплозивный характер. Над подводящим каналом возник вулканический конус, состоящий из рыхлых
продуктов извержений, чередующихся с потоками лав (рис. 27). Анюйский вулкан возвышается на гранитоидах интрузивного массива, расположенного в вершине р. Монни у пересечения крупного северо-восточного и двух небольших северо-западных разрывов. Основное значение для формирования вулканического канала имел северо-восточный
разрыв, наклоненный на юго-восток под углом в 80—85°. Анализ деятельности вулкана показывает, что такое же наклонное положение,
предопределившее направление эксплозий, занимал вулканический канал. Вулкан, выросший над этим каналом, имеет вид правильного ко-

нуса высотой от 90 до 120 м и с диаметром основания в 490 м. Диаметр кратера равен 300 м при глубине в среднем около 75 м. На дне кратера ясно различимо жерло, закупоренное плотными базальтами. Северо-западная сторона кратера прорвана лавами, образовавшими расселину 30-метровой ширины. В начальной стадии деятельности вулкана преобладали эксплозии, в конечной — эффузии. Последняя фаза его развития ознаменовалась очень крупным извержением лавы, образовавшим поток длиной в 16 км при ширине до 2 км и средней мощности около 20 м. Лавы этого потока на расстоянии около 12 км перекрывают потоки более ранних трещинных излияний.

Лавы трещинного потока, с которых начались извержения в долине Монни, имеют состав оливиновых трахибазальтов. Следующие за ними по времени лавы ранних стадий извержений вулкана отличаются



Рис. 27. Анюйский вулкан (долина р. Монни). Фото В. А. Касаткина, 1959 г.

уже андезито-базальтовым составом, что указывает на некоторый перерыв между извержениями, достаточный для того, чтобы верхний слой расплава в периферическом очаге изменил свой состав в результате дифференциации. Лавы поздних стадий извержений имеют уже вновь базальтовый состав, отмечающий исчерпание тонкого андезито-базальтового слоя. Последние порции расплавов, извергавшихся вулканом, карактеризуются наиболее основным составом. Таким образом, общий ход эволюции состава извергавшихся расплавов изображается схемой: базальты — андезито-базальты — базальты — основные базальты.

Четвертичные липаритовые пеплы окрестностей Магадана несомненно зависят от деятельности центрального вулкана; базальтовые и андезито-базальтовые излияния на п-ове Тайгонос и в бассейне Малого Анюя скорее всего связаны с линейными тектоническими разрывами. Петрография четвертичных эффузивов. Имеющиеся данные о рас-

Петрография четвертичных эффузивов. Имеющиеся данные о распространенности четвертичных эффузивов на большей части территории Северо-Востока СССР (без Восточно-Камчатско-Курильской геосинклинальной области) наглядно иллюстрируют решительное преобладание среди них лав базальтовой и андезито-базальтовой группы, что с полным правом позволяет называть здесь четвертичный вулканизм базальтовым. То же можно сказать и о палеогеновых и неогеновых эффузивах. Можно не сомневаться в том, что эта закономерность указывает на прямую преемственную связь между четвертичным и неогеновым вулканизмом.

Столь же решительное преобладание базальтовых лав характерно и для ареального четвертичного вулканизма Восточно-Камчатско-Курильской геосинклинальной области. Однако здесь эта черта отнюдь не унаследована от предшествующего времени, когда на этой террито-

рии образовались сильно дифференцированные эффузивные комплексы с преимущественным развитием андезитов.

Сообразно с разными уровнями эволюции производных расплавов четвертичные базальтоиды этих областей несколько отличны друг от друга как в петрографическом, так и в петрохимическом отношениях. Базальтоиды почти всей территории Северо-Востока отличаются относительно высокой щелочностью и принадлежат к семейству трахибазальтов, а иногда и тефрито-базальтов. Базальтоиды Восточно-Камчатско-Курильской области относятся к нормальному ряду дифференциации и могут служить примером щелочно-известковых пород «тихоокеанского» типа.

Базальты и андезито-базальты. Как обычно, разделение лав этой группы возможно лишь с помощью микроскопа либо даже химического анализа. Это плотные либо пузыристые породы смоляно-черного, но чаще всех оттенков серого цвета. По степени пузыристости и соответственно объемному весу наблюдаются все переходы от тяжелых литоидных лав к плавающим на воде пемзовидным и шлаковым лавам. Одно из крайних мест в этом отношении занимает базальт вулканического конуса Балаган-Тас с объемным весом 0,7. Почти такие же легкие вспененные базальты характерны для верхней части потока Анюйского вулкана. Важной особенностью всех пузыристых четвертичных лав является незаполненность их пор. Лишь в детально исследованных базальтоидах Анюйского вулкана и трещинных покровов долины Монни иногда наблюдаются поры, стенки которых покрыты тончайшим налетом из кристалликов кристобалита и ближе неопределимого изотропного цеолита. Незаполненные поры ясно отличают постплиоценовые базальты от палеогеновых лав в тех же районах, которые часто характеризуются миндалекаменной текстурой и большим количеством кристаллизующихся в пустотах минералов.

Вкрапленники в базальтах и андезито-базальтах во всех случаях представлены лабрадором или битовнитом в комбинации с авгитом, титанистым авгитом или диопсидом. В подавляющем большинстве изученных примеров в числе вкрапленников находится также и магнезиальный оливин. Ромбический пироксен встречается гораздо реже и почти всегда в ассоциации с оливином.

Более или менее стекловатая основная масса лав состоит из лейстовых или игольчатых микролитов плагиоклаза лабрадорового, реже андезинового состава, к которым присоединяются зернистые либо столбчатые микролиты авгитового и пижонитового характера. Микролиты оливина появляются относительно редко. Важную роль в основной массе играют также микрокристаллы магнетита и ильменита. Трахибазальтовые потоки долины Монни (Анюйский вулкан) покрыты еще не тронутой выветриванием стекловатой корочкой закалки толщиной до 0,5 м. Смоляно-черное макроскопически, слабо желтоватое в шлифах, базальтовое стекло заключает редкие, сильно резорбированные интрателлурические вкрапленники оливина и плагиоклаза.

Повышенная щелочность базальтоидов часто не находит прямого выражения в составе минералов и обнаруживается лишь химическими анализами. Это особенно относится к стекловатым разностям лав. В полнокристаллических породах с долеритовой структурой либо в хорошо раскристаллизованных базальтах с малым количеством стекла трахитоидный их характер сказывается в появлении тонких каемок ортоклаза на вкрапленниках плагиоклаза. Часто щелочной полевой шпат наблюдается только в виде бесформенных выделений в интерстициях. В щелочных базальтах из бассейнов рек Кедона и Большой Купки отмечен анальцим. Вкрапленники моноклинного пироксена нередко обнаружи-

вают фиолетовую окраску и более или менее заметную структуру песочных часов. Часто титанистый авгит появляется лишь в виде каемок на кристаллах более раннего кальциевого авгита. По данным К. Н. Рудича (1964), в трахибазальтах вулкана Балаган-Тас содержатся вкрапленники эгирин-авгита.

Особенно подробно изученные трахибазальты Анюйского вулкана и долины Монни дали Е. К. Устиеву возможность детально проследить особенности хода кристаллизации основного расплава и эволюции состава породообразующих минералов. Количественные соотношения между раскристаллизованной и нераскристаллизованной частями лав, а также между отдельными минералами указывают на кристаллизацию базальтов по котектической схеме. Соотношения между стеклом, плагиоклазом и пироксеном отличаются линейной зависимостью и строгим постоянством отношения между количествами плагиоклаза и пироксена (примерно 75:25). Весьма важное значение имеет эволюция состава стекловатого остатка, определяемая многочисленными измерениями светопреломления. Последнее оказывается тем более высоким, чем ниже степень кристалличности соответствующей лавы, что указывает на прогрессивное увеличение кислотности стекла по мере хода кристаллизации расплава. Таким образом, нераскристаллизованный остаток лав оказывается заметно более кислым, чем лава, которой он принадлежит. В частности, нераскристаллизованное стекло базальтов андезито-базальтовым, а андезито-базальтов — андезитовым по составу. Очень интересны данные, касающиеся эволюции состава породообразующих минералов. Плагиоклаз базальтов кристаллизуется в три этапа. Сильно оплавленные интрателлурические кристаллы отвечают андезину № 46. Постэффузивные вкрапленники являются в среднем лабрадором № 63. Средний состав микролитов — лабрадор № 62. Крайние значения состава плагиоклаза в базальтах Анюйского вулкана: андезин № 34 — лабрадор — битовнит № 70. Обратная нормальной последовательность кристаллизации доэффузивных и постэффузивных вкрапленников является результатом перегрева лав при излиянии. Судя поразнице составов соответствующих вкрапленников, величина перегрева достигала 210-220°. Для оливина также характерен перегрев в кристаллизации, совпадающий с моментом эффузии. Сильно оплавленные, часто скелетные вкрапленники доэффузивного периода имеют в среднем около 30% фаялита, в то время как постэффузивные вкрапленники содержат всего 10% фаялитовой молекулы. И в этом случае смена составов является результатом перегрева лав при излиянии; величина необходимого перегрева равна приблизительно 230°. Особенно сложный характер эволюции составов обнаруживают пироксены. Они кристаллизуются в лавах только после излияния их на поверхность и непрерывно изменяют свой состав по мере продвижения кристаллизации. В начальной стадии это авгиты с 46%, затем с 44%, 42% и 40% кальциевого метасиликата. Пироксены конечной стадии кристаллизации являются уже пижонитовыми авгитами с 32% волластонита. стадии характерен последующий распад пироксена с выделением в пижонитовом авгите тонких, закономерно ориентированных пластинок клиноэнстатита. Избыточное железо фиксируется при этом в магнетите, образующем тончайшие оторочки на границе пластинок клиноэнстатита. Устанавливаемый этими наблюдениями факт распада позднего метастабильного пироксена на пижонитовый явгит и клиноэнстатит является новым для минералогии пироксенов эффузивных пород. Не оставался постоянным при застывании базальтов долины Монни и состав рудных минералов. Начальные стадии кристаллизации сопровождались выделением магнетита; однако со стадии, отвечающей появлению титанистого авгита с 42% кальциевого метасиликата, одновременно с магнетитом начинает кристаллизоваться ильменит, количество которого не-

прерывно возрастает.

Андезиты описаны только в Корякском нагорье и на Камчатке, где они выделяются среди преобладающих покровов постплиоценовых базальтов С. И. Федотовым (1954 г.), А. Г. Погожевым (1955 г.), Г. М. Власовым (1961), Ю. П. Ершовым (1958 г.) и др. Они встречены восточнее Пенжинской губы в бассейне р. Пустой, в долине р. Вивник и на побережье Берингова моря у Олюторского залива и залива Корфа. Очень небольшие потоки андезитовых лав отмечены также в верхней части бассейна р. Апуки. Ни в одном случае возраст их точно не выяснен, и некоторые андезиты могут быть неогеновыми.

Серые, плотные, реже пузыристые андезиты макроскопически не всегда отличаются от лав более основного состава. Под микроскопом они характеризуются совершенной свежестью как вкрапленников, так и основной массы. Среди вкрапленников преобладает плагиоклаз-лабрадор или основной андезин с резко выраженным зональным строением. Вкрапленники цветных минералов представлены обычно клинопироксеном — авгитового или пижонитового ряда. Довольно часто наблюдается ромбический пироксен гиперстенового состава. Повышение роли ортопироксена, по-видимому, знаменует переход к андезито-базальтам. Более или менее стекловатая основная масса состоит обычно из игольчатых, реже лейстовых микролитов андезина и зернышек магнетита. Разные количественные соотношения между стеклом и микролитами вызывают появление то пилотакситовой, то гиалопилитовой, то гиалопорфировой структуры. В относительно редких случаях в основной массе кристаллизуется моноклинный пироксен. В одном из потоков, в верховьях р. Пустой, химический анализ указывает на повышенную щелочность лавы, однако никакого отражения в минералогическом составе породы эта особенность не имеет. Очевидно, небольшой имеющийся избыток щелочей скрыт в данном случае в стекловатом базисе.

Липариты. Ни одного центра четвертичного вулканизма, с которым были бы связаны извержения кислых расплавов, в пределах рассматриваемой территории не известно. Однако в центральной части Охотского побережья довольно широко распространены очень тонкоструктурные липаритовые пеплы, впервые изученные и описанные Е. К. Устиевым (1941 г.). В виде тонкого (1-2 см) слоя пеплы лежат непосредственно под почвенно-растительным горизонтом на большой площади в окрестностях Магадана. В долине р. Красавицы (левый приток р. Хасын) липаритовые пеплы образуют гораздо более мощные скопления, по-видимому, частично переотложенного характера. Вплоть до настоящего времени, несмотря на довольно хорошую геологическую изученность центральной части Охотского побережья, вулканический центр этих извержений не обнаружен. Е. К. Устиев (1941 г., 1955а) предполагает, что липаритовые пеплы извергались вулканом, который находился за пределами современной суши — где-нибудь на территории, покрытой сейчас водами Охотского моря*. Макроскопически липаритовые пеплы представляют собой снежно-белую сыпучую массу с преобладающим размером частиц около 0,05 мм. Под микроскопом обнаруживается, чтоони состоят главным образом из обломков бесцветного кислого стекла со светопреломлением около 1,4 и небольшого количества кристаллических обломков андезинового плагиоклаза, зеленоватого авгита и магне-

^{*} Нужно сказать, что пепловый материал пользуется широким распространением и на дне мелководной части Охотского моря, где он почти всегда обнаруживается в составе донных осадков.

тита. В стекловатой составной части пеплов нередко встречаются нитевидные обломки типа «волос Пеле», а также округлые и булавовидные образования типа «батавских слезок». Характер и состав липаритовых пеплов позволяют предполагать их связь с взрывными извержениями, скорее всего пелейского типа.

Петрохимия четвертичных эффузивов. Материал по химизму четвертичных эффузивов северо-восточной Азии пока еще очень невелик. Первые шесть из приведенных анализов (табл. 19) иллюстрируют химизм базальтоидов долины Монни и Анюйского вулкана (анализы расположены в таблицах в порядке возрастной последовательности лав). Седьмой анализ принадлежит трахитоидному базальту вулкана БалаганТас. Последние четыре анализа характеризуют постплиоценовые лавы Корякского нагорья и северной части Камчатского полуострова.

Химический состав четвертичных лав

Таблица 19

			Λ,	имическ	ии сос	тав чет	вертичных	Лав			
- 7	Трещинный поток р. Монни (по Е.К. Устиеву)	Анюі Рання		<u> </u>	кан (по Е. К. Устиеву) Главный поток			залива эжеву,	Правобережье		р. Апу-
		Андезито- базальт		Ниж- ний слой	Ниж- ний слой	Сред- ний слой	Вулкан Балаган- тас (по А. П. Вась- ковскому, 1949)	Побережье залив: Корфа (по А.Т. Погожеву, 1955)	р. Пустой (по А. Г. По- гожеву, 1955)		Верховье ки (по В. ценко)
Компоненты	Базальт			Базальт			Базальт	Гиперсте- новый андезит	Пирок- сеновый андезит	Трахи- андезит	Анде-
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O +H ₂ O -H ₂ O P ₂ O ₅	52,27 1,67 15,56 1,62 8,05 0,12 6,48 8,03 3,60 1,87 0,13 0,11 0,59	53,60 1,49 15,55 5,26 4,62 0,13 5,91 7,20 3,50 1,46 0,60 0,26 0,41	54,00 1,60 15,14 1,72 8,05 0,14 5,89 7,48 3,71 1,39 0,21 0,13 0,31	52,83 1,58 15,53 1,88 7,26 0,14 6,56 7,20 3,66 2,06 0,29 0,16 0,45	50,10 2,00 15,15 0,84 9,91 0,18 7,07 7,43 3,66 2,37 0,46 0,24 0,49	49,30 2,22 15,40 1,44 8,71 0,16 7,18 8,35 3,70 2,54 0,36 0,23 0,77	46,36 2,01 16,35 9,78 0,68 0,02 7,00 8,68 3,56 1,89 2,60 0,28 0,76	57,28 1,95 19,39 1,17 4,31 0,05 3,37 8,05 1,67 0,67 0,57 	59,96 0,86 17,46 5,82 1,97 0,05 2,12 6,18 3,46 3,346 3,346 3,063 0,24 0,40	59,16 0,84 16,70 5,62 1,70 0,08 1,62 3,20 4,08 5,30 0,40 0,26 0,42	59,50 0,87 17,75 3,56 2,76 0,07 2,03 6,36 4,90 1,73 1,00 0,11
Σ	100,10	99,99	99,77	99,60	99,90	100,36	99,97	99,16	99,47	99,38	100,13

Как видно из табл. 19, это не всегда доброкачественные анализы и притом довольно случайных образцов. О последнем обстоятельстве можно судить по преобладанию среди анализированных образцов лав андезитового состава, в то время как четвертичный вулканизм всей этой области явно характеризуется преимущественной ролью более основных эффузивов. Тем не менее даже и этот весьма ограниченный материал все же позволяет проследить некоторые петрохимические особенности, повторяемость которых указывает на закономерный их характер. Прежде всего довольно отчетливо выявляются некоторые различия общего значения между ассоциациями лав — собственно Северо-Востока, с одной стороны, и Восточно-Камчатско-Курильской геосинклинальной области — с другой. Последовательное рассмотрение ти-

пичных особенностей каждой из этих ассоциаций позволяет подойти к сущности наблюдающихся между ними петрохимических различий. По своему химизму лавы долины Монни, Анюйского вулкана и вулкана Балаган-Тас относятся к ряду щелочных базальтоидов. Петрохимические особенности лав этой ассоциации полностью повторяют особенности четвертичных лав так называемой «Восточно-азиатской» петрографической провинции (Маньчжурия, Монголия и складчатые цепи, окаймляющие Японское море). Появление этих лав связывается некоторыми петрографами (А. Н. Заварицкий в СССР; Кото, Томита в Японии) с тектоническими движениями в форландах складчатых цепей, окружающих Тихоокеанское побережье. Дифференциация идет в них от базальтов к щелочным базальтоидам и в некоторых случаях заканчивается фельдшпатоидными базальтами и фонолитами. Четвертичные лавы Северо-Востока СССР отражают лишь начальные стадии эволюции магмы восточно-азиатского комплекса.

ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ

Региональные геофизические работы на Северо-Востоке в последнее десятилетие получили широкое развитие и в настоящее время эффективно используются для решения самых различных геологических задач.

В проведении геофизических исследований, интерпретации полученных данных участвовали Б. А. Андреев, Е. А. Азаркина, Ю. Н. Барченко, И. В. Беляев, Б. М. Бронштейн, Т. В. Валова, Ю. Я. Ващилов, А. А. Ворошилов, Д. И. Гуторович, А. С. Жидов, Л. И. Задорожко, В. К. Иванов, Л. Н. Измайлов, Ю. П. Казанцев, А. С. Карпова, Е. М. Кастальский, В. И. Кухтин, В. А. Ляхов, Л. А. Майков, В. А. Москалев, А. А. Николаевский, Д. М. Печерский, Д. И. Саврасов, В. П. Торопчинов, Б. Н. Филимонов, М. В. Чернюк, Б. М. Чиков, К. К. Шапошников, А. Г. Шпилько и др.

Аэромагнитными работами установлено весьма сложное по структуре аномальное поле. Отдельные аномалии его отличаются большими вариациями напряженности и морфологии в плане. Большинство аномалий магнитного поля имеют небольшие глубины залеганий магнитоактивных масс (до 1 км) и отражают в основном приповерхностные

особенности геологического строения.

Гравитационное поле имеет гораздо более простое строение, небольшие (по сравнению с другими горно-складчатыми районами СССР) перепады аномалий Буге. Характерной его чертой являются довольно резкие изменения среднего уровня для различных районов, происходящие по зонам больших градиентов. Общая структура гравитационного поля, как установлено многими исследователями (Б. А. Андреев, А. А. Борисов, Г. И. Каратаев, Н. Б. Сажина, Э. Э. Фотиади и др.), зависит главным образом от мощности земной коры. Для Северо-Востока устанавливается отчетливая связь генеральных форм рельефа с вариациями гравиметрического поля, что свидетельствует о хорошей изостатической компенсации; радиус компенсации для большей части территории равен 50—100 км (по схеме Веннинг-Мейнеса). Это позволяет предполагать, что аномалии шириной более 50—100 км с относительно невысокими горизонтальными градиентами обусловлены вариациями глубин подошвы земной коры.

Важными для геологического истолкования аномалий магнитного и гравитационного поля являются сведения о физических свойствах горных пород. Так, в подавляющем большинстве осадочные образования практически немагнитны. Такой вывод можно сделать на основании не только параметрических замеров образцов. Действительно, там, где мощность осадочных толщ достигает многих километров, наблюдается спокойное магнитное поле. Случаи аномальной намагниченности осадочных пород редки и связаны, как правило, с наличием в их составе материала, образовавшегося за счет разрушения магнитных пород магматического происхождения или содержащие в своем составе

вулканогенные образования.

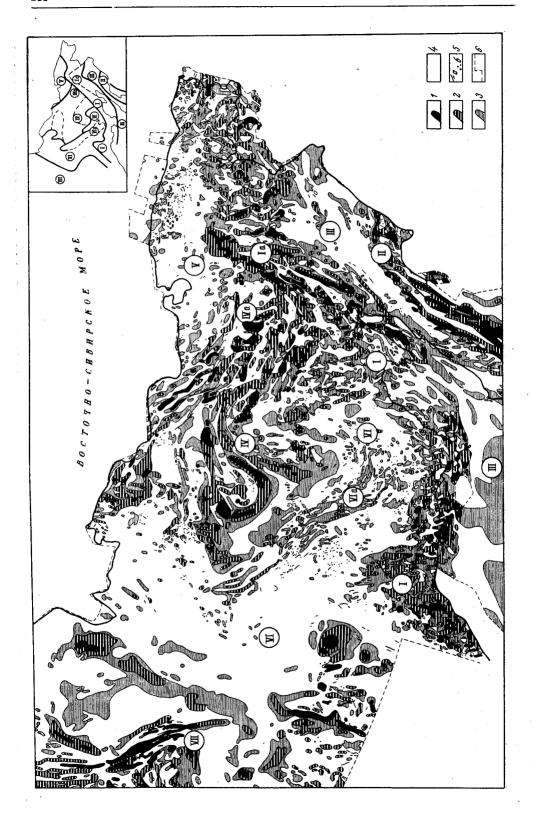
Для вулканогенных пород установлена вполне определенная зависимость между составом и степенью намагниченности, носящая статистический характер: наибольшей намагниченностью обладают разности основного состава, наименьшей — кислого. При этом встречаются случаи аномального намагничения липаритов и витрофиров.

Магнитные свойства интрузивных пород также зависят в основном от состава, хотя среди гранитов зачастую встречаются магнитные разности, а среди пород основного состава — немагнитные. Среднеарифметические значения магнитных параметров одних и тех же пород меняются от участка к участку в весьма широком интервале. Так, многие верхнеюрские и нижнемеловые интрузии гранитов Чукотской и Яно-Колымской складчатых областей имеют малые величины полной намагниченности и не создают магнитных аномалий, а в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Олойского прогиба иногда такие породы имеют намагниченность в несколько сотен микрогаусс. Гранодиориты в целом более магнитны, чем граниты, и играют существенную роль в создании аномалий средней и высокой напряженности. Наибольшая интенсивность намагничения характерна для интрузий основного и ультраосновного состава, наиболее широко распространенных в пределах Охотской и Курильско-Восточно-Камчатской областей.

Магнитные свойства метаморфических пород изучены весьма слабо. О природе возмущающих объектов можно судить по результатам исследований образцов с востока Сибирской платформы, где наибольшей магнитностью обладают различные гнейсы и кристаллические сланцы. В районах хр. Джугджур и бассейнах рек Охоты, Кухтуя, Шаманихи и Столбовой наиболее магнитными являются амфиболиты. Кристаллические сланцы бассейна р. Кухтуй практически немагнитны. В бассейнах рек Рассохи и Коркодона гнейсы и амфиболиты характеризуются изменчивой величиной намагниченности. Породы из приконтактовых зон крупных гранитоидных интрузий часто имеют повышенную по отношению к интрузиям и вмещающим породам величину намагниченности. Такой же величины, но линейные в плане аномалии создают зоны сульфидизированных пород с пирротином в пределах южной части Иньяли-Дебинского мегасинклинория.

В разрезе осадочных образований Северо-Востока не устанавливается региональных плотностных границ в зависимости от возраста отложений (от рифея до позднемеловой эпохи); устанавливаются только локальные их вариации. Дислоцированные породы складчатых областей различного возраста и состава имеют довольно высокие средние плотности 2,6—2,75 г/см3. Колымо-Омолонский, Охотский и Восточно-Чукотский массивы имеют для пород чехла те же плотности и диапазон изменения, что и в Яно-Колымской, Чукотской и Охотской складчатых областях. Момо-Зырянский прогиб, Айнахкургенская и Омсукчанская впадины не имеют существенных отличий в плотности выполняющих их отложений $(2,52-2,80\ e/cm^3)$ от окружающих структур, сложенных дислоцированными породами палеозоя и мезозоя. Кайнозойские осадки Нижне-Анадырской, Марковской, Челомджа-Ямской и Сеймчано-Буюндинской впадин имеют низкие плотности, меняющиеся в пределах 1,6-2,3 г/см3. Различия плотностей мелких тектонических структур специально не изучались, но они вполне допустимы. Наименьшую плотность 1,6—2,0 г/см3 имеют антропогеновые отложения впадин и долин рек.

Средние плотности магматических пород зависят главным образом от состава и имеют следующие значения: граниты 2,56-2,60 e/cm^3 , гранодиориты 2,60-2,70 e/cm^3 , диориты 2,70-2,80 e/cm^3 , габбро 2,80-3,0 e/cm^3 ; их эффузивные аналоги имеют близкие к этим плотности.



поле: 5 — отдельные анома-Беляевой и И. В. Беляевым Севе ро-Востока СССР. Составлена Рис. 28. Схема районирования аномального магнитного поля аномалии высокой напряженности; 2 — средней напряженности; Условное районирование: І — Охотско-Чукотский Охотско-Корякская аномальная

Региональная структура аномального магнитного поля определяется продуктами магматической деятельности. Применение аэромагнитных данных при геологическом изучении территории позволяет выявлять магнитные интрузии и на этой основе магмоконтролирующие разломы, приконтактовые части немагнитных интрузий (вскрытых и не вскрытых эрозией), специфику строения вулканогенных областей: мощности покровов, магмоконтролирующие разломы, вулканоструктуры, субвулканы и другое, зоны пирротинизации осадочных образований, фрагменты намагникристаллического докембрийского фундамента (обнажающегося и погруженного). Учет структурного рисунка аномалий позволяет иногда решить вопрос об отнесении той или иной территории к определенным геологическим структурам в районах со сложным геологическим строением.

Аномальное магнитное поле разделено на отдельные пояса и области, в которых объединены аномалии по принципу насыщенности и наибольшей напряженности (рис. 28). Выделяются: Охотско-Чукотский (I) и Камчатско-Олюторский аномальные пояса (II), Охотско-Корякская (III), Колымская (IV), Чукотская (V), Яно-Колымская (VI) и Восточно-Сибирская аномальные области (VII).

Охотско-Чукотский аномальный пояс (I) является наиболее ярко выраженным крупным элементом в общей структуре магнитного поля. В первом приближении он соответствует Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. Как известно, северная граница вулканогенного пояса определяется обычно линией ограничения полей молодых эффузивов, а южная — береговой линией Охотского и Берингова морей и границей распространения четвертичных осадков Пенжинско-Анадырской низины. Как видно, контуры выделяемого аномального пояса не вполне укладываются в эти границы.

В создании общей структуры аномального магнитного поля важная роль принадлежит интрузиям гранитоидов и контактовоизмененным вмещающим породам. При этом диоритам и гранодиоритам соответствуют аномалии более высокой напряженности, чем гранитам. Различную роль играют вулканогенные отложения мелового и палеогенового периодов в зависимости от их объема и состава. Отдельные покровы палеогеновых базальтов создают наиболее напряженные аномалии.

Напряженные линейные аномалии, обусловленные интрузиями гипербазитов и, вероятно, основными эффузивами позднеюрского — палеогенового возраста, объединены в Пенжинско-Анадырский аномальный район (Ia); для него характерно дифференцированное гравитационное поле с линейными аномалиями.

Камчатско-Олюторский аномальный пояс (II) представлен лишь северной своей частью длиной около 500 км. Пояс протягивается в северо-восточном направлении вдоль восточного побережья Камчатки в виде совокупности протяженных линейных аномальных зон большой напряженности. В пределах северного окончания пояса аномалии приобретают, наряду с северо-восточным, субширотное и се-

веро-западное простирания. По характеру магнитного поля аномальные зоны обусловлены приповерхностным расположением сильно магнитных возмущающих тел серпентинизированных пироксенитов, перидотитов, дунитов, габброидов и эффузивов основного состава, залегающих среди ватынской кремнисто-вулканогенной формации сенонского возраста и выделяющихся иногда положительными гравиметрическими аномалиями, а также палеогеновым и неогеновым эффузивно-осадочным комплексами с интрузиями основного и среднего состава.

Охотско-Корякская аномальная область (III) расположена между Охотско-Чукотским и Камчатско-Олюторским аномальными поясами и характеризуется спокойным магнитным полем, обусловленным большой мощностью терригенных осадочных образований. Отдельные аномалии магнитного поля этой области отражают участки наибольшей концентрации магматических пород. Сложность структурного рисунка и линейность аномалий отражают зоны глубинных разломов (Чиков, Иванов, 1963). Аномалии, обусловленные неогеновыми базальтами, не создают линейных зон, имея наложенный характер в структуре складчатой области. Характерны слабодифференцированные локальные аномалии без преобладающих простираний.

Для Колымской аномальной области (IV) характерна значительная насыщенность зонами и аномальными полями различной конфигурации в плане, чем эта область отличается от других регионов Северо-Востока. Эту обширную территорию слагают различные комплексы пород от докембрия до палеогена. В северо-западной части они перекрыты чехлом рыхлых отложений антропогена Приморской низменности. Территория этой аномальной области расчленена многочисленными разломами различной амплитуды и протяженности, придающими ей блоковый характер. Сложная сетка разломов свидетельствует о существенной роли блоковых движений фундамента в формировании этой области. Наибольшая концентрация аномалий высокой напряженности, связанных с эффузивами и интрузиями среднего и основного состава, приурочена к северо-восточной половине аномальной области — Олойскому прогибу и Абый-Ожогинской впадине (Анюйско-Алазейский аномальный район, IVa). Юго-западная часть рассматриваемой области менее насыщена аномалиями, на основе чего можно предполагать, что здесь меньше магматических образований. Она примыкает к Яно-Колымской складчатой области.

Чаунская аномальная область (V) выделяется общим пониженным магнитным полем. Небольшая концентрация отдельных положительных аномалий приурочена к Анюйскому и Чаун-Иультинскому мегантиклинориям, образующим приподнятые блоки земной коры. Они вызваны магматическими телами, положение которых контролируется разрывными нарушениями. Граниты и гранодиориты обычно не магнитны, создают отрицательный гравитационный эффект; отдельные магнитные аномалии над ними приурочены к зонам гнейсификации и связываются с гранито-гнейсами. Четко выделяются аномальным полем краевые части гранитоидных массивов по наблюдаемым в зонах контактов дугообразным и линейным аномалиям. Наибольшие концентрации тел габброидов в кэпэрвеемской и гэсмыткунской свитах создают аномалии малой и средней напряженности. Покровы эффузивов создают специфически варьирующее аномальное поле и, судя по характеру знакопеременного поля (без постоянных положительных составляющих аномалий), имеют небольшие мощности.

Яно-Колымская аномальная область (VI) занимает обширное пространство в бассейне р. Яны и в верховьях р. Колымы. В отличие от

сопредельных территорий, для нее характерны слабодифференцированные локальные гравиметрические аномалии, спокойное относительно пониженное аномальное поле с малыми горизонтальными градиентами, на фоне которого выделяются отдельные, часто группирующиеся магнитные аномалии, как правило, малой напряженности. Геологическое строение области характеризуется распространением терригенных отложений верхоянского комплекса, которые являются практически немагнитными, создавая слабоаномальный облик области. На правобережье Лены, ниже устья Алдана, фиксируется протяженная субмеридионального простирания хорошо выраженная аномалия. По характеру поля возмущающий объект находится на глубине более восьми километров и приурочен, вероятно, к образованиям докембрия. Большинство небольших аномальных участков обусловлено выходами интрузивных образований основного и среднего состава и метаморфическими породами в зонах влияния крупных гранитоидных интрузий. В южной и юго-восточной частях области над отдельными покровами наблюдаются характерные варьирующие аномалии.

В структуре Яно-Колымской аномальной области уверенно выделяется Иньяли-Дебинская аномальная зона (VIa), представляющая широкую полосу, протягивающуюся в северо-западном направлении от Колымы до Яны. Она состоит из линейных аномалий средней напряженности. На больших территориях отдельные линейные аномалии и участки не могут быть достоверно объяснены имеющимися в настоящее время геологическими предпосылками. Однако почти повсеместно небольшие глубины залегания верхних кромок магнитовозмущающих масс (до 500 м) заставляют связывать многие аномалии с осадочной толщей, допуская ее интенсивные контактовые изменения невскрытыми интрузиями гранитоидов или сульфидную минерализацию, приуроченную к предполагаемым зонам разломов (Виноградов и др., 1966).

Следовательно, можно с большой долей условности предполагать, что линейный характер рассматриваемой полосы может быть истолкован наличием широкой зоны протяженных разломов глубинного запожения

Аномалии правобережья Лены и бассейна ее левых притоков объединены в Восточно-Сибирскую аномальную область (VII), соответствующую крайнему востоку Сибирской платформы и крайней западной части Яно-Колымской складчатой области. Для нее характерно сильно дифференцированное магнитное поле с аномалиями часто высокой напряженности и по характеру поля близкое аномальным зонам Охотско-Чукотского пояса и Колымской аномальной области.

Однако аномалии магнитного поля этой территории отражают неоднородность строения докембрийского кристаллического фундамента платформы, его различные структурно-фациальные зоны (Меньшиков, Кутузова, 1966).

Анализ карты аномального магнитного поля Северо-Востока и схемы районирования магнитного поля по принципу насыщенности аномалиями и сопоставление ее с геологическими данными, с известными схемами тектонического районирования позволяют сделать выводы о геологической природе выделенных аномальных областей, районов и зон, увязать их с главнейшими структурными элементами.

Территории развития немагнитных осадочных толщ больших мощностей, отвечающих складчатым областям, характеризуются слабовозмущенным магнитным полем, а «жесткие» элементы — возмущенным, со сложной структурой.

На фоне этой закономерности интересно отметить, что пояса и зоны повышенной и высокой аномальности магнитного поля в складчатых областях располагаются вдоль ограничений тектонических элементов первого порядка. Примерами могут служить:

Иньяли-Дебинская аномальная зона в Яно-Колымской складчатой

области, прилегающая к Колымо-Омолонскому массиву;

Анюйско-Усть-Алазейская зона (Колымо-Омолонский массив) и

Колючинско-Мечигменская зона (Восточно-Чукотский массив);

Пенжино-Анадырский район и Камчатско-Олюторский пояс, примыкающие первый к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу и вто-

рой к акватории Берингова моря.

Колымская аномальная область, границы которой в общем совпадают с границами Колымо-Омолонского массива, характеризуется высокой насыщенностью аномалиями различной ориентировки и формы, обусловленными в основном юрскими, меловыми и палеогеновыми магматическими образованиями. При этом наиболее приподнятым участкам присущи магнитные и гравитационные аномалии субмеридионального простирания.

Северо-восточная часть Колымо-Омолонского массива (Анюйско-Алазейский район) отличается сильной насыщенностью линейными магнитными аномалиями, прослеживающимися на больших площадях

Приморской низменности под четвертичными отложениями.

Если распространить геологическую природу и приуроченность магнитных аномалий на эти скрытые площади, то можно предположить, что здесь вплоть до Ляховских островов располагаются жесткие структуры. Примечательно, что магнитная зона аналогичного характера и, вероятно, природы прослеживается (также под четвертичными отложениями) в субширотном направлении севернее Алазейского выступа и вокруг него.

Особенность структуры аномальных участков Яно-Колымской складчатой области находится в прямой зависимости от состава и мощности слагающих их отложений и околоинтрузивных контактовых изменений. Можно предположить, что основанием Яно-Колымской складчатой области служит глубоко опущенный немагнитный или слабомагнитный докембрийский фундамент сравнительно однородный поплотности, сходный с Оленекским выступом Сибирской платформы.

Крупная краевая структура Яно-Колымской складчатой области — Иньяли-Дебинский мегасинклинорий — довольно уверенно выделяется в ее составе как по насыщенности магнитными аномалиями, так и в линейной структуре поля. Безусловно, этот мегасинклинорий должен рассматриваться как наиболее активная в тектоно-магматическом отношении часть Яно-Колымской складчатой области. Э. Э. Фотиади и др. (1965) относят его к зоне глубинных разломов.

Примечательной особенностью Иньяли-Дебинского аномального района являются поперечные зоны нарушений структуры аномального поля, по которым меняется также концентрация аномалий. Эти поперечные зоны отражают, вероятно, разломы в «фундаменте» мегасин-

клинория.

На территории Чукотской складчатой области наблюдается более возмущенное магнитное поле, чем в Яно-Колымской, хотя в целом магнитные свойства терригенного комплекса близки к верхоянскому. Оно обусловлено телами габброидов и приконтактовыми зонами гранитоидных интрузий. Магнитных и гравитационных аномалий от докембрийского и палеозойского основания здесь не выделяется несмотря на то, что мощности терригенных отложений Чукотской складчатой области по геологическим данным значительно меньше верхоянского комплекса.

Территория Охотской складчатой области по особенностям магнитного и гравитационного полей отчетливо подразделяется на две зоны: внешнюю (краевую) с линейными аномалиями, обусловленными кремнисто-вулканогенными образованиями и разрывными нарушениями, основными и ультраосновными интрузиями раннего мела, и внутреннюю, отвечающую площадям развития немагнитных и однородных по плотности толщ терригенных осадков корякской серии больших мощностей. Внешняя зона примыкает к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу и продолжается далее под водами Пенжинской губы.

Камчатско-Олюторский аномальный пояс соответствует Курило-Восточно-Камчатской геосинклинальной области, уходит далеко на юг, продолжаясь по Восточной Камчатке и частично под водами Берингова

моря вдоль его глубоководной части.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс характеризуется аномалиями высокой и средней напряженности. Нередко эти аномалии имеют линейный характер, подчеркивая, вероятно, местоположение зон глубинных разломов, служивших подводящими каналами для огромной массы излившихся и плутонических магматических пород. Эти «каналы» (зоны максимальной тектоно-магматической активности) прослеживаются (см. рис. 28) довольно уверенно. На Магаданском отрезке пояса наблюдаются две параллельные зоны широтного простирания. Причем южная зона, прослеживаемая в акватории Охотского моря, имеет более четкое ограничение с юга и, видимо, фиксирует южную границу вулканогенного пояса, сходную с праницей Пенжинско-Анадырской зоны и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Различия глубинного строения (основания) пояса, устанавливаемые по геологическим данным, подчеркиваются спецификой рисунка аномалий отдельных отрезков пояса. Она различна на Охотском массиве, мезозоидах, вдоль Охотской складчатой области, на Восточно-Чукотском массиве. Эти же черты различия подтверждаются характе-

ром структурного рисунка гравитационных аномалий.

На Эвенском участке пояса упомянутые зоны магматической активности более сложны, сочленяются под различными углами и кулисообразно, указывая на более сложное мозаично-блоковое глубинное

строение этого отрезка пояса.

В целом, указанные тектоно-магматические зоны должны рассматриваться как главнейшие элементы внутреннего строения вулканогенного пояса. Поля эффузивов вне этих зон, по которым обычно проводятся геологические границы пояса, есть результат деятельности оперяющих разломов более высоких порядков.

Важным для геологического истолкования гравиметрических данных в рассматриваемом регионе является проведенное Институтом физики Земли (Аверьянов, Вейцман, 1961) глубинное сейсмическое зондирование. Часть работы выполнена в северной акватории Охотского моря, а вторая часть по профилю Магадан — Усть-Средникан. По морскому профилю установлено, что земная кора меняет мощность в небольших пределах — от 25 до 30 км. Кровле предполагаемого «базальтового» слоя соответствует нерезкая сейсмическая граница. Выделяется он весьма неуверенно. Наибольшая мощность недислоцированных осадочных отложений (5—7 км) зарегистрирована на расстоянии 200—250 км от побережья на юг. В центральной части профиля наблюдается поднятие гранитного слоя с ничтожной мощностью осадочного чехла, с малыми скоростями.

Мощность земной коры по наземному профилю меняется в пределах от 32 до 38 км, увеличиваясь на север, и состоит из трех генерализованных слоев: верхнего — осадочно-метаморфического мощностью

4—6 км, «гранитного» мощностью около 15 км и «базальтового» мощностью от 13 до 18 км. Верхний слой характеризуется плавным увеличением скорости с глубиной от 4 км/сек у дневной поверхности до 6 км/сек на глубине 4—6 км. Нижняя граница этого слоя не соответствует геологическим представлениям о глубине кристаллического фундамента и, по-видимому, является физической границей, связанной со стабилизацией влияния давления на неоднородную осадочно-метаморфическую толщу. Второй («гранитный») и третий («базальтовый») слои характеризуются постоянными граничными скоростями соответственно 6,0 и 6,7 км/сек.

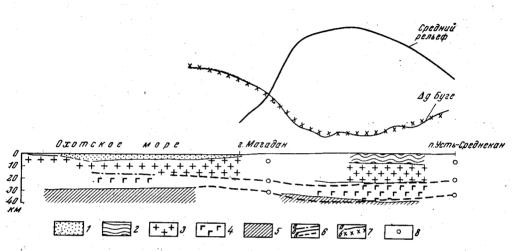


Рис. 29. Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных по профилю ГСЗ Магадан — Усть-Среднекан. Составил И. В. Беляев

Пагадан — вств-фреднекан. Ооставил 11. D. Dелиев 1 — осадочный слой со средней скоростью 2,5 км/сек; 2 — осадочный слой со средней скоростью 5,3 км/сек; 3 — гранитный слой с граничной скоростью 6,7 км/сек; 5 — подкоровый слой с граничной скоростью 6,7 км/сек; 5 — подкоровый слой с граничной скоростью 8,1 км/сек; 6 — граничной скоростью 9,1 км/сек; 6 —

Характер гравитационного поля по наземному профилю хорошо согласуется с характером поведения границы Мохоровичича (рис. 29). Это свидетельствует о первостепенном влиянии на характер гравитационного поля границы М, а хорошее соответствие ее поведения в северной части профиля характеру современного рельефа подтверждает выводы о сравнительно небольшом (50—100 км) радиусе изостатической компенсации.

Схема мощности земной коры Северо-Востока (рис. 30), установленная по гравиметрическим данным, как было отмечено выше, имсет корошую связь с характером современного рельефа. Существенные преобразования рельефа произошли в неоген-четвертичное время, т. е. весьма быстро в геологическом масштабе времени. Таким образом, время преобразований рельефа и подошвы земной коры имеет один порядок, происходят они в короткое время, взаимосвязаны и обусловлены внутренними процессами в верхней мантии.

На фоне равновесного состояния земной коры Северо-Востока существуют отдельные изостатические аномалии. Интересно отметить, что этим аномалиям отвечают зоны повышенной сейсмичности. Аномалии отмечаются в юго-западной части пограничной зоны Колымского массива, в Приохотском отрезке Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

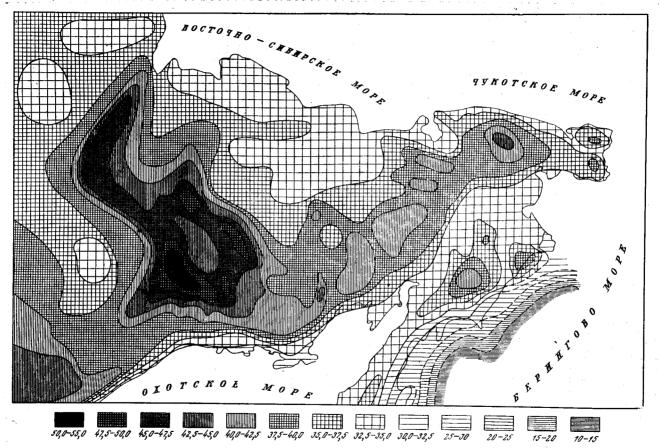


Рис. 30. Схема мощности земной коры (км), построенная по формуле Р. М. Деменицкой (1962). Составил И. В. Беляев

Природа землетрясений здесь связывается с неотектоническими движениями земной коры (Мишин, 1964), а последние, очевидно, обусловлены восстановлением изостатического равновесия. Зона повышенной сейсмичности наблюдается и вдоль Восточной Камчатки, но в пределах Олюторского полуострова очаги землетрясений не зарегистрированы. Однако, судя по наиболее интенсивной из всех зарегистрированных изостатических аномалий, этот район должен быть сейсмически активным. В пределах отмеченных зон отдельные эпицентры землетрясений приурочены главным образом к зонам градиентов изостатических аномалий, которые могут истолковываться как наиболее крупные разрывы в земной коре, вновь образовавшиеся или унаследованные.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение тектоники Северо-Востока началось, наряду с геологическим изучением, только после Великой Октябрьской социалистической революции, и потребовалось известное время для накопления материала, достаточного для составления первых тектонических схем.

В 1933 г. почти одновременно появилось несколько схем тектонического районирования всей территории СССР, принадлежащих М. М. Тетяеву, Д. В. Наливкину, А. Д. Архангельскому и Н. С. Шат-

скому.

В схеме М. М. Тетяева весь Северо-Восток отнесен к «альпийской складчатой зоне» без разделения на более дробные тектонические единицы. Аналогичных взглядов автор придерживается и в более поздней своей работе (Тетяев, 1938), где в отличие от первой схемы в зоне альпийской складчатости выделяется ряд антиклинориев и синклинориев. Д. В. Наливкин рассматривает Северо-Восток в составе «мезокайнозойских геосинклиналей», подразделяя последние на Северную

и Тихоокеанскую геосинклинали.

В конце 1933 г. А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский опубликовали более детальную схему тектоники, в которой Северо-Восток разделен на ряд крупных тектонических элементов (рис. 31). С запада его ограничивает Сибирская докембрийская плита (Сибирская платформа). На севере вдоль побережья Восточно-Сибирского и Чукотското морей широкой полосой, захватывая весь Чукотский полуостров, правобережье р. Колымы до ее среднего течения и значительную часть нижнего течения р. Индигирки, выделена Чукотско-Колымская варисцийская складчатая зона. Внутри последней выделены районы с поверхностным и неглубоким залеганием варисцийского фундамента на междуречье среднего течения Колымы и Индигирки. Южнее, на площади, которая в последующих тектонических схемах будет выделена как Колымская платформа, или Колымский массив, среди более молодых мезозойских пород Верхоянского складчатого сооружения также отмечается развитие варисцийской складчатости. В бассейне р. Анадырь и на площади Корякского нагорья выделена область альпийской складчатости. Вся остальная, большая часть территории Северо-Востока показана как область развития мезозойской складчатости — обширное Верхоянское складчатое сооружение. Таким образом, в этой работе А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский впервые выделили в Северо-Восточной Азии самостоятельную область мезозойской складчатости.

В 1934 г. С. В. Обручевым была опубликована первая его работа, посвященная тектонике Северо-Востока СССР. Центральное место на его тектонической схеме Северо-Восточной Азии (рис. 32) занимает древняя докембрийская Колымская платформа, «захватывающая Новосибирские острова, низовья Индигирки и Колымы...». Наличие гнейсов на правобережье Омолона (р. Абыланджа) и на п-ове Тайгонос приводит автора к выводу, что возможно и здесь имеются остатки южной части Колымской или обломки самостоятельной докембрийской плат-

формы.

Между Средне-Сибирской (на западе) и Колымской (на северовостоке) платформами расположена Верхоянская дуга (Верхоянская геосинклиналь). Как отмечает автор «...орогенические движения в этой складчатой зоне не прекращались с докембрия до верхнего мезозоя». Таким образом, Верхоянская геосинклиналь рассматривается здесь как складчатая структура весьма длительного развития. С востока Колымская платформа ограничена Охотско-Чаунской дугой, которая, продол-

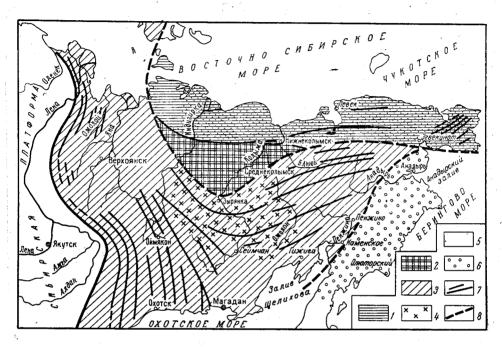


Рис. 31. Схема тектоники Северо-Востока, По А. Д. Архангельскому и Н. С. Шатскому I—район с поверхностным залеганием варисцийского фундамента; 2—район с неглубоким залеганием его; 3—область мезозойской складчатости; 4—варисцийская складчатость, известная среди более молодых складчатых сооружений; 5— каледонская складчатость, известная в более молодых складчатых хребтах СССР; 6—область альпийской складчатости; 7—простирания в послекембрийских складчатых сооружениях; 8—границы интенсивной геосинклинальной складчатости чатости

жаясь южнее в широтном направлении вдоль побережья Охотского моря, почти под прямым углом срезает складки Верхоянской геосинклинали. Восточнее Охотско-Чаунской дуги в бассейне р. Анадырь выделена Анадырская депрессия, охватывающая Парапольский дол, хребты Пекульней и Рарыткин, Пенжинскую и Анадырскую впадины; Чаунскую впадину С. В. Обручев считал продолжением Анадырской депрессии. Корякское нагорье и Камчатка выделены в Камчатско-Корякскую кайнозойскую дугу. Наконец, в Чаун-Чукотском районе автор выделил Чукотский массив, который «в большей своей части представляет палеозойскую и, может быть, киммерийскую складчатую зону, в кайнозое реагировавшую уже как плита». Схема С. В. Обручева была признана многими исследователями Северо-Востока, в частности Ю. А. Билибиным (1937), но вместе с тем вызвала, как будет видно ниже, и резкую критику.

В 1935 г. Н. С. Шатский выступил с новой тектонической схемой Сибири и Дальнего Востока, в которой большая часть Северо-Востока относится к области мезозойской складчатости и лишь в его восточной части, как и в первой схеме, выделяется кайнозойская складчатая зона.

В этой схеме в центральной части Северного Ледовитого океана впер-

вые выделена Гиперборейская платформа.

П. Н. Кропоткин и Е. Т. Шаталов в очерке о геологии Северо-Востока СССР (1936) рассматривают весь Северо-Восток как «широкий комплекс складчатых зон», среди которых «зажаты отдельные, сравнытельно небольшие жесткие массивы... остатки древнего периферического складчатого пояса — п-ов Тайгонос, Омолонский массив, п-ов Чу-

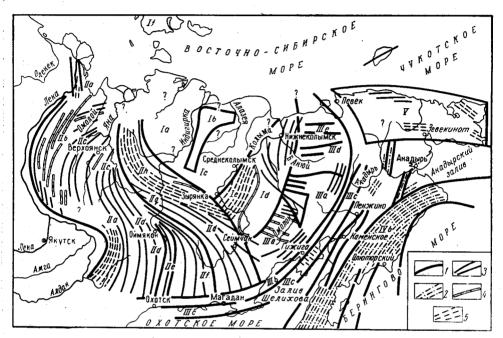


Рис. 32. Схема тектоники Северо-Восточной Азии. Составил С. В. Обручев, 1934 I— кайнозойские разломы и надвиги; 2— альпийские (третичные) складки; 3— киммерийские складки; 4— варисские складки; 6— каледонские и докембрийские складки. I— Колымская платформа (Ia— Индигирская низменность, Ib— Алазайское плато, Ic— Колымская низменность, Id— Окагирское плато, Ie— каледонская складчатая зона Юкагирского плато, If— Новосибирские острова); II— Верхоянская дуга (IIa— каледонские складки Верхоянского хребта, IIc— Янская впадина, IId— Оймяконское плато, IIe— горст хр. Тас-Кыстабыт, IIf— Нерское плато, IIq— горст хр. — Черского, IIh— каледонская складчатая зона хр. Черского); III— Охотско-Чаунская дуга (IIIa— хр. Гыдан, IIIb— депрессия межди передовой дугой и континентальным массивом, IIIc— передовая гряда дуги, IIId— Южно-анюйский горст, IIIe— Североанюйский горст); IV— Камчатско-Коряцкая дуга (IVa— Камчатка, IVb— Коряцкий хребет); V— Чукотский массив

котский и др.». Складчатая страна на западе ограничена Сибирской платформой, а на северо-западе массивом Новосибирских островов. Внутри складчатой области они выделили пять зон. Первые три зоны соответствуют примерно Верхоянской дуге С. В. Обручева, четвертая зона обнимает всю Колымскую платформу, захватывая западную часть Чукотского массива, и, наконец, пятая зона соответствует Охотско-Чаунской дуге Анадырской депрессии и частично захватывает Камчатско-Корякскую дугу С. В. Обручева. Первые четыре складчатые зоны являются ареной развития главным образом нижнемеловой складчатости, а пятая, периферическая зона, является областью проявления верхнемеловой и альпийской складчатости. В заключение авторы пишут: «Северо-Восток СССР, от Лены и Алдана до Чукотского полуострова и Охотского побережья, представляет собой в геологическом отношении целостный комплекс, возникший в итоге длительного развития геосинклинали, которую можно назвать Верхоянско-Чукотской». Несколько

позднее Ю. А. Билибин (1937), рассматривая связь тектоники и золотого оруденения, высказал мысль о том, что Колымскую платформу (Средне-Колымскую плиту) «совершенно необходимо выделить из зоны Верхоянской складчатости как самостоятельную тектоническую единицу» и что без нее невозможно понять закономерности размещения зо-

В 1938 г. С. В. Обручев опубликовал новую схему тектоники Северо-Востока. В ней он выделил следующие тектонические элементы:

Верхоянскую оросинклиналь, окаймляющую с востока Средне-Сибирскую платформу и прослеживающуюся в субмеридиональном направлении от моря Лаптевых на севере до Охотского моря на юге;

Чукотскую оросинклиналь, лежащую вдоль северной окраины материка и идущую от низовьев Лены, где она соединяется с Верхоянской, до Аляски; на востоке в ее состав входит жесткий массив Чукотского полуострова;

Поперечную (Гыданскую) оросинклиналь, соединяющую две главные (Верхоянскую и Чукотскую) оросинклинали и протягивающуюся от северо-восточного побережья Охотского моря на север до низовьев Колымы;

Колымскую и Юкагирскую платформы, лежащие в треугольнике между тремя оросинклиналями и в палеозое отделенные одна от другой ветвью Поперечной оросинклинали;

Платформу Новосибирских островов (Гиперборейскую), лежащую

к северу от Чукотской оросинклинали;

Ниппонскую оросинклиналь, окаймляющую берег Тихого океана. Одновременно со схемой С. В. Обручева XVII сессии Международ-

ного геологического конгресса были предложены еще две схемы тектоники Северо-Востока СССР. Авторами одной из них явились П. Н. Кро-

поткин и Н. П. Херасков, а другой — А. Д. Архангельский. В схеме П. Н. Кропоткина и Н. П. Хераскова, как и ранее, выделены Сибирская платформа на западе и Гиперборейский щит на севере. Первые четыре зоны прежней схемы П. Н. Кропоткина и Е. Т. Шаталова объединены в Верхоянско-Колымскую складчатую область. а пятая получила название Анадырско-Камчатской складчатой области. В Верхоянско-Колымской области выделены верхоянская, хараулахская и чаунская дуги. Верхоянская дуга разделена на пять тектонических зон. В этой схеме внутри Верхоянско-Колымской складчатой области показана крупная Колымская глыба, по положению, форме и очень близкая к Колымской и Юкагирской платформам С. В. Обручева. В ядре Чаунской дуги выделена Чукотско-Сьюордская глыба — «образование, возможно, сходное с Колымской (рис. 33).

В схеме тектоники Евразии А. Д. Архангельский внутри Верхоянско-Колымской складчатой области выделил крупную Юкатирско-Алазейскую глыбу, по форме и размерам близкую к Колымской глыбе

П. Н. Кропоткина и Н. П. Хераскова.

В том же (1937) году О. С. Вялов, широко осветил проблемы мезозойской складчатости в Азии, предложил назвать ее Тихоокеанской. В 1937 г. С. С. Смирнов и В. А. Цареградский в статье «Северо-

Восток Азии, его металлогения и оловоносность» в пределах рассматриваемой территории выделили «четыре области, различные в отношении характера слагающих их формаций, структуры и вулканизма, а следовательно и в отношении металлогении»: западную, соответствующую Верхоянской оросинклинали С. В. Обручева или Верхоянской дуге в схеме П. Н. Кропоткина и Н. П. Хераскова; северную, близкую Чукотской оросинклинали в схеме С. В. Обручева и Чаунской дуге в схеме П. Н. Кропоткина и Н. П. Хераскова; центральную, охватывающую центральный жесткий массив, в строении которого участвуют как нижнепалеозойский комплекс, так и верхнепалеозойские и мезозойские отложения, и юго-восточную, характеризуемую преимущественным развитием молодых формаций.

Для первых двух областей характерно региональное развитие осадков верхоянского комплекса, интенсивное проявление нижнемеловой складчатости, вулканизма и металлогении. «Металлогения центральной области резко и принципиально отлична от металлогении западной и

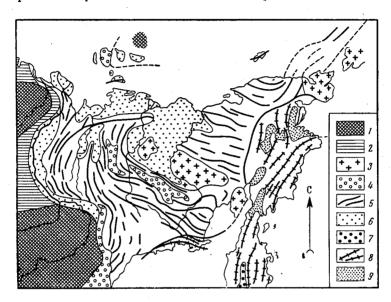


Рис. 33. Тектоническая схема северо-востока Азии. Составили П. Н. Кропоткин и Н. П. Херасков (1939) Сибирская платформа и Гиперборейский щит: 1— щиты; 2— мезозойские впадины; Верхоянско-Колымская область: 3—4— выступы древнего основания (3— глыбы, 4— мегантиклинальные ядра); 5— простирание складок верхоянского комплекса; 6— молодые впадины (C_2 —Q). Анадырско-Камчатская область: 7— мегантиклинальные ядра древнего основания; 8— простирание складок камчатского комплекса; 9— молодые впадины (Q)

северной областей..., центральная область в развитии нижнемеловой складчатости играла роль сравнительно жесткого массива».

Таким образом, в схеме С. С. Смирнова и В. А. Цареградского, как и почти во всех предыдущих тектонических схемах, выделена внутренняя жесткая структура платформенного типа.

В последующие годы в результате планомерных геологических исследований были собраны обширные материалы, позволившие осуществить ряд новых обобщений и вновь вернуться к рассмотрению вопросов тектонического строения Северо-Востока СССР.

В 1949 т. С. В. Левченко, рассматривая некоторые вопросы геологии Северо-Востока, дал следующую схему тектонического районирования. К «настоящим платформам» он отнес Сибирскую платформу и южную окраину Гиперборейской платформы. Мобильной платформой он считает Колымскую платформу (по С. В. Обручеву) с включением в ее состав внешних окраинных зон, относившихся ранее к геосинклинальным структурным формам, Омолонской глыбы, Чукотской глыбы, п-ова Тайгонос и Охотской глыбы.

В пределах Колымской мобильной платформы автор выделяет геотектонические зоны: а) внешние окраинные (Арга-Тас, Тас-Хаяхтах,

хр. Полоусный и др.), где наиболее широко развиты платформенные отложения среднего палеозоя; б) предгорные впадины, располагающиеся за внешней окраинной зоной ближе к центру платформы (Момо-Зырянская мульда и, возможно, Олойско-Березовский прогиб); в) центральное ядро Колымской платформы, где наиболее широко развиты выходы ее фундамента, сложенного протерозойскими метаморфическими породами.

К третьей категории структур (геосинклинальные области) С. В. Левченко относит Верхояно-Колымскую геосинклинальную область, охватывающую всю остальную площадь Северо-Востока, за исключением Камчатки и Корякского нагорья, входящих в состав кайно-зойской геосинклинальной области.

Внутри Верхояно-Колымской геосинклинальной области автор выделяет Восточно-Сибирскую (Чукотскую), Янскую и Индигирско-Колымскую геосинклинальные области. В последней выделены структурные элементы второго порядка (северная, центральная и южная интрагеосинклинали). К группе наложенных структур автором отнесены Аргатасс-Сеймчанская, Охотско-Джугджурская, Охотско-Омсукчанская и др.

В 1953 г. Н. С. Шатский в пределах Северо-Востока выделил области мезозойской и альпийской складчатости. По восточному краю Сибирской платформы располагается Ленский (Приверхоянский) прогиб. В центральной части Северо-Востока внутри области мезозойской складчатости впервые выделены Колымский срединный массив, занимающий огромную площадь от п-ова Тайгонос на юго-востоке до междуречья Яны и Индигирки на северо-западе, и Оймяконо-Охотский массив. В области мезозойской складчатости Н. С. Шатский выделил ряд зон: Чукотскую, Янскую, Колымо-Индигирскую, Западно-Верхоянскую, Восточно-Верхоянскую, а также «платформенный чехол на мезозойском складчатом основании», по своей конфигурации к Охотско-Чаунскому вулканогенному поясу. Показаны окаймляющие Колымский массив антиклинории, сложенные палеозоем, а также выходы докембрийского основания внутри массива; выделена крупная Зырянская межгорная впадина. Корякское нагорье и Камчатка отнесены к области развития кайнозойской складчатости.

В 1957 г. Н. С. Шатский дал дальнейшее развитие и обоснование идеи о самостоятельном существовании мезозойской складчатости, которая относится к «важнейшим складчатым зонам, равноценным по интенсивности магматизма и проявлению металлогении Герцинской зоне». Он отмечает, что «мезозоиды как самостоятельная и хорошо выраженная складчатая зона характерна для Тихоокеанского пояса и совершенно отсутствует в западной половине Евразии, в Атлантике и на востоке обеих Америк».

На интересующей нас территории выделены Верхояно-Чукотская мезозойская и Корякско-Камчатская кайнозойская складчатые области. Вдоль границы между этими областями располагается в виде самостоятельной и единой структурной зоны гигантский вулканогенный пояс — окраинный пояс кайнозойской складчатости, сложенный вулканогенными толщами сенон-третичного возраста.

Верхояно-Чукотская складчатая область охватывает огромную территорию от р. Лены на западе до Чукотского полуострова на востоке.

В центральной ее части находится «система древних массивов, которые ранее было принято выделять под названием Колымской платформы». Среди них наиболее крупным является Колымский массив, восточнее него расположен Омолонский и еще далее на восток Тайго-

носский массивы, разделенные Приомолонским и Гижигинским прогибами.

Между Сибирской платформой и Колымским массивом расположена система складчатых мезозойских структур — Верхоянская зона и Янская синклинальная зона, сливающаяся на юго-востоке с Индигиро-Колымской синклинальной зоной. С юго-востока к последней примыкает Охотский срединный массив.

С северо-востока к Колымскому и Омолонскому массивам непосредственно примыкает группа антиклинориев Олойской впадины, представляющих собой восточную ветвь Верхоянской складчатой зоны. Далее к северо-востоку находится система антиклинориев, протягивающихся до Чукотки (Анюйский, Чукотский).

Корякско-Қамчатская складчатая область охватывает нижнюю часть бассейна р. Анадырь, Корякское нагорье, весь Камчатский полуостров и продолжается далее на юг. Она имеет неоднородное строение, состоит из ряда антиклинориев, разделенных и перекрытых различного типа прогибами. Эта область характеризуется современной энергичной тектонической активностью.

Взгляды Н. С. Шатского нашли дальнейшее развитие в работах Ю. М. Пущаровского, который в течение ряда лет изучал тектонику Северо-Востока СССР. В его первой работе «О тектонике Северо-Востока СССР» были рассмотрены существующие представления о тектоническом строении Северо-Востока СССР, дано его тектоническое районирование и краткое описание тектонических структур. В 1960 г. Ю. М. Пущаровский опубликовал монографию «Приверхоянский краевой прогиб и мезозоиды северо-восточной Азии». В этой работе получили дальнейшее развитие и подтверждение идеи А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского о развитии на Северо-Востоке Азии мезозойской складчатости, а не альпийской, как считали западноевропейские и некоторые советские геологи (В. В. Белоусов и др.).

Ю. М. Пущаровский выделяет в качестве основных структурных элементов Северо-Востока: Сибирскую платформу, Приверхоянский краевой прогиб, область мезозойской складчатости, Охотско-Чукотский пояс наложенных вулканических образований, Камчатскую кайнозойскую складчатую область (рис. 34).

Колымский срединный массив находится в центральной части области мезозойской складчатости. Окраинные части массива высоко подняты, и здесь распространены породы от кристаллических сланцев и гнейсов докембрия до мезозоя включительно. Центральные части его в значительной мере погребены под мезозойскими и кайнозойскими отложениями. К окраинным поднятиям массива относятся: Приколымское, хр. Черского, Тас-Хаяхтахское, Селенняхское и Полоусненское. Они имеют сложное глыбово-складчатое строение, которое характерно и для внутренней опущенной части массива. Во внутренней части выделяется Алазейский выступ.

Среди краевых геоантиклиналей геосинклинальной области выделяются Сеттэ-Дабанский и Быковский антиклинории.

Верхояно-Чукотская геосинклинальная зона (автор употребляет термин «геосинклинальная зона» вместо термина «геосинклинальная система», предложенного Н. С. Шатским, считая, что последний для структур Верхояно-Чукотской области не применим) занимает большую часть Северо-Востока Азии и выполнена мощным терригенным верхоянским комплексом. Автор отмечает, что «Верхояно-Чукотская геосинклинальная зона кольцом опоясывает срединный массив, ассимилируя при при этом крупные структурные элементы более древнего возраста».

Внутри геосинклинальной зоны расположены верхнемезозойские гранитоиды, местами образующие мощные пояса.

В качестве крупных элементов области мезозойской складчатости выделены: Верхоянская мегантиклиналь, Яно-Колымская мегасинклиналь, новообразованные мезозойские прогибы, а также Анюйско-Чукотская ветвь мезозойской складчатости.

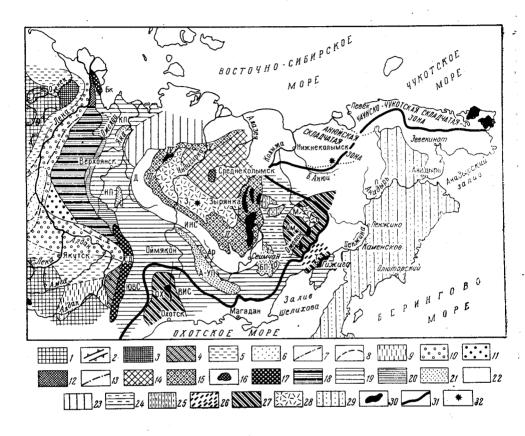


Схема тектонического районирования Северо-Востока СССР. Составил Ю. М. Пущаровский, 1955 Рис. 34.

Ю. М. Пущаровский, 1955

Сибирская платформенных структур; 3 — Оленекское поднятие; 4 — Кыллакское поднятие; 5 — склоны древних выступов и плиты, сложенные кембрием; 2 — контуры крупных платформенных структур; 3 — Оленекское поднятие; 4 — Кыллакское поднятие; 5 — склоны древних выступов и плиты, сложенные мезозоем, а на севере — частично пермскими отложениями (включая борта Вилюйской впадины); 6 — Вилюйская впадина; 7 — граница верхнемеловой мульды; 8 — наиболее прогнутая часть мульды; 9 — Алданский прогиб, сложенный вижней юрой. Приверхоянский краевой прогиб: 10 — основное поле прогиба; 11 — Китчанское поперечное поднятие; 12 — Хараулакский выступ инжнепалеозойского основания прогнба; 18 — граница внешней (приплатформенной) и внутренней (приверхоянской) зон краевого прогиба. Область мезозойской складчатости: 14—16 — Колымский срединный массив (15 — окраинные глыбовые поднятия, 16 — выходы палеозоя в своде Алазейского поднятия); 17 — краевые геоантиклинали, 16 — веншняя зона Яно-Колымской геосинклинальная зона (18 — Верхоянская геоантиклиналь, 19 — веншняя зона Яно-Колымской геосинклинали, 20 — западный борт этой зоны, 21 — наиболее крупные антиклинальные поднятия этой зоны, 22 — внутренняя зона Яно-Колымской геосинклинали, 23 — Ольджойская впадина, 24 — Приомолонский мезозойский прогиб, 25 — глыбовые выступы палеозоя в этом прогибе, 26 — Гижигинский мезозойский прогиб, 27 — остаточные палеозойские массивы), 28 — наиболее крупные наложенные впадины. Область Альпийской складчатости (29). Другие знаки: 30 — нанболее крупные области развития докембрия; 31 — северная граница широкого распространенняя мезо-кайнозойских эффузивов; 32 — четвертичные вулканы. Окраинные глыбовые поднятия Колымского срединного массива (1 — Приколымское, 11 — Черского, 111 — Тас-Хаяхтахское, 17 — Селенняхское, У — Полоусненское); краевые геоантиклинали области мезозойской складчатости, сложенные палеозоем (СД — Сеттэ-Дабанская, Б — Быковская); антиклинали (КП — Ку-ларское, НП — Нельгекенское, АУП — Ана-Уряхское, БП — Балыгичанское); синк динская)

Верхоянская мегантиклиналь расположена в самой западной части складчатой области и ограничена с западной стороны Приверхоянским краевым прогибом, а с востока Яно-Колымской мегасинклиналью. В строении мегантиклинали основную роль играют нижне- и верхнепермские отложения; присутствуют также отложения нижнего триаса.

Магматические породы не имеют широкого распространения.

Яно-Колымская мегасинклиналь занимает огромную территорию между Верхоянским хребтом и краем Колымского срединного массива. Она выполнена в основном триасовыми породами; широким развитием также юрские, а местами И пермские Автор подчеркивает резко асимметричное строение мегасинклинали. Внешняя (западная) ее часть менее прогнута, а внутренняя (восточная), примыкающая к Колымскому срединному массиву, имеет очень большую амплитуду прогибания и, в известной мере, может рассматриваться как внутренняя зона геосинклинальной области. Внешняя часть мегасинклинали имеет, в общем, плоскую структурную форму, на севере которой автор выделяет Янскую прогнутую зону и далее на юговосток Индигирскую прогнутую зону. Последняя на юге распадается на два синклинория — Южно-Верхоянский и Верхне-Индигирский, разделенных Охотским массивом. Далее на юго-восток выделяется Верхне-Колымская прогнутая зона. Кроме того, в этой части мегасинклинали выделяются антиклинальные Куларское, Аян-Уряхское и другие поднятия и впадины: Ольджойская на севере и Армано-Вилигинская

Внутреннюю часть Яно-Колымской мегасинклинали составляет Иньяли-Дебинский синклинорий, опоясывающий Колымский средин-

ный массив и отделенный от него системой крупных разломов.

К новообразованным мезозойским прогибам автор относит Приомолонский и Гижигинский. Они возникли на месте разрушенных древних палеозойских массивов во вторую стадию формирования Верхоянского комплекса. Автор рассматривает их в составе Верхояно-Чукотской геосинклинальной зоны. Приомолонский прогиб ограничивает Колымский срединный массив с востока, а Гижигинский разграничивает Омолонский и Тайгоносский остаточные массивы.

Крайнюю северо-восточную часть области мезозойской складчатости занимает Анюйско-Чукотская ветвь. На севере она подходит к берегам Восточно-Сибирского и Чукотского морей, на юге срезается вулканогенными породами Охотско-Чукотского вулканического пояса. Внутри Анюйско-Чукотской ветви автор выделяет Анюйскую антиклинальную и Чаунскую синклинальную зоны, Чукотское и Куульское поднятия.

Внутри области мезозойской складчатости кроме Колымского срединного массива выделяются Омолонский, Тайгоносский и Охотский остаточные массивы. Это древние жесткие структурные образования, которые в эпоху развития Верхояно-Чукотской геосинклинальной зоны были в значительной мере ассимилированы ею, раздроблены и в современном структурном плане остались лишь отдельные части от древних крупных выступов кристаллических пород.

Межгорные впадины, возникшие после сформирования современного структурного плана области мезозойской складчатости, автор объединяет в группу наложенных структур. Часть из них относится к категории позднегеосинклинальных (впадины, выполненные главным образом отложениями юры и мела), другая— к послегеосинклинальным (выполнены отложениями третичного времени). К этой категории структур автор относит Зырянскую, Омсукчанскую, Уляганскую, Аркагалинскую и другие впадины.

С востока мезозоиды ограничиваются широким Охотско-Чукотским поясом мезо-кайнозойских вулканических пород, представляющим со-

бой наложенное образование.

Учитывая особенности тектонического развития Северо-Восточной Азии, Ю. М. Пущаровский характеризует палеозойский его этап до нижнего карбона включительно как подвижную платформу, а геосинклинальные образования мезозойского времени относит к геосинклинальным областям второго рода.

Принципиальные положения о тектонике Северо-Востока, разработанные Ю. М. Пущаровским в упомянутых ранее работах, получили широкое распространение и сыграли важную роль в дальнейших иссле-

дованиях по тектонике этого края.

В 1957 г. в связи с работой первого на Северо-Востоке Стратиграфического совещания Н. П. Аникеевым, И. Е. Драбкиным, Б. Б. Евангуловым, А. В. Зимкиным, Н. И. Лариным, В. Т. Матвеенко, А. А. Николаевым, А. С. Симаковым, В. А. Титовым, Е. Т. Шаталовым, Н. А. Шило и М. Л. Эльяновым была опубликована новая схема тектонического районирования Северо-Востока СССР. В пределах последнего были выделены Сибирская и Гиперборейская платформы, Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая область, в которой расположены срединные (Охотский, Колымский, Омолонский) и остаточные (Тайгоносский, Алярмаутский, Чукотский) массивы; краевые прогибы и наложенные впадины; Охотско-Чаунский вулканический пояс и Корякско-Камчатская кайнозойская складчатая область. Западные тектонические подразделения рассматриваемой схемы близки к схеме Ю. М. Пущаровского (1956).

Внутри Верхояно-Чукотской области, кроме срединных и остаточных массивов, выделены следующие крупные тектонические элементы: краевые антиклинории (Хараулахский, Сеттэ-Дабанский, Куульский); Яно-Колымская складчатая зона, включающая Верхоянскую антиклинальную зону, Яно-Сугойскую синклинальную зону, Полоусно-Балыгычанскую синклинальную зону, Армано-Гижигинскую синклинальную зону, Приомолонский прогиб; Чукотская складчатая зона, в составе которой выделены Олойская и Чауно-Амгуемская синклинальные зоны, Чукотская антиклинальная зона, а также Северо-Анюйский и Южно-

Анюйский антиклинории (рис. 35).

Среди краевых прогибов и наложенных впадин выделены: Предверхоянский краевой прогиб и впадины: Зырянская, Момская, Арка-

галинская, Эльгено-Буюндинская, Балыгычано-Сугойская и др.

В Корякско-Камчатской складчатой области выделены: антиклинории (Мургальский, Таловско-Майнский, Корякский) и грабен-синк-

линории (Пенжинский, Парапольский, Олюторский).

К. Я. Спрингис в монографии «Тектоника Верхоянско-Колымской складчатой области» (1958) детально рассматривает строение юго-западной части складчатой области, «которая занимает территорию, расположенную между Сибирской платформой и Колымским массивом».

Внутри Верхоянско-Колымской области автор выделяет три срединных массива: Оймяконо-Охотский, Эльгинский и Нижне-Янский районы слабых дислокаций, расположенные в осевой зоне складчатой области. Два последние, как отмечает автор, «...не являются типичными срединными массивами» и отнесены к категории последних в связи с тем, что «...для обозначения подобных структур в геотектонической номенклатуре нет соответствующего термина».

К западу от указанных срединных массивов расположена складчатая зона Верхоянского хребта, а к востоку от них Яно-Колымская складчатая зона, интенсивность дислокаций внутри которых несрав-

ненно выше, чем на массивах, а структуры приобретают линейные формы.

В качестве самостоятельного неотектонического элемента выделен Колымский массив. Последний, отмечает автор, «в течение палеозоя и мезозоя имел самостоятельную историю развития, поэтому нет основания включать его в состав мезозойской складчатой области».

Границы Колымского массива автор принимает по Н. С. Шатскому (1953). В строении массива он выделяет четыре структурных яруса. Нижний сложен породами докембрийского возраста (гнейсы, кристаллические сланцы, граниты); второй — нижним и средним палеозоем; третий — породами перми и триаса и четвертый — угленосными образованиями Зырянского комплекса. Автор подчеркивает различия в геологическом строении Омолонского и Колымо-Индигирского участков Колымского массива.

Приомолонский прогиб, выделенный Ю. М. Пущаровским, К. Я. Спрингис относит к структурам Колымского массива, Момо-Зырянский прогиб рассматривает как полный аналог Приверхоянского, отмечая при этом, что первый занимает краевое положение на Колымском массиве, «точно так же, как Приверхоянский прогиб — на Сибирской платформе». В заключение автор приходит к выводу, «... что вся территория Колымского массива по своему строению не имеет ничего

общего со складчатыми районами Северо-Востока».

В пятидесятые годы вопросами тектонического районирования Северо-Востока СССР занимались А. П. Васьковский, Н. И. Ларин, Л. А. Снятков. На тектонической схеме, составленной Л. А. Снятковым совместно с А. П. Васьковским в 1957 г., были выделены: область мезозойских деформаций, внутри которой расположены Колымо-Чукотский складчатый пояс; Колымская деформированная масса, заключенная между ветвями складчатого пояса; Эвенская вулканическая дуга, наложенная на ранее созданные структуры, и Корякско-Камчатская область кайнозойских деформаций. Колымская деформированная масса разделена на два крупных тектонических элемента — Средне-Колымский массив и Омолонскую глыбу. Колымо-Чукотский пояс разделен на три тектонические зоны, которые в свою очередь расчленены на мегантиклинории и антиклинории, мегасинклинории и синклинории, системы дуговых и линейных складок, брахискладок и участков спокойного залегания.

На Средне-Колымском массиве и Омолонской глыбе также выде-

лен ряд более мелких структур.

В связи с изучением перспектив нефтегазоносности Северо-Востока группа геологов (Н. П. Аникеев, В. Г. Васильев, А. П. Васьковский, Н. И. Ларин, М. Л. Гельман, И. Е. Драбкин, Б. Б. Евангулов, Б. В. Корнев, В. В. Крылов, Н. М. Маркин, А. Ф. Михайлов, Г. Г. Попов, В. А. Титов) в 1958 г. предложила новую схему тектонического районирования этой территории, на которой получили дальнейшее развитие идеи С. В. Обручева о существовании на Северо-Востоке древней платформы. На новой схеме центральную часть Северо-Востока СССР занимает Колымская платформа, внутри которой выделены; Колымско-Индигирский прогиб с Алазейским поднятием в центре, Олойский прогиб, Омолонский массив и Омулевско-Полоусненская обрамляющая зона герцинид; на платформе были также выделены Момско-Зырянская и Уляганская впадины. С юга, юго-запада и запада между Колымской и Сибирской платформами расположена Яно-Колымская складчатая область; к северо-востоку от платформы находится Чукотская складчатая область, пространственно не связанная с Яно-Колымской и заметно отличающаяся от последней по истории развития и 17 Зак. 1016

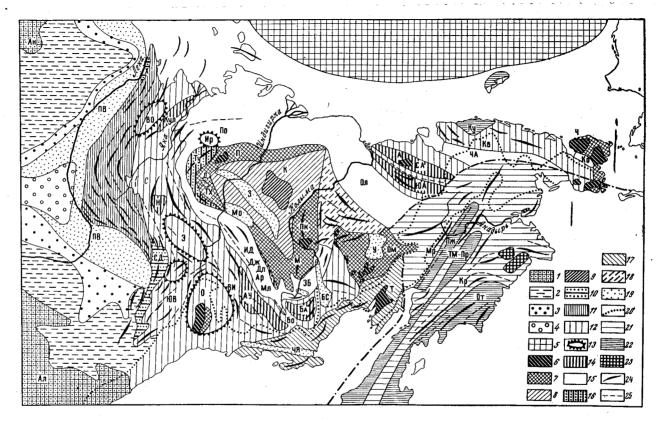


Рис. 35. Схема тектонического районирования Северо-Востока СССР. Составили Н. П. Аникеев, И. Е. Драбкин, Б. Б. Евангулов, А. В. Зимкин, Н. И. Ларин, В. Т. Матвеенко, А. А. Николаев, А. С. Симаков, В. А. Титов, Е. Т. Шаталов, Н. А. Шило, М. Д. Эльянов (1957)

Сибирская платформа: 1— докембрийский складчатый фундамент; 2— платформенный чехол, сложенный кембрием; 3— платформенный чехол, сложенный нижней и средней юрой, а на севере и пермью; 4— верхнемеловая мульда Вилюйской синеклизы. Гиперборейская платформа (5). Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая область. Срединные и остаточные массивы: 6— докембрийский складчатый фундамент; 7— антиклинории, сложенные нижним и средним палеозоем; 8— мезо-кайно-зойский чехол Колымского массива; 9— Алазейское поднятие Колымского массива, сложенное мезозоем и частично палеозоем. Краевые антиклинории, сложенные нижним поднаться в предоставление мезозоем и частично палеозоем. Краевые антиклинории, сложенные нижний поднаться в предоставление мезозоем и частично палеозоем. Краевые антиклинории, сложенные нижний поднаться в предоставление мезозоем и частично палеозоем. Краевые антиклинории, сложенные нижний поднаться в предоставление мезозоем и частично палеозоем. Краевые антиклинории, сложенные нижний поднаться в предоставление предоставление мезозоем и частично палеозоем. Краевые антиклинории, сложенные нижний поднаться в предоставление предоставление мезозоем и частично палеозоем. Краевые антиклинории, сложенные нижним и средним палеозоем и частично палеозоем. Краевые антиклинории, сложенные нижним и средним палеозоем и частично палеозоем. Краевые антиклинории, сложенные нижним и средним палеозоем и частично пале

вых эффузивов) на Охотском массиве; 14—антиклинальные поднятия; 15— нижняя, средняя и частично верхняя юра (верхняя часть верхоянского комплекса) Полосно-Балыгычанской, Чауно-Амгуэмской и Олойской синклинальных зон; 16— Туостахский и Мылгинский антиклинории, сложенные триасом; 17—нижняя, средняя и частично верхняя юра Армано-Гижитинской синклинальной зоны; 18—триас и юра Приомолонского прогиба. Краевые прогибы и наложенные впадины, сложенные верхней юрой, мелом и кайнозоем (19). Охотско-Чаунский вулканический пояс: 20—граница максимального распространения мезо-кайнозойских эффузнаов. Корякско-Структуры указанные на схеме. Сибирская платформа (Ан — Анабарский массив, Ал — Алданский щит). Верхояно-чукотская мезозояская складчатая ооласть: срединные и остаточные массивы (К — Колымский срединный массив, О — Охотский, Ом — Омолонский, Т — Тайгоносский, А — Алярмаутский, Ч — Чукотский остаточные массивы); окраинные антиклинории (глыбовые поднятия) Колымского массива (П — Полоусный, Тх — Тас-хаяхтахский, М — Момский, Пк — Приколымский). Яно-Колымнальной и Анюйской и Чукотской антиклинальных зон; 13— площали пологих залеганий (слабых дислокаций) верхоянского комплекса (пермских отложений и мело-Камчатская кайнозойская складчатая область: 21 — меловые (частично верхнеюрские) осадочные и вулканогенные отложения; 22 — третичные и четвертичные осадочные и вулжаногенные отложения; 23—палеозойские отложения (Хатырские выступы). Оси антиклипальных (24) и синклинальных (25) складок. Ры указанные на схеме. Сибирская платформа (Ан — Анабарский массив, Ал — Алданский щит). Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая область: норий, ВО — Верхне-Омолонский район слабых дислокаций, Н — Нельгехинский антиклинорий, ЮВ — Южно-Верхонский синклинорий, Э — Эльгинский район слабых анслокаций, ВИ — Верхие-Индигирский синклинорий, АУ — Ави-Уряхский антиклинорий; Бо — Бохапчинский синклинорий, Ба — Балыгычанское поднятие, По — Полоуссинклинорий, Ир — Иргычанский район слабых дислокаций, Ту — Туостахский антиклинорий, ИД — Инъяли Дебинский синклинорий, МЛ — Мылгинский антиклино-Кравые прогибы и наложенные впадины. Кравевые прогибы (ПВ — Предверхоянский); наложенные впадины: верхнемодско-нижнемеловые (Д — Догдинская, З — Зырянская, Мо — Момская, Дп — Дарпирская, БС — Балыгычано — Сугойская, У — Уляганская, Кв — Кевеемская); верхнемеловые (Ар — Аркагалинская); третично-четвертичные (Дж — Джелканская, ЭБ — Эльгено-Буюндинская; ЧЯ — Челомджа-Ямская, Ко — Колючинская). Корякско-Камчатская кайнозойская складчатая область. (Мр — Мурская и Чукотская силаматые зоны: краевые антиллинории (СЛ — Сеттэ-Дабанский, Ку — Куульский), антиллинории, поднятия и синклинории (Кул — Куларский антикли ЧА — Чауно-Амгуэмская синклинальная зона, СА — Северо-Амюйский антиклинорий, ЮА — Южно-Анюский антиклинорий) "альский антиклинорий, Пж— Пенжинский грабен-синклинорий, ТМ— Таловско-Майнский горст-антиклинорий, Пр— Парапольский грабен-синклинорий, 1 им и сведним палеовоем (10). Яно-Коламская и Чукотская складчатые зоны: 11— пермь и частично нижний трнас (нижняя часть Ол — Олойская синклинальная зона, Структуры указанные на

формам складчатости. Наконец, с юговостока платформу ограничивает Охотская позднемезозойская складчатая область, с которой генетически связан Охотско-Чаунский вулканогенный пояс. Охотская складчатая область почти под прямым углом срезает структуры Яно-Колымской и Чукотской складчатых областей. Наконец, в юго-восточной части региона (Корякское нагорье, Камчатка) выделена Корякско-Камчатская кайнозойская складчатая область.

В последующие годы в связи с изучением угленосных отложений на территории Северо-Востока эта схема с некоторыми изменениями и дополнениями была использована Г. Г. Поповым (1962) для объяснения закономерностей в размещении угольных месторождений на исследуемой территории. Принципиальные положения этой тектонической схемы использовались также для металлогенического анализа, в частности для изучения

металлогении золота и ртути.

книге «Геологическое строение нефтегазоносность Якутской ее авторы (Бабаян Г. Д., Барха-В., Бобров A. Бондарен-Васильев В. Γ., кий И. А., Николаевский А. А., Тихомиров Ю. П., Чепчиков К. Р., Черский Н. В., Чичмарев В. Г.), рассматривая тектоническое строение территории Северо-Востока СССР в центральной его части, также выделили Колымскую платформу, на которой междуречье Колымы и Индигирки занимает крупный Колымо-Индигирский прогиб с Алазейским поднятием в центральной части и Зырянской впадиной в юго-западной. Омолонский массив и Олойский прогиб авторы рассматриплатформенные структуры. Между Колымо-Индигирским прогибом и Омолонским массивом выделена полоса каледонид.

Наличие Колымской платформы, примерно в тех же границах, выделена группой авторов в 1958 г., было в последние годы подтверждено геофизическими исследованиями К. К. Шапошникова (1962). Последний указывает, что платформа продолжается далее на север и, возможно, сливается c Гиперборейской. Он также отмечает, что по геофизическим и геологическим данным север-Колымского массива Верхояно-Колымская и Чукотская складчатые системы не соединяются и представляют собой самостоятельные складчатые области.

К. Б. Мокшанцев и И. С. Рожков (1962), рассматривая основные черты тектонического строения территории Якутской АССР, приводят в своей работе схему тектонического районирования территории Якутской АССР, на которой показана и западная часть Северо-Востока СССР. Они выделяют здесь Верхояно-Чукотскую область мезозойской складчатости, которую подразделяют на Верхояно-Колымскую и Анюйско-Чукотскую складчатые системы. В состав последней они включают Олойский прогиб и Березовскую зону. В этой схеме, кроме Колымского, Омолонского и Охотского массивов, внутри Верхояно-Колымской области выделены расположенные между устьем Лены и Индигирки погребенные массивы — Буорхайский, Шелонский и Хромский, а севернее крупный Новосибирский массив, отделенный от последних двух узкой Котельническо-Ляховской антиклинальной зоной. Авторы отмечают, что Новосибирский массив по своему строению весьма сходен с Колымским массивом, а Алазейское поднятие внутри Колымского массива очень похоже на поднятие о-ва Беннета на Новосибирском массиве. Новосибирский массив с северо-востока обрамляется мезозоидами о-вов Генриетты и Жаннеты, являющимися продолжением Анюйской складчатой зоны. Таким образом, авторы исключают непосредственное соединение последней, севернее Колымского массива, с Яно-Индигирской синклинальной зоной.

К аналогичным выводам пришел и Г. С. Гусев (1962), рассматривая вопрос о существовании Гиперборейской платформы. Он также подчеркивает большое сходство Колымского и Новосибирского массивов и показывает продолжение Анюйской складчатой зоны к о-вам Генриеты и Жаннеты вдоль северо-восточного края Новосибирского массива.

В 1958—1962 гг. был опубликован еще ряд работ, в которых рассматривалось тектоническое строение Северо-Востока СССР и отдельных его районов (В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталов; И. А. Резанов и Н. Н. Зарудный; С. М. Тильман, М. Е. Городинский и др.). Были опубликованы результаты гравиметрических и магнитометрических исследований, важные для понимания тектоники Северо-Востока (К. К. и К. И. Шапошниковы, В. А. Ляхов, М. Б. Седов, Н. И. Давыдова, Я. Б. Шварц, Г. А. Ярошевская, Ю. Я. Ващилов и др.).

Известную самостоятельность имела книга И. А. Рязанова и Н. Н. Зарудного (1962), в которой использована методика, разработанная В. В. Белоусовым. Анализ колебательных движений подтвердил сравнительно небольшую роль инверсионных поднятий, огромные размеры структур, не характерные для обычных геосинклинальных областей, незначительную роль внутренних источников сноса и, в целом, малую контрастность тектонических движений в палеозое и мезозое. Эти и другие особенности мезозоид Северо-Востока СССР были позд-

нее более полно обрисованы И. А. Рязановым (1968).

В 1963 г. Н. П. Аникеев, А. П. Васьковский, Е. И. Драбкин, Г. Г. Попов и В. А. Титов составили схему тектоники Северо-Востока СССР, в которой получили дальнейшее развитие принципиальные положения, разработанные в 1958 г. группой геологов Северо-Восточного геологического управления. При составлении этой схемы были учтены все известные к тому времени материалы (рис. 36).

В этой схеме основные структурные элементы, выделенные в 1958 г., сохранились; вместе с тем в схему внесен ряд существенных изменений. Расширены на север границы Колымской платформы за счет включения в ее состав Новосибирского массива, который от цент-

ральной части платформы отделен Ольджойским поперечным прогибом. Такой же поперечный прогиб — Сугойский отделяет Омолонский массив от центральной части платформы. Краевые поперечные прогибы (Ольджойский и Сугойский) представляют собой шарнирно опущенные участки платформы, в которых платформенные отложения постепенно, в сторону складчатой области, сменяются геосинклинальными.

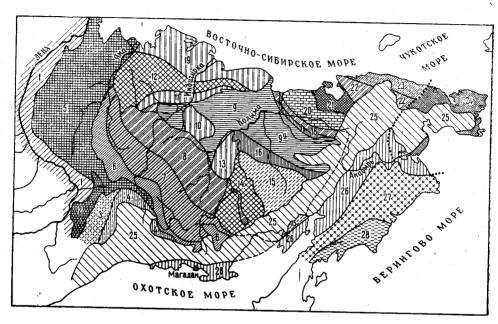


Рис. 36. Схема тектонического районирования Северо-Востока СССР. Составили Н. П. Аникеев, А. П. Васьковский, И. Е. Драбкин, Г. Г. Попов, В. А. Титов (1964) П. 11. АНИКСЕВ, А. 11. ВАСЬКОВСКИИ, И. Е. Драокин, 1. 1. 110пов, В. А. Гитов (1964) Сибирская платформа: I— Приверхоянский краевой прогиб; 2— Джунеканское поднятие; 3— Аллах-Юнский авлакоген; 4— Охотский массив. Яно-Колымская складчатая область: 5— Верхоянская зона; 6— Эльги-Кулинская зона; 7— Адыча-Бохапчинская зона. Колымская платформа: 8— Колымский краевой прогиб; 9— Абый-Ожогинская синеклиза; 9a— Олойский прогиб; 10— Алазейский суста прогиб; 10— Олодский прогиб; 10— Алазейский Суста прогиб; 10— Омолонский массив; 10— Ораский прогиб; 10— Алазейский суста прогиб; 10— Новосибирский массив; 10— Урукотская складчатая область: 10— Аной-Иультинский мегантиклинорий; 10— Раучуанский прогиб; 10— Паляваамский мегантиклинорий; 10— Раучуанский прогиб; 10— Паляваамский мегантиклинорий; 10— Раучуанский прогиб; 10— Паляваамский мегантиклинорий; 10— Раучуанский массив. Охотская складчатая область: 100— Ско-Чаунский вулканогенный пояс; 100— Охотско-Анадырская зона; 100— Корякская зона; 100— Охотско-Камчатская складчатая область

Вдоль юго-западного края платформы выделен Колымский продольный краевой прогиб, включающий Зыряно-Индигирскую, скую и Омсукчанскую впадины, выполненные угленосными отложениями зырянской серии.

На границе между Омолонским массивом и Олойским прогибом расположена Березовская шовная зона, а вдоль северо-восточного края платформы, на границе с Чукотской складчатой областью, выделен Вильгильский прогиб.

Охотский массив рассматривается как часть Сибирской платформы, а выделяемый на других схемах Южно-Верхоянский синклинорий представляет собой, по мнению авторов, прогиб в теле Сибирской платформы, близкий по строению к аналогичным прогибам (Ольджойский, Сугойский) на Колымской платформе.

В крайней северо-восточной части региона выделен Эскимосский массив, охватывающий восточную часть Чукотского полуострова на се-

вере и большую часть Анадырской впадины на юге.

Расширены границы Охотской позднемезозойской складчатой области; в ее состав включена большая часть Корякского нагорья. К Корякско-Камчатской кайнозойской складчатой области отнесены Олюторский прогиб и восточное побережье Камчатки.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс рассматривается как структура, генетически связанная с развитием Охотской складчатой области.

Внутри Яно-Колымской складчатой области участки с пологозалегающими породами верхоянского комплекса выделены как структуры особого вида — планории.

Многие положения указанной схемы нашли отражение в настоящем

тектоническом описании.

Тектоника западной части Северо-Востока СССР рассмотрена в книге «Тектоническое строение Якутской АССР» (1964). Эта крупная монография посвящена описанию тектонического устройства территории Северо-Восточной Азии. В ней получили дальнейшее развитие пред-

ставления К. Б. Мокшанцева и И. С. Рожкова (1962).

Авторы монографии К. Б. Мокшанцев, Д. К. Горнштейн, Г. С. Гусев, Э. В. Деньгин, Г. И. Штех в пределах Северо-Востока выделяют: Сибирскую платформу (восточную ее часть); Предверхоянский краевой прогиб и Верхояно-Чукотскую мезозойскую складчатую область. Внутри последней выделяются срединные (Новосибирский и Колымский) и остаточные (Омолонский и Охотский) массивы. «Срединные массивы, — пишут авторы, — представляют собой как бы небольшие мобильные платформы, разделяющие отдельные складчатые системы», и состоят, по-видимому, из «архейских жестких ядер» и причленившихся к ним палеозойских складчатых зон. Остаточные массивы рассматриваются как приподнятые блоки кристаллического фундамента, не переработанные полностью геосинклинальными процессами.

Рассматривая строение Новосибирского и Колымского срединных массивов, авторы приходят к выводу, что по своему строению они весьма сходны. «Колымский срединный массив, — пишут они, — имеет гетерогенное основание и включает, с одной стороны, древнее жесткое ядро, фундамент которого, по-видимому, сложен кристаллическими образованиями архея, а с другой — Приколымский и Момский горст-антиклинории, сложенные складчатым протерозоем и палеозоем, на которых несогласно залегают терригенно-карбонатные образования перми и триаса». Полоусный и Тас-Хаяхтахский горст-антиклинории авторы в состав Колымского массива не включают в связи с тем, что в их пре-

делах широко развиты мезозойские гранитоиды.

В пределах Верхояно-Чукотской области, кроме массивов, выделены складчатые системы — Верхояно-Колымская, Котельническо-Ляховская и Анюйско-Чукотская.

Первая расположена между восточным краем Сибирской платформы и Колымским срединным массивом. Котельническо-Ляховская включает о-ва моря Лаптевых и ограничена на западе гипотетическим массивом моря Лаптевых, а на востоке Новосибирским массивом. Анюйско-Чукотская система входит в пределы описанной территории самой западной частью (Анюйская антиклинальная зона).

В составе Верхояно-Колымской системы выделены Момо-Полоусная антиклинальная, Яно-Индигирская синклинальная и Верхоянская антиклинальная зоны. В центральной части Яно-Индигирской зоны выделяются Адычанское и Сунтаро-Лабынкырское складчато-глыбовые поднятия, представляющие погребенное продолжение Охотского массива, где домезозойский фундамент залегает относительно неглубоко и развиты брахиформные, сундучно-щелевидные и гребневидные складки. Среди других структур, выделяемых в этой зоне, отмечен Приомо-

лонский синклинорий, отделяющий Колымский массив от Омолонского, и Иньяли-Дебинский синклинорий, расположенный вдоль юго-западного края Колымского массива. Обе эти структуры авторы относят к категории позднегеосинклинальных прогибов, в отличие от раннегеосинклинальных, к которым принадлежит, например, Южно-Верхоянский, сформировавшийся на месте геосинклинальных прогибов ранней генерации. Наконец, в северной части этой зоны в пределах Приморской низменности авторы условно выделяют Хромский и Шелонский погребенные массивы.

Наложенные впадины Верхояно-Чукотской складчатой области подразделяются по времени заложения и особенностям строения на позднегеосинклинальные и послегеосинклинальные. К первым относятся Момо-Зырянская и Олойская системы впадин, ко вторым — Куйдусунская, Новосибирская, Аркагалинская, Нижне-Янская, Нижне-Колымская и другие. В состав Момо-Зырянской системы наложенных впадин входит Момо-Зырянская, Лыглыхтахская и Балыгычано-Сугойская впадины, а также Долгинский, Дарпирский, Омулевский и Эльгенчакский грабены. В Олойскую систему, кроме собственно Олойской впадины, включаются Қамешковская, Нутесынская, Айнахкургенская и Умкувеемская впадины.

Важная роль принадлежит зонам глубинных разломов. С зоной глубинных разломов северо-восточного простирания связано образование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Разломы северо-западного направления ограничивают Колымский и Омолонский массивы. Эти зоны глубинных разломов разделяют Верхояно-Чукотскую складчатую область на три блока: Центральный, включающий Тайгоносский. Омолонский, Колымский и Новосибирский массивы, и блоки, отвечающие Верхояно-Колымской и Анюйско-Чукотской складчатым системам.

Вся Верхояно-Чукотская складчатая область сформировалась на жестком платформенном основании и в байкальском и палеозойском циклах пережила этап парагеосинклинального, а в мезозойском цикле— геосинклинального развития. Это позволяет, как пишут авторы, отнести Верхояно-Чукотскую область к особой категории эпикратонных геосинклиналей восточно-азиатского типа.

Тектоническая карта Северо-Востока СССР м-ба 1:2500000 (1965), составленная В. Ф. Белым, А. А. Николаевским, С. М. Тильманом, Н. А. Шило, является первой, на которой показано тектоническое устройство всей территории Северо-Востока, включая и самые его восточные районы. Тектоническое районирование территории произведено по возрасту складчатости в соответствии с представлениями Н. С. Шатского (1957). Объяснительная записка к этой карте была опубликована в 1964 г.

На карте выделены: область дорифейской складчатости Сибирской платформы и массивы того же возраста, палеозойские массивы, мезозоиды, Корякско-Камчатская область кайнозойской складчатости и краевой Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

К массивам дорифейского возраста авторы относят: Охотский, Колымский, Омолонский, Тайгоносский и Эскимосский (?), представляющие собой обломки древней платформы. Охотский массив имеет структурные связи с Сибирской платформой. Другие массивы также обладают некоторыми общими чертами строения с Сибирской платформой. Отличие структурного плана массивов от Сибирской платформы заключается главным образом в интенсивной раздробленности первых и в отсутствии в чехле массивов структур, характерных для платформ (валы, антеклизы и др.).

В рифее и палеозое Колымский, Омолонский и Тайгоносский массивы находились между собой в непосредственной структурной связи, и только в мезозое произошло их отчленение за счет «проникновения своеобразных геосинклинальных прогибов, возникших на месте расколотого жесткого фундамента».

К палеозойским массивам отнесены Яблонский и Еропольский, основание которых сложено складчатым комплексом среднего и верх-

него палеозоя, а чехол мезозойскими образованиями.

В составе мезозоид выделены Яно-Колымская и Чукотская складчатая системы, принадлежащие единой области мезозойской складчатости. Складчатые структуры палеозойского возраста, обрамляющие Колымский массив (исключая Приколымское поднятие) и выступающие в поднятиях на Чукотке, отнесены к «складчатому основанию мезо-

зоид» и рассматриваются в составе последних.

В мезозоидах выделяется два структурных яруса. Нижний охватывает время от среднего карбона до келловея включительно и соответствует стадии накопления верхоянского геосинклинального комплекса. Верхний — позднеюрское — раннемеловое время, соответствует позднегеосинклинальному (орогенному) этапу. К позднегеосинклинальным структурам отнесены: Ольджойская, Камешковская, Нутесинская, Зырянская, Олойская, Раучуанская впадины. Послегеосинклинальные образования выполняют наложенные структуры и представлены верхнемеловыми, палеоген-неогеновыми континентальными отложениями и вулканитами, а также антропогеновыми образованиями.

Корякско-Камчатская область кайнозойской складчатости делится

на Анадырско-Корякскую и Олюторско-Камчатскую системы.

В развитии первой выделены три тектонических этапа. Первые два (начальный и средний) принадлежат собственно геосинклинальной стадии, а третий — позднегеосинклинальной. Геосинклинальный этап охватывает время с поздней юры до сенона включительно. В позднегеосинклинальную стадию (даний-палеоген, нижний миоцен) возникли формации орогенного ряда, выполняющие межгорные впадины и прогибы. К послегеосинклинальным образованиям отнесены неоген-антропогеновые поля эффузивов и рыхлые отложения, выполняющие впадины.

В Олюторско-Камчатской системе условно выделяется также три структурных яруса. Первые два отвечают геосинклинальной стадии развития системы (сенон — нижний миоцен), а верхний — средний мио-

цен — плиоцен — позднегеосинклинальному этапу.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс рассматривается как пограничная структура, возникшая в апте на границе между областями мезозойской и кайнозойской складчатости и в своем развитии тесно связанная с геологической историей Анадырско-Корякской системы. Внутри пояса выделены внутренняя и внешняя зоны, а также Охотский и Чукотский отрезки пояса, отличающиеся по структурным особенностям и составу магматических пород.

На карте, кроме того, выделены различные типы геологических формаций (геосинклинальные, платформенные, вулканогенные), интрузивные образования, разрывные нарушения и другие элементы, допол-

няющие общую картину тектонического строения региона.

Значительное внимание тектонике Северо-Востока СССР уделено в опубликованной в 1966 г. книге «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса», составленной коллективом авторов ВСЕГЕИ под редакцией Л. И. Красного.

В северо-западной части Тихоокеанского пояса Л. И. Красный выделяет несколько крупных блоков (мегаблоков) земной коры, характеризующихся специфическими чертами геологического строения (фор-

мационные ряды, магматизм, метаморфозы, геофизические особенности). На интересующей нас территории выделяются два мегаблока (Яно-Чукотский и Анадырский), разделенные Восточно-Азиатским вулканогенным поясом. Яно-Чукотский мегаблок составляет внешнюю (континентальную) часть Тихоокеанского подвижного пояса, а Анадырский— его внутреннюю (приокеанскую) часть. Такое разделение пояса наметилось уже в поздней юре и отчетливо проявилось в меловое время. Именно в это время возник и развился общирный окраинно-материковый Восточно-Азиатский вулканогенный пояс, связанный с гигантскими разломами, создающими рубеж между внешней и внутренней частями Тихоокеанского пояса (рис. 37).

В пределах внешней части Тихоокеанского пояса выделяются под-

В пределах внешней части Тихоокеанского пояса выделяются подвижные области завершенной складчатости: Верхояно-Колымская (позднеюрская — раннемеловая) и масси-

вы: Колымский, Омолонский, Охотский (Оймяконо-Охотский).

Верхояно-Колымская область развивалась на слабо дифференцированном, вероятно, платформенном основании. «Последнее подтверждается существованием слабо переработанных крупных жестких глыб, часть которых выходит на поверхность (Колымский, Омолонский и Охотский массивы), а часть относительно неглубоко погружена (так называемые районы пологих дислокаций или планории)».

Фундаментом Чукотской складчатой области являются погруженные части протерозоид; в восточной части области докембрийский фундамент выступает на поверхность в Чукотском массиве. Внутри Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых областей выделены болеемелкие структурные подразделения (мегантиклинории, мегасинклино-

рии, антиклинорные поднятия, синклинорные прогибы и др.).

На Колымском массиве к структурам второго порядка отнесены: складчато-глыбовые поднятия, обрамляющие массив (Полоусненское, Черское, Приколымское и др.); Момо-Зырянский окраинный прогиб. Центральная часть массива состоит из крупных глыб (Алазейская, Абыйская, Ясачнинская и Северо-Колымская), испытавших радиальные дифференцированные движения в процессе развития складчатых областей.

Омолонский массив также разбит разломами на отдельные блоки. Колымский и Омолонский массивы разделены относительно широким окраинным прогибом, который, как показано на схеме геолого-структурного районирования (Красный, 1966), полукольцом опоясывает Омолонский массив.

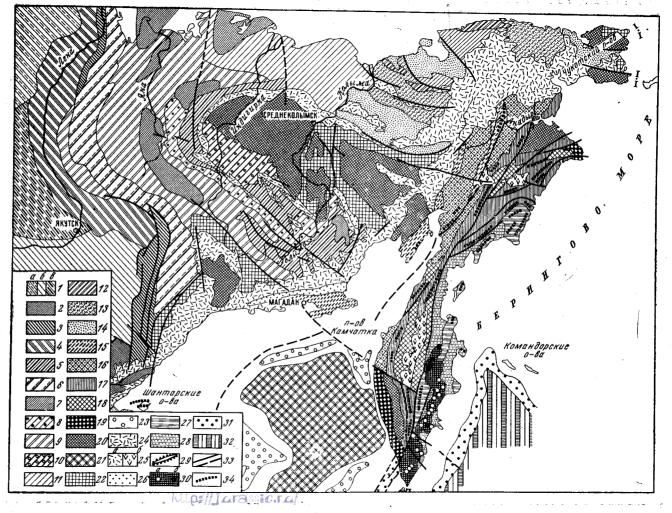
Внутренняя часть Тихоокеанского подвижного пояса, охватывающая Охотско-Анадырский мегаблок, выделяется как самостоятельная область кайнозойской складчатости. Западная часть мегаблока относится к области завершенной складчатости, а восточная «является современной геосинклиналью». К первой из них — Западно-Камчатско-Корякской складчатой области — относится бассейн р. Анадыря, большая часть Корякского нагорья и вся западная часть Камчатского полуострова. Вторая — Курило-Восточно-Камчатская геосинклинальная область — охватывает Олюторский прогиб, восточную часть Камчатки, Курильскую островную дугу, Южно-Охотскую глубоководную впадину и Курило-Камчатский желоб.

В 1966 г. под редакцией А. Л. Яншина была издана Тектоническая карта Евразии м-ба 1:5000000 и опубликована монография «Тектоника Евразии», являющаяся объяснительной запиской к указанной карте.

На территории Северо-Востока СССР на карте выделяются Верхояно-Чукотская область мезозойской складчатости, Корякская складчатая система кайнозойского (Камчатского) тектогенеза, Охотско-ЧуРис. 37. Схема геологоструктурного районирования. Составил Л. И. Красный, 1964

Сибирская платформа, ее древнее обрамление и пограничные структуры: 1чехол умеренной мощности (а - на приподнятом древнем основании, б - на пологом склоне фундамента. в — значительной мошности на опущенном фундаменте); 2 — ранние протерозоиды (становиды) и их фрагменты; 3 - перикратонные прогибы; 4 — краевой прогиб. Подвижные области завершенной складчатости. Верхояно - Колымская складчатая область - мезозоиды (J₃): 5 краевые антиклинории; 6 мегантиклинории; 7 — планории: 8 - краевые синклинории (прогибы позднего развития); 9 — мегасинклинории; 10 — синклинорные про-(пригеосинклинальгибы ные?); 11 — слабо изученный район Приморской низменности. Чукотская область — мезозоиды (J_3-Cr_1) : 12 — антиклинории и антиклинорные поднятия; 13 — синклинории; 14 - синклинорные прогибы (негеосинклинальные и позднего развития). Западно-Камчатско - Корякская область. Районы ранней стабилизации — кайнозоиды (Cr₂): 15 — антиклинории и антиклинорные поднятия: 16 -- синклинорные прогибы (позднего развития с наложенными впадинами). Районы поздней стабилизации — кайнозоиды; 17 - антиклинории; 18 - синклинории; 19 — межгорные и предгорные впадины.

Массивы подвижных областей завершен-



 - гипотетические; 22 — окраинные прогибы;
 структурные элементы мезозойско-кайнозой; — гипотетические: и предгорные): Курило-Восточно-Камчатская геоспиклинальная область: поднятия; 30 — районы современного вулканизма (а — вулканы дейст уужений. Платформенная область Тихого Океана (32). Другне знаки: 3 — вулканогенные структурные связанные впадины, установленные (межгорные и предгор клинорные?) поднятия;

котская часть Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса и приводится краткое описание выделенных структур.

Приведенное выше краткое изложение основных представлений о тектоническом строении северо-восточной Азии позволяет сделать следующие выводы.

1. Доказано и признается подавляющим большинством исследователей наличие в северо-восточной Азии самостоятельной мезозойской складчатости, характерной для Тихоокеанского пояса и имеющей столь же важное значение в истории развития Земли, как и зоны герцинской и собствен-

ноальпийской (кайнозойской) складчатости.

2. Почти все исследователи согласны в том, что в центральной части северо-восточной Азии расположена «система древних массивов» (Шатский, 1956), которые одни относят (Шатский, 1953; Пущаровский, категории «срединных» «остаточных» (Пущаровский, 1956; Яншин, 1965 и др.) И 1956; Аникеев, 1957 и др.); другие их называют просто «массивами» (Спрингис, 1958; Тильман и др., 1965; 1966); наконец, третьи выделяют в центральной части Северо-(Обручев, 1934; Васильев, Востока древнюю «платформу» Маркин, Титов и др. 1958; Бабаян, Бархатов, Черский и др., 1960; Васьковский, Драбкин, Попов и др. 1963 и другие); С. В. Левченко (1949) называет Колымо-Индигирскую часть территории «Мобильной платформой», а Омолонскую «Омолонской глыбой», Ю. А. Косыгин, А. А. Трофимук (1965) Колымский массив считают возможным «уподобить древней платформе в миниатюре», Э. Э. Фотиади (1961) рассматривает Колымский и Омолонский массивы частью Гиперборейской платформы; Б. А. и Л. А. Снятковы (1958) выделяют в центральной части Северо-Востока «Колымскую срединную массу» или «Колымскую деформированную массу»; П. Н. Кропоткин и Н. П. Херасков (1939) называют ее «Колымской

Таким образом, различные исследователи не однозначно трактуют генетическую природу жестких массивов, расположенных в центральной части Северо-Востока СССР.

3. Мезозойские складчатые структуры, развитые в верхнем течении бассейнов рек Колымы и Индигирки, на правобережье Лены, в бассейне р. Яны и на Чукотке, одни исследователи объединяют в единую Верхояно-Чукотскую область (Кропоткин Шаталов, мезозойской складчатости Шатский, 1953, 1957; Пущаровский, 1956, 1960; Мокшанцев и др. 1964), другие выделяют здесь две самостоятельные складчатые области (Аникеев, Васьковский и др. 1963; Красный, Кропоткин и Воларович, 1963; Гавриков, 1966 и другие). Первая группа исследователей выделяет внутри складчатой области срединные и остаточные массивы, а другая рассматривает последние как самостоятельные крупные структурные элементы этого региона, равнозначные складчатым сооружениям, занимающим соседние с ними площади.

4. Складчатые структуры, расположенные в восточной части рассматриваемого региона (бассейн р. Анадыря, Корякское нагорье), все исследователи рассматривают как самостоятельный структурный элемент Северо-Востока. Одни из них считают возраст развитых здесь складчатых сооружений кайнозойским (Шатский, 1956; Пущаровский, 1960;

Егиазаров, 1963; Тильман и др. 1965 и др.), другие большую часть их считают позднемезозойскими (Аникеев, Васьковский, Драбкин, Попов, Титов, 1963). Внутреннее тектоническое районирование этой территории различными исследователями также производится неодинаково.

- 5. Все исследователи одинаково понимают структурное положение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и его связь с глубинными разломами в земной коре, разделяющими крупные разновозрастные структуры. Вместе с тем одна группа исследователей считает вулканогенный пояс наложенной орогенной структурой мезозоид, нижняя возрастная граница которой датируется аптом или поздней юрой. Другие исследователи рассматривают пояс как самостоятельную структуру, развитие которой связано с соседней позднемезозойской складчатой областью.
- 6. Ряд исследователей (Шатский, 1957; Пущаровский, 1960; Қосыгин и Лучицкий, 1961; Мокшанцев и др., 1964; Красный, 1966 и др.) в своих выводах подчеркивают особенности геотектонического строения Северо-Востока СССР, отличающие его от других регионов не только-Советского Союза, но и всей нашей планеты, особенно ее Атлантического сектора.

Различие во взглядах на тектоническое строение Северо-Востока СССР, как нам представляется, может быть объяснено прежде всего своеобразием тектонического строения и развития Тихоокеанского сегмента земной коры, наличием здесь структур, отличных по своему строению от подобных образований в других частях Земли, все еще недостаточной изученностью этого крупного региона и, наконец, в немалой степени несовершенством существующей терминологии, не охватывающей всего разнообразия тектонических структур.

Тектоническое районирование, принятое для настоящего тома, проведено с учетом новейших геологических материалов, вносящих иногда серьезные изменения в существующие представления о геологическом строении описываемого региона.

Основные тектонические единицы выделены по возрасту складчатости (Шатский, 1957). Вся территория разделена на естественные геолого-структурные районы.

В соответствии с этим на прилагаемой к тому схеме тектоники выделены:

- I окраинные структуры юго-восточной части Сибирской платформы *;
 - II Охотский массив;
 - III Колымо-Омолонский массив;
 - IV Яно-Колымская мезозойская складчатая область;
 - V Чукотская мезозойская складчатая область;
 - VI Охотско-Чукотский вулканогенный пояс:
 - VII Охотская позднемезозойская складчатая область;
- VIII Восточно-Камчатско-Курильская геосинклинальная область (Олюторский прогиб).

В составе пограничных структур юго-восточной части Сибирской платформы дано очень краткое описание только двух структур — Сеттэ-Дабанского и Кербинского поднятий, которые непосредственно граничат с Яно-Колымской складчатой областью.

 $^{^*}$ Приверхоянский прогиб, показанный на схеме, в томе не описывается. — $Pe\mathcal{O}_-$

Охотский массив рассматривается как самостоятельная древняя жесткая структура. В докембрийское и раннепалеозойское время он составлял единое целое с Алданским щитом Сибирской платформы, а в палеозое и мезозое был отделен от последней Аллах-Юнским прогибом.

Колымо-Омолонский массив выделяется примерно в тех же границах, что и на схеме тектонического районирования территории СССР Т. Н. Спижарского (1967), за исключением его северо-восточной границы, которая на нашей схеме приводится между Анюйской складчатой зоной и Олойским прогибом, входящим в состав массива. Этот прогиб развился в мезозое на северном продолжении Омолонского массива, выходы фундамента которого в пределах прогиба установлены в последние годы в ряде мест.

Хотя авторы настоящей главы и считают возможным относить Колымо-Омолонский массив к типу древних платформ, они, учитывая все еще недостаточную геологическую и в особенности тектоническую изученность Северо-Востока, предпочитают в настоящем томе сохранить за этой структурой название «массив», как это принято большинством исследователей Северо-Востока. Название массива — Колымо-Омолонский — подчеркивает единство этой структуры. В литературе это название принято Ю. А. Косыгиным и А. А. Трофимуком (1965), Т. Н. Спижарским (1967) и др.

Следует подчеркнуть, что единой тектонической номенклатуры для генеральных структур Северо-Востока еще нет. Ряд исследователей в составе Яно-Чукотской (или Верхояно-Чукотской) складчатой области выделяют две самостоятельные системы, либо ветви Яно-Колымскую и Чукотскую. Другие, в том числе и авторы главы «Тектоника», Яно-Колымскую и Чукотскую складчатые области рассматривают в качестве самостоятельных крупных структурных элементов северо-восточной Азии, отличающихся как характером основных тектонических структур, историей развития, так и составом слагающих их формаций осадочных и магматических пород. По своему внутреннему строению они отвечают определению геосинклинальной области, предложенному Н. С. Шатским (1946).

Рассмотрим этот вопрос подробнее. Пространственная разобщенность этих двух крупных структур Северо-Востока подтверждается не только тем, что между ними находится Колымо-Омолонский массив, но и специфическими особенностями строения Чукотской складчатой области.

Об этом же свидетельствуют региональные палеогеографические и палеотектонические карты Северо-Востока, на которых отчетливо видно, что от ордовика до конца юры морские геосинклинальные бассейны Чукотки и верховьев Колымы были разобщены участками суши. Анюйско-Чукотское море было тесно связано с Бореальным арктическим бассейном, а Неро-Кулинское — с Тихоокеанским.

Геосинклинальные формации верховьев Колымы, Индигирки и Яны, принадлежащие верхоянскому комплексу, представлены в общем почти непрерывной серией отложений от карбона до верхней юры при общей мощности всего комплекса 12—14 км. Геосинклинальные формации Чукотки отличаются существенно меньшей мощностью и иным возрастом. Чукотский геосинклинальный комплекс начал формироваться с раннего триаса и закончился на большей ее части в конце триаса (т. е. всего лишь в течение 45—50 млн. лет). Позднегеосинклинальный

этап развития на Чукотке в пределах Раучуанского прогиба продолжался с волжского века до конца валанжина (может быть начала готерива). Яно-Колымская область в ранемеловое время переживала посторогенный этап; существенно отлична и морфология складчатых структур этих двух областей. Складчато-глыбовое строение Чукотской складчатой области, неглубокое залегание ее фундамента определили своеобразие ее структурных форм. Для нее характерны сравнительно короткие антиклинории, поднятия и синклинории длиной не более двух-сот-трехсот километров, в пределах которых, наряду с линейными, широко развиты брахиморфные складки, дугообразные изгибы, кулисообразное расположение складок. Здесь нет крупных линейно-выдержанных, протягивающихся на тысячи километров складчатых структур типа мегасинклинориев и мегантиклинориев, свойственных Яно-Колымской области.

В полном соответствии с структурными особенностями находится пространственное размещение широко распространенных в пределах этой области гранитоидных интрузий. Здесь нет столь четко выраженной, как в бассейнах Колымы и Индигирки, приуроченности гранитоидных интрузий к протяженным линейным структурам. На Чукотке совпадающие с направлением складчатости цепочки гранитодных интрузий обычно коротки, что, видимо, связано с глубинными разломами, расчленяющими фундамент на отдельные блоки. В отличие от Яно-Колымской складчатой области, где широко распространена формация обычно кислых дайковых образований, на Чукотке кислые дайки не пользуются заметным развитием. Распространенные на Чукотке нижнетриасовые силлы и дайки габбро-диабазов почти не встречаются среди формаций верхоянского комплекса.

Внутри складчатых областей авторы вслед за Ю. М. Пущаровским (1960) выделяют геосинклинальные или складчатые зоны. В Яно-Колымской складчатой области выделены три такие крупные зоны, в Чукотской и Охотской — по две.

В качестве своеобразных структур, как-бы врезающихся в окраинные части массивов, в соответствии с предложениями В. С. Мелещенко и Э. Н. Янова (1960) выделяются пригеосинклинальные прогибы Аллах-Юнский и Ольджойский, образующие входящие углы. Это умеренно подвижные участки земной коры, связанные с одновременно формирующимися с ними геосинклиналями.

Геофизические исследования, подтверждая наличие платформенных структур в области полярного бассейна, отрицают возможность продолжения в этот район складчатых геосинклинальных структур (Шапошников, 1962; Фотиади, 1961; Литинский и др., 1966). А. И. Гусев (1962), а затем К. Б. Мокшанцев, Д. К. Горнштейн и др. (1964) выделяют севернее Колымского аналогичный ему Новосибирский и более мелкие массивы и указывают, что Анюйская складчатая зона прослеживается к о-вам Жаннеты и Генриетты, обрамляя с северо-востока Новосибирский массив. Проведенный нами анализ геофизических и геологических материалов подтверждает выводы о самостоятельном существовании и развитии Яно-Колымской и Чукотской складчатых областей, разобщенных Колымо-Омолонским массивом, который простирается далеко на север.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс рассматривается как часть Восточно-Азиатского пояса крупной планетарной вулканогенной структуры.

В крайней восточной части территории Северо-Востока выделяются еще два крупных тектонических элемента: Охотская позднемезозойская

складчатая область и Восточно-Камчатско-Курильская геосинклиналь-

ная (Олюторский прогиб).

Охотская область впервые как самостоятельная структура была выделена в 1962 г. (В. А. Титов и др.). Она резко отлична по истории развития, формационному составу выполняющих ее отложений и магматизму от других складчатых областей Северо-Востока и принадлежит к внутренней части Тихоокеанского подвижного пояса.

Восточно-Камчатско-Курильская геосинклинальная область характеризуется как внешняя зона современной геосинклинали. В пределы рассматриваемой территории входит только Олюторский прогиб этой

области.

Анализ тектоники Северо-Востока, проделанный многочисленными исследователями, подтверждает представления о глыбовом (блоковом) строении здесь земной коры. Так выделяются пограничные глубинные краевые швы, разделяющие главнейшие структурные элементы. К ним принадлежит, например, гигантский разлом, отделяющий Яно-Колымскую область и Колымо-Омолонский массив от Охотской. Вдоль этого разлома прослеживаются звенья Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Другой крупнейший разлом трассируется на границе Колымского массива и Инъяли-Дебинского синклинория.

В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталов (1958), А. А. Николаевский (1964) и другие много сделали для систематизации и классификации дизъюнктивных структур и установления связи с ними магматизма и

эндогенной металлогении.

В последнее время за рубежом (Hamilton, 1967) данные по геологии северо-восточной Азии используются для гипотетических построений весьма значительных сдвиговых перемещений.

ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ОКРАИНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сибирская платформа почти полностью располагается за пределами Северо-Востока. Лишь две ее небольшие структуры — Кербинское и Сеттэ-Дабанское поднятия — находятся в границах описываемой тер-

ритории.

Кербинское и Сеттэ-Дабанское поднятия возникли на месте глубо-кого перикратонного прогиба (Красный, 1964), развившегося в несколько этапов на юго-восточной окраине Сибирской платформы. В протерозойское время этот прогиб, названный С. В. Нужновым и В. А. Ярмолюком (1959) Юдомо-Майским, развивался как единое целое и только в раннем палеозое произошла дифференциация, в результате которой восточная часть прогиба продолжала опускаться, тогда как западная превратилась в поднятие. Восточная часть (современное Сеттэ-Дабанское поднятие) сменила знак движений на положительный много позже — в среднекаменноугольное время. Несмотря на эту неоднородность и неодновременность решающих этапов тектогенеза, оба поднятия, возникшие на месте Юдомо-Майского прогиба, отчетливо противостоят, как единое целое, смежным с ними структурам. К последним относятся: Приверхоянский краевой прогиб и Аллах-Юнский пригеосинклинальный прогиб.

В большинстве новейших работ Кербинское и Сеттэ-Дабанское поднятия рассматриваются как окраинная часть Сибирской платформы (Сулиди-Кондратьев, Козлов, 1966; Красный, 1964, 1966). В более ранних исследованиях Кербинское поднятие считали частью Сибирской платформы, а Сеттэ-Дабанское включалось в Яно-Колымскую складчатую область. Эта трактовка, намеченная еще в схеме А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (1933), была принята С. В. Обручевым (1934,

1933), П. Н. Кропоткиным (1936), П. Н. Кропоткиным и Н. П. Херасковым (1937), Н. С. Шатским (1953), Ю. М. Пущаровским (1955), Н. П. Аникеевым и др. (1957) и К. Я. Спрингисом (1958). Наконец, некоторые авторы рассматривают Кербинское и Сеттэ-Дабанское поднятия как части одной более крупной и четко ограниченной структуры, расположенной в окраинной части Яно-Колымской зоны (Кирусенко, 1963; Мокшанцев и др., 1966).

Такая разница во взглядах объясняется тем, что рассматриваемые поднятия принадлежат к особой категории структур, возникающих на границах платформ и геосинклиналей и занимающих пограничное по-

ложение между структурами платформ и складчатых областей.

Платформенное состояние этих структур на протерозойском этапе развития недавно обосновали Ю. А. Косыгин и его соавторы (1964), палеозойский и мезозойский этапы их развития также носят скорее платформенный, чем геосинклинальный характер, особенно если принять во внимание магматизм, представленный основными слабо дифференцированными изверженными породами, не образующими сколько-

нибудь крупных тел.

А. К. Башарин (1967) Сеттэ-Дабанское и Кербинское (Кыллахское) поднятия вместе с Южно-Верхоянским синклинорием (соответствующий Аллах-Юнскому пригеосинклинальному прогибу авторов) рассматривает как составные части огромного Восточно-Верхоянского прогиба или эпикратонной геосинклинали. Кыллахское поднятие А. К. Башарин относит к пограничной структуре Сибирской платформы, а Сеттэ-Дабанское складчато-глыбовое поднятие, по его мнению, представляет собой поднятый в мезозое край эпикратонной геосинклинали. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь почти непрерывно, без существенных перестроек, развивалась начиная с протерозоя вплоть до средней юры, когда произошли региональные тектонические движения, приведшие к поднятию и образованию складчатых структур.

На западе Кербинское и Сеттэ-Дабанское поднятия отделены от Алданской мезозойской впадины и Приверхоянского прогиба Томпо-Нельканской зоной разломов, по которым древние комплексы пород надвинуты на мезозойские отложения. Эта большая пограничная зона разломов имеет, по данным К. К. и К. И. Шапошниковых (1960), вертикальную амплитуду более 4 км. Она прослеживается почти от север-

ного конца поднятия на юг до границы описываемой территории. На востоке Сеттэ-Дабанское поднятие от Аллах-Юнского пригеосинклинального прогиба также отделяется глубинным разломом, протягивающимся на сотни километров в меридиональном направлении от бассейна р. Томпо на севере, до междуречья Маи и Юдомы на юге (Центральный глубинный разлом, по А. К. Башарину, 1967). Севернее долины р. Куранах Сеттэ-Дабанское поднятие по системе поперечных разломов ступенчато погружается под отложения верхоянского комплекса.

Поднятия протягиваются на 700 км в виде дуги, выпуклой на восток, и пространственно совпадают с небольшим выступом Алданского плоскогорья на правобережье р. Алдана (Кербинское поднятие) и с горной цепью Сеттэ-Дабан (Сеттэ-Дабанское поднятие). В пределы описываемой территории входит только северная часть этих структур протяженностью около 450 км. Они сложены мощной толщей верхнепротерозойских (на западе) и ранне-среднепалеозойских, преимущественно карбонатных отложений (на востоке). Их суммарная мощность (около 6000 м) значительно превосходит мощность одновозрастных отложений, расположенных в более западных частях Сибирской плат-

формы. Отложения, слагающие Кербинское поднятие, дислоцированы менее интенсивно, чем отложения, формирующие Сеттэ-Дабанское поднятие. В менее прогнутой западной части перикратонного прогиба, примыкающей к Алданскому щиту, наблюдается наименьшая интенсивность дислокаций. Здесь имеет место прерывистая складчатость, для которой характерно чередование сравнительно пологих крупных брахиморфных складок и сравнительно крутых, но не протягивающихся на значительное расстояния приразломных линейных складок. К востоку напряженность складчатости постепенно увеличивается, особенно с приближением к Акро-Суордахской зоне разломов, отделяющей Кербинское поднятие от Сеттэ-Дабанского.

Внутренняя структура Сеттэ-Дабанского поднятия чрезвычайно своеобразна * и определяется системой протяженных субмеридиональных разломов, расчленяющих его на ряд узких линейных блоков, внутри которых осадочные породы образуют преимущественно пологие складки. Западный край этих блоков приподнят относительно восточного и часто надвинут на соседний край смежного блока. Вблизи разломов развиваются напряженные линейные складки, осложненные складками низших порядков, вплоть до микроскладок. Для висячих краев блоков характерно развитие моноклиналей с пологим (10—15°) залеганием пород. Таким образом, поднятие представляет собой совокупность блоков, разделенных разломами. Внутренне строение поднятия, соотношение со смежными структурами и характер развития исключают возможность отнесения его к антиклинорию, имея в виду известное определение понятия антиклинорий, данное Н. С. Шатским (1957).

В пределах Сеттэ-Дабанского поднятия выделяется ряд крупных и протяженных продольных зон разломов — Кемюсская (Кемюс-Юряхская), Атырбагинская, Россомашья, установленных как геологическими, так и геофизическими наблюдениями. Они образуют, в общем, дуги выпуклые на восток в соответствии с общим изгибом северной части Сеттэ-Дабанского поднятия и представляющие собой значительной вертикальной амплитуды взбросы и крутые надвиги. Для более мелких блоков характерно своеобразное горст-антиклинальное строение. Основными структурами в блоках являются крупные пологие антиклинали и синклинали, сильно осложненные второстепенными складками только вблизи зон разломов. В северной части Сеттэ-Дабана, в опущенных частях зон разломов обнаруживаются базальные части верхоянского комплекса, трансгрессивно и несогласно налегающие на карбонатные отложения среднего палеозоя. В зонах разломов широко развиты складки срыва, тектонические брекчии, в пластичных породах развиты изоклинальные складки.

Своеобразие тектонического устройства Сеттэ-Дабана отражается и в особенностях магматизма. В его пределах широко развиты нижне-и среднепалеозойские дайки и силлы габбро-диабазового состава, иногда имеющие мощность до 200 м. Наряду с внедрением даек происходили излияния основной магмы на земную поверхность с образованием базальтовых лав, туфов и туфоконгломератов (Левашов, 1955). Следует подчеркнуть, что в Сеттэ-Дабанском поднятии полностью отсутствуют гранитоидные породы.

^{*} В связи с этим его называли краевым антиклинорием (Пущаровский, 1957, 1960; Аникеев и др., 1957), блоком (Васьковский и Снятков, 1955; Снятков, 1959), «крылом синклинория» (Шапошникова, 1960), моноклинорием (Спрингис, 1958), складчато-блоковым поднятием (Ларин, 1956; Кирусенко, 1959), горст-антиклинорием (Мокшанцев и др., 1964).

¹⁸ Зак. 1016

ОХОТСКИЙ МАССИВ

Охотский массив занимает значительное пространство на юго-западе рассматриваемой территории. Впервые тектоническая природа массива была установлена в 1944 г., когда К. Д. Соколов обнаружил выходы архейских кристаллических пород и непосредственное налегание
на них пологодислоцированных пермских отложений в верховьях
р. Ульбеи. Лишь в 50-х годах массив был выделен как самостоятельная структура в составе мезозойских складчатых сооружений вначале
как «Охотский выступ древних пород» (Попов, 1952), затем как «Оймяконо-Охотский срединный массив» (Шатский, 1953) или «Охотский
остаточный массив» (Пущаровский, 1955) *. В 1959 г. авторами настоящего очерка было высказано предположение, что Охотский массив,
возможно, соединяется на юге с Сибирской платформой под эффузивами Ульинского и Предджугджурского прогибов и является ее частью.

В докембрийское и раннепалеозойское время Охотский массив несомненно составлял одно целое с Алданским щитом Сибирской платформы, позднее Аллах-Юнский пригеосинклинальный прогиб отделил

от платформы по крайней мере северную его часть.

От Яно-Колымской области Охотский массив отделен крупной дуговой зоной глубинных разломов, которую можно назвать Юдомо-Тауй-Существование некоторых ее частей было установлено еще Н. И. Лариным в 1956 и 1960 гг., который назвал западную ее часть «Западным Оймяконским», а восточную — «Восточно-Охотским разломом». Она начинается на юго-востоке у берегов Тауйской губы, севернее устья р. Тауй, проходит вдоль долины р. Яны (Охотской), затем вдоль Охотско-Колымского водораздела в низовья Туор-Юряха и Куйдусуна, пересекает р. Юдому и скрывается южнее под эффузивами Ульинского прогиба. Указанная система разломов принимается северо-западной, северной и северо-восточной границей Охотского массива. Эти границы близки границам массива, показанным на схемах К. Б. Мокшанцева и др. (1964), Б. М. Чикова (1965). Что касается южной границы массива, то этот вопрос неясен и на этот счет нет общей точки зрения, поскольку южная часть массива в значительной мере перекрывается покровом эффузивов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и скрыта под водами Охотского моря. Учитывая геофизические данные, по-видимому, южная граница массива проходит несколько южнее современной линии берега Охотского моря.

Оказавшийся в зоне влияния Яно-Колымской и Охотской складчатых областей Охотский массив, естественно, подвергся интенсивной переработке, рассечен системой глубинных разломов на отдельные блоки. Фундамент этих блоков занимает различные положения; часть из них опущена на значительную глубину, как, например, в западной, северной и северо-восточной периферии массива, на которой развились прогибы со значительной мощностью терригенных отложений перми и триаса. Крупнейшим из них является Инский прогиб. В приподнятых блоках — Кухтуйском, Верхне-Майском, а также Ульино-Уракском наблюдаются выходы древних пород и кристаллического фундамента. Только Ульино-Уракский блок испытывал в меловое время заметное опускание, вследствие чего на нем развился наложенный Ульинский

вулкано-тектонический прогиб.

Платформенная природа массива выражается в сокращенных мощностях или отсутствии постархейских отложений. Исключение состав-

^{*} Несколько ранее, С. В. Левченко (1949) выделял внутри мезозоид жесткую Охотскую глыбу.

ляют только меловые вулканогенные породы, выполняющие опущенные участки в теле массива и окраинные части массива.

Наиболее крупным полем развития архейских пород в пределах массива является Кухтуйский выступ. Длина его достигает 100 км, ширина 50 км. Выступ сложен гнейсами и гранито-гнейсами с прослоями амфиболитов, очень сходными с соответствующими породами Алданского щита. Они простираются субмеридионально и с резким угловым несогласием перекрыты верхнепротерозойскими отложениями, суммарная их мощность достигает 1800—2500 м. Последнисмяты в складки с небольшими углами падения и часто на больших участках имеют моноклинальное залегание. Их трансгрессивно и с угловым несогласием перекрывают пермские отложения, залегающие в пределах массива довольно спокойно и лишь в пограничных его частях образующие брахиоморфные складки, со сравнительно пологими углами наклона крыльев.

Вторым районом, где обнажается архейский фундамент Охотского массива, является небольшое Верхне-Майское поднятие, расположенное в верховьях рек Маи и Северный Уй. Здесь архейские тнейсы и гранитогнейсы чрезвычайно сильно смяты в крутопадающие складки северо-восточного простирания, осложненные мелкой складчатостью и плойчатостью. На них несогласно залегают верхнепротерозойские отложения, собранные в складки северо-северо-восточного простирания

с пологими крыльями.

Большая часть площади Охотского массива перекрыта меловыми эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и поэтому его структура на этих участках пока мало изучена. Однако из-под эффузивов Ульинского вулкано-тектонического прогиба и Куйдсунского вулканического поля* местами выступают более древние отложения, составляющие чехол Охотского массива. Чрезвычайно характерно, что отложения чехла имеют в различных участках массива различный возраст, причем эти разновозрастные отложения почти не встречаются в одних и тех же участках и имеют, в общем, небольшую мощность. Так, в бассейнах Юровки, Толмота и других рек, впадающих в Охотское море между устьями р. Урака и Ульи, обнажаются маломощные (400-500 м) кембрийские отложения, несогласно залегающие на архейских гнейсах. Таким образом, здесь выпадают из разреза верхнепротерозойские отложения. На всей площади массива из разреза выпадают отложения силура, девона, а во многих местах и карбона. Охотский массив на протяжении этого громадного отрезка геологического времени был областью поднятий и сноса.

Пермские отложения, по-видимому, небольшой мощности залегают в виде разрозненных выходов в центральных частях массива. Лишь на склонах массива мощность их значительна. Триасовые отложения, столь полно и широко развитые в Яно-Колымской складчатой области, в центральной части массива представлены отложениями верхнего отдела мощностью от 200 до 700 м. Только на склонах Охотского массива разрез триасовых отложений включает все три отдела, а мощность их

увеличивается, достигая на восточном склоне 1400 м.

Породы чехла в центральной части массива дислоцированы довольно слабо. Однако в ряде мест наблюдается и более значительная их дислоцированность, связанная, как правило, с наличием рассекающих его разломов.

На северо-восточном склоне Охотского массива широко развиты пермские отложения мощностью до 4000—5000 м, выполняющие Ин-

^{*} Эти прогибы принадлежат Охотско-Чукотскому поясу и описаны в его составе.

ский прогиб, граничащий на северо-востоке с Яно-Колымской областью.

Большая часть площади прогиба занята верхнепермскими отложениями, в которых наблюдается пологая прерывистая складчатость, отличающаяся простыми формами складок. Они не осложнены складками высоких порядков и не группируются в какие-либо линейные системы. Триасовые и юрские терригенные отложения сохранились в пределах Инского прогиба только в небольших грабенах, крупнейшими из которых являются Тасский (Майманджинский) грабен и Хетанджинская грабен-синклиналь.

КОЛЫМО-ОМОЛОНСКИЙ МАССИВ

Колымо-Омолонский массив расположен в бассейнах рек Колымы и Индигирки. Площадь его в границах, показанных на схеме тектоники, превышает 800 тыс. км². На юго-западе массив граничит с Яно-Колымской складчатой областью, на юго-востоке — с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, а на северо-востоке — с Чукотской складчатой областью. На севере массив скрыт молодыми кайнозойскими отложениями Приморской впадины.

В орографическом отношении массив представляет собой, в северной и центральной части, низменности с абсолютными отметками до 200 м. В юго-восточной части — низкогорья и плоскогорья с отметками до 1000 м и редко более. На севере Яно-Индигирская и Колымская низменности постепенно переходят в шельфовую часть Восточно-Сибир-

ского моря.

Юго-западная граница массива от устья р. Буюнды на протяжении более 800 км проходит вдоль горной системы Черского. В верхнем течении р. Тастах (правый приток р. Адычи) граница массива круто поворачивает на северо-восток, пересекает долины рек Селеняха и Уяндиной и на правобережье верхнего течения р. Аллаихи, где Депутатская горная цепь прерывается низменностью, уходит на север, скрываясь под рыхлыми четвертичными отложениями. На юге граница массива от устья р. Буюнды прослеживается в субмеридиональном направлении вдоль р. Колымы до устья р. Балыгычан, откуда она круто поворачивает на юг и вдоль Омсукчанской горной гряды уходит к побережью Охотского моря.

Юго-восточная и северо-восточная границы массива орографически не выражены. Первая почти на всем протяжении скрыта вулканогенными образованиями Охотско-Чукотского пояса. Только на п-ове Тайгонос она прослеживается от р. Тополевка на юго-западе до устья р. Парень на северо-востоке. Северо-восточная граница проходит по долине р. Малый Анюй от ее верховьев до устья р. Колымы и далее в субмеридиональном направлении скрывается под водами Восточно-

Сибирского моря.

Для массива характерны угловатые очертания и прямолинейные края, что связано с разломными границами. Так, например, вдоль Дарпирской зоны глубинных разломов внедрились многочисленные интрузии гранитоидов. Дарпирская зона ограничивает с юго-запада выходы палеозойских пород Омулевского, Тас-Хаяхтахского поднятий и других более мелких блоков, расположенных в этой зоне (Эрикитский, Согинский). Северо-Восточная граница фиксируется Южно-Анюйской шовной зоной, развивающейся на границе между Олойским прогибом и Анюйской зоной Чукотской складчатой области. Наконец, юго-восточная граница массива определяется зоной глубинных разломов, скрытых покровами вулканогенных пород Охотско-Чукотского пояса. В преде-

лах Мургальского антиклинория эта граница проходит вблизи его северо-восточного ограничения.

На юге и на западе в тело массива глубоко вдаются структуры Яно-Колымской складчатой области (Ольджойский пригеосинклинальный прогиб, Кырчанская система складок Иньяли-Дебинского мегасинклинория и Буюндино-Балыгачанский район брахиморфной складчатости). В связи с этим край массива здесь образует входящий угол, достигающий своей вершиной устья р. Балыгычан. С северо-востока граница массива на этом участке фиксируется Омсукчанской впадиной, а на северо-западе крупным разломом, отделяющим Приколымское поднятие от Иньяли-Дебинского мегасинклинория.

В строении Колымо-Омолонского массива отчетливо выделяются два структурных этажа. Нижний представлен складчатым метаморфическим комплексом архея, нижнего и среднего протерозоя, слагающим фундамент массива; верхний этаж образован многоярусным платформенным чехлом. Выделение в разрезе фундамента пород архейской и протерозойской групп производится условно; стратиграфические взаимоотношения между ними не установлены. Можно лишь указать, что среди архейских пород, видимо, преобладают глубокометаморфизованные матматические образования, имеющие сходство с Алданским комплексом Сибирской платформы, а среди протерозойских метаморфических толщ — породы осадочного происхождения и измененные эффузивы.

В составе платформенного чехла выделяются разделенные стратиграфическими перерывами и несогласиями пять структурных ярусов, отвечающих определенным этапам развития массива. Первый структурный ярус представлен верхним протерозоем (рифей, венд) *, второй — палеозоем (ордовик—нижний карбон), третий — верхним палеозоем — мезозоем (пермь, триас, юра), четвертый — нижним мелом и пятый — верхним мезозоем —кайнозоем (верхний мел, палеоген, неоген, антропоген). Как будет показано ниже, для каждого структурного яруса характерны определенные типа формаций, изменение структурного плана.

Нижняя граница платформенного чехла проводится в основании рифея, который, как правило, с перерывом и угловым несогласием залегает на архейских и нижне-среднепротерозойских метаморфических породах; рифейские толщи по сравнению с последними значительно менее метаморфизованы и дислоцированы.

Для Колымо-Омолонского массива в целом характерно блоковое строение. За длительную историю формирования платформенного чехла, начиная с позднего протерозоя, фундамент массива неоднократно раскалывался на различные по форме и размерам блоки, которые иногда в течение длительного времени претерпевали поднятия или опускания, в связи с чем на одних участках массива (Омулевское, Приколымское Сугойский пригеосинклинальный прогиб) накапливались мощные (до 5000 м) толщи осадочных пород, а на других их мощность измерялась десятками и первыми сотнями метров (Омолонский массив) или они отсутствовали совсем. По расколам в фундаменте в тело массива неоднократно проникали магматические расплавы, образуя интрузивные тела различного состава, или изливались на поверхность, создавая большие массы эффузивных пород. Блоковое строение массива достаточно уверенно подтверждается и региональными геофизическими исследованиями (рис. 38).

^{*} Складчатые образования рифея и венда, а по новейшим данным и нижнего кембрия, по мнению ряда геологов, вероятно, также входят в фундамент массива. — Прим. ред.

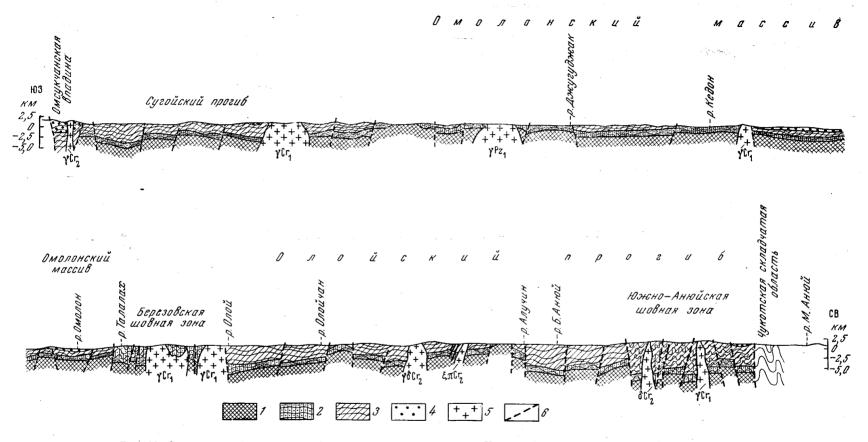


Рис. 38. Схематический геологический разрез юго-восточной части Колымо-Омолонского массива. Составил Г. Г. Попов

1 — фундамент массива (архей, нижний и средний протерозой); 2 — первый и второй структурные ярусы платформенного чехла (О—С₁); 3 — третий структурный ярус платформенного чехла (Р, Т, J); 4 — четвертичный и пятый структурные ярусы платформенного чехла (Сг, Рд, N, Q)); 5 — граниты, гранодиориты, сиенит-порфиры, габбро-перидотиты и другие интрузивные породы; 6 — разломы

Северо-Западная часть рассматриваемой структуры известна под названием Колымского массива (глыбы), а расположенная на юго-востоке ее часть — Омолонского массива (глыбы *). Среди других крупных структур Колымо-Омолонского массива выделяются Сугойский прогиб, расположенный вдоль юго-западного края Омолонского массива. Березовская шовная зона, ограничивающая последний с северо-востока и Олойский прогиб, занимающий северо-восточную часть массива **.

Колымский массив

На юго-западе массив граничит по Дарпирской зоне глубинных разломов с Иньяли-Дебинским мегасинклинорием. Северная граница его фиксируется Ольджойским пригеосинклинальным прогибом. Восточнее последнего она закрыта кайнозойскими отложениями Приморской впадины.

На юго-востоке массив ограничен Ярходонским разломом, который проходит по юго-восточному краю Приколымского поднятия, отделяя последнее от Омолонского массива и расположенного южнее Сугойского прогиба. Можно думать, что на севере этот разлом быстро затухает, так как геологическое строение двух смежных структур на этом участке массива (Абый-Ожогинской впадины и Олойского прогиба) сходно и резких различий в их строении, как это устанавливается южнее, здесь не наблюдается. На это указывает и характер магнитного поля, свидетельствующий о непрерывном продолжении структур Олойского прогиба в северную часть Абый-Ожогинской впадины.

Высоко поднятые периферические блоки палеозойских пород (Полоусненское, Тас-Хаяхтахское, Омулевское, Приколымское поднятия) входят в состав массива, располагаясь на его периферии. Во внутренней его части, почти в центре структуры, находится крупный блок докембрийских и палеозойских пород, слагающих Алазейский свод. К югозападу от последнего выделяется Момо-Зырянский мезозойский прогиб. Северо-Восточную часть массива занимает Абый-Ожогинская впадина. На севере она перекрыта кайнозойскими отложениями Примор-

ской впадины.

Полоусненское поднятие *** расположено в северо-западной части массива. Орографически оно совпадает с Депутатской горной цепью и прослеживается в субширотном направлении на протяжении около 600 км. Ширина его в центральной части достигает 100 км, а на востоке сокращается до 30-40 км. На западе рассматриваемая структура по разломам, сопровождающимися интрузиями позднемезозойских гранитоидов, граничит с Тас-Хаяхтахским поднятием. Массивы гранитоидов окаймляют его и с севера. Породы, слагающие поднятие, на больших площадях перекрыты чехлом четвертичных отложений, которые маскируют характер его сочленения со смежными тектоническими структурами.

Поднятие имеет складчато-блоковое строение и постепенно погружается в восточном направлении. К. Б. Мокшанцев и др. (1964) отмечают, что в этом же направлении уменьшаются мощности отложений и интенсивность складчатости. В пределах поднятия выделяется три

** В описании отдельных структур принимали участие Б. В. Пепеляев, М. И. Те-

^{*} В дальнейшем эти структуры мы будем именовать массивами, опуская второе название — глыба.

рехов, К. В. Паракецов.

*** С. М. Тильман и др. называют эту структуру Полоусненской антиклинальной зоной (1965) или Полоусненским поднятием (1964); К. Б. Мокшанцев и др. (1964) Полоусным горст-антиклинарием; Л. А. и Б. А. Снятковы (1958) Уяндинским блоком; Ю. М. Пущаровский (1960) — Полоусненским окраинным поднятием.

крупных блока, разделенных разломами и отличающихся по интенсивности и форме дислокаций. Западный блок, орографически совпадающий с Селеняхским кряжем, расположен в междуречье Селеняха и Уяндины. В его строении принимают участие протерозойские и палеозойские породы. Метаморфические толщи протерозоя (Этерехтяхский блок) смяты в мелкие наклонные и опрокинутые на северо-запад или юго-восток складки с углами наклона крыльев 30—45° и более. Терригенно-карбонатные отложения палеозоя дислоцированы менее интенсивно. Углы падения пород на крыльях складок изменяются от 20 до 60°, ширина складок составляет 10—20 км, а длина 80—100 км. Как протерозойские, так и палеозойские отложения разбиты многочисленными разломами, по которым в метаморфической толще протерозоя локализуются межпластовые и секущие дайки основного состава и малые интрузии калгынского комплекса.

Следующий крупный блок, расположенный восточнее на междуречье Этериктях—Индигирка, характеризуется моноклинальным строением (Мокшанцев и др., 1964). Протерозойские породы, обнажающиеся на южном крыле поднятия, дислоцированы весьма интенсивно (наклон крыльев складок 60—70°, ширина складок 2—3 км). Несколько меньше, но также интенсивно дислоцированы и палеозойские отложения, которые в северном и северо-восточном направлении сменяют более древние протерозойские толщи. Еще далее на восток на провобережье Индигирки в хр. Улахан-Тас выделяется «сложнопостроенный, разбитый разломами моноклинорий» (Мокшанцев и др. 1964). В южной его части обнажаются отложения позднего докембрия, смятые в относительно пологие складки субширотного направления (Эпов, 1961), а севернее К. В. Яблоков и И. Я. Некрасов (1961) установили отложения девона, дислоцированные в пологие брахиформные складки с углами наклона крыльев 10—45°.

На левобережье р. Индигирки, в пределах Кондаковского нагорья, примыкая с севера к Полоусному поднятию, расположена Ерчинская впадина*, выполненная юрскими и меловыми породами, дислоцированными в складки шириной до 2—5 км, с углами наклона крыльев 40—60°, иногда до 80°. Простирание складок изменяется от северо-западного на левобережье Индигирки до северо-восточного на ее правом берегу. Они образуют пологую дугу выпуклую на юг (Мокшанцев и др., 1964). Северная часть впадины перекрыта молодыми кайнозойскими отложениями.

Приколымское поднятие ** прослеживается в субмеридиональном направлении в среднем течении р. Колымы на протяжении более 450 κm ; максимальная ширина его достигает 180 κm . Общая площадь поднятия составляет около 50 тыс. κm^2 .

Поднятие со всех сторон ограничено разломами и представляет собой сложное глыбово-складчатое сооружение с неотчетливо выраженным антиклинальным строением. Фундамент его сложен среднепротерозойскими породами, обнажающимися в Столбовском блоке. Дислоцированы они различно (Б. В. Пепеляев, 1966 г.). В одних случаях (р. Ороек) наблюдается весьма интенсивная складчатость субмеридионального простирания с углами наклона пластов, достигающими 80° и более. В пачках метаморфических сланцев размах крыльев складок иногда измеряется единицами метров и сопровождается мелкой плой-

синклинория.

**К. Б. Мокшанцев и др. (1964) называют его Приколымским горст-антиклинорием; Л. А. и Б. А. Снятковы (1958) — Столбовским блоком.

^{*} Л. А. и Б. А. Снятковы (1958), К. Б. Мокшанцев и др. (1964) называют эту структуру Ерчинским синклинорием; О. Г. Эпов (1961) считает ее частью Полоусного синклинория.

чатостью. Отмечается запрокидывание складок на запад. В других районах (р. Шаманиха) преобладают брахиформные складки северо-восточного простирания с углами наклона крыльев 10—20° и реже 30—40° (А. Е. Каташинская, 1954 г. и В. А. Шишкин, 1959 г., 1964 г.).

В строении поднятия отчетливо выделяются сводовая часть, западное и восточное крылья. Сводовая часть его сложена преимущественно верхнепротерозойскими осадочно-метаморфическими породами и разграничивает две структурно-фациальные зоны, соответствующие западному и восточному крыльям поднятия. Крылья поднятия сложены кар-

бонатными и терригенными отложениями ордовика и силура, терригенными, карбонатными и вулканогенно-осадочными породами девона, карбона, перми, а также терригенными и вулканогенными толщами триаса, юры и мела.

Верхнепротерозойские отложения залегают на среднепротерозойских с перерывом и угловым несогласием. Для складчатой структуры поднятия характерно сочетание участков пологих дислокаций с зонами интенсивно перемытых пород 1966). Верхнепротеро-(Пепеляев, зойские толщи, залегающие в сводовой части поднятия в большинстве районов (реки Улахан-Юрее, Чебукулах, Коркодон и др.) собраны в пологие и более крутые складсубмеридионального простирания с падением пород на крыльях до 30-50°. Иногда складки имеют плоские своды и мульды, а углы падения крыльев уменьшаются до 10°.



Рис. 39. Крутодислоцированные карбонатно-сланцевые отложения верхней перми вблизи Ярходонской зоны разломов.
Фото И. В. Полуботко

Вместе с тем местами развиты напряженные приразломные складки (рис. 39). Например, в бассейне р. Спиридоновой в полосе шириной около 5 км наблюдаются сжатые линейные изоклинальные складки субмеридионального простирания нередко запрокинутые на запад. падения пород на крыльях составляют 60-80°, ширина складок не более 200 м. Напряженная складчатость в этом районе связана с серией крутопадающих чешуйчатых надвигов, развитых в зоне крупного разлома субмеридионального простирания. В строении западного поднятия отчетливо выделяются две его части — северная и южная. Северная часть, расположенная на правобережье р. Колымы и сложенная главным образом существенно карбонатными породами девона, представляет собой систему сравнительно простых часто брахиморфных складок субмеридионального простирания, местами осложненных рывными нарушениями. Углы наклона крыльев складок находятся. в пределах 15—30°, увеличиваясь местами до 40—60°. Ширина складок измеряется первыми километрами (Пепеляев, 1966). Более напряженные дислокации наблюдаются в приразломных зонах, здесь углы наклона крыльев складок увеличиваются до 80°, а их ширина уменьшается до 100-300 м.

Южная часть западного крыла, занимающего значительную часть бассейнов рек Ясачной и Поповки, имеет более сложное строение. Существенным отличием ее от других структур поднятия является прежде

всего значительная мощность ордовика (до 2000 м), наличие силурийских образований, неизвестных на других участках поднятия, присутствие маломощных верхнетриасовых и нижнеюрских отложений, проявление в широких масштабах средне-верхнепалеозойского магматизма и преимущественно субширотное простирание развитых здесь толщ.

Породы, слагающие эту часть крыла, разбиты многочисленными разрывными нарушениями, придающими ему мозаичное строение. Характер складчатых деформаций разнообразен, здесь также можно наблюдать наряду с пологими складчатыми формами и весьма напряженные дислокации. Нижне-среднепалеозойские отложения дислоцированы преимущественно в пологие складки шириной 0,5—2,0 км с углами наклона крыльев 20—35°. Иногда наблюдаются и более крутые углы падения слоев, достигающие 60—70°, а в зонах разрывных нарушений они местами поставлены на голову или находятся в опрокинутом зале-



Рис. 40. Пологозалегающие породы нижнего карбона в среднем течении р. Поповки. Фото Б. В. Пепеляева

гании (Пепеляев, 1966). Вместе с тем на других участках (р. Поповка) наблюдается пологоволнистое, субгоризонтальное залегание пород (рис. 40).

Восточное крыло Приколымского поднятия имеет более простое строение. Наиболее широким распространением здесь пользуются преимущественно терригенные отложения среднего девона. Для рассматриваемой структуры в целом характерно развитие брахиморфных складок субмеридионального простирания, осложненных многочисленными
разрывными нарушениями. Размеры этих складок иногда весьма значительны: длина их достигает 30—50 км, а ширина 20—30 км (Колотилин, 1964). Складки второго порядка, осложняющие эти крупные
брахиструктуры, в большинстве случаев пологие с падением крыльев
10—40°, редко более.

Верхнеюрские осадочные, осадочно-вулканогенные и нижнемеловые континентальные отложения сохранились в грабенах и впадинах. В них наблюдаются пологие, часто брахиморфные складки с углами наклона крыльев 10—45°, а местами в сводах и мульдах они залегают субгоризонтально (Сыркин, 1963, 1964 гг. и др.). В зонах нарушений, как и везде, дислокации пород становятся напряженными, а углы наклона слоев заметно увеличиваются.

Вдоль юго-западного края Колымского массива расположено несколько высоко поднятых блоковых структур, сложенных палеозойскими породами. Наиболее крупной из них является **Омулевское поднятие** *, представляющее собой сложное блоково-складчатое сооружение. Протяженность рассматриваемой структуры более $300\ \kappa m$, при максималь-

^{*} К. Б. Мокшанцев и др. (1964) называют эту структуру Момским горст-антиклинорием; Н. П. Аникеев и др. (1959) — Момским поднятием; Л. А. и Б. А. Снятковы (1958) — Омулевским блоком; Ю. М. Пущаровский (1960) — поднятием Черского.

ной ширине свыше 100 км. Оно расположено на междуречье Колымы и Индигирки. От левобережья Колымы оно прослеживается до верхнего течения р. Момы, где погружается под верхнемезозойские отложения Момской впадины, а на юго-западе по зоне Дарпирского глубинного разлома граничит с Иньяли-Дебинским мегасинклинорием. В строении Омулевского поднятия принимают участие вулканогенные, терригенные и карбонатные породы нижнего и среднего палеозоя, карбонатно-терригенные и, частично, вулканогенные отложения пермской, триасовой и юрской систем. Глубинными разломами поднятие расчленено на несколько крупных частей, а многочисленными более мелкими разрывными нарушениями разбито на мелкие блоки, придающими всей

структуре мозаичное строение (рис. 41).

В. М. Мерзляков (1965 г.) выделяет в пределах поднятия крупные складчато-глыбовые зоны — Россошинскую и Тасканскую, отличающиеся как по формационному составу слагающих их отложений, так и по форме и интенсивности складчатости. Они разделены крупным разломом. Рассошинская складчато-глыбовая зона расположена в северо-восточной части поднятия в верховьях Зырянки, Булкута, Рассохи. Ранее эта часть поднятия выделялась под названием Булкутского блока (А. А. Николаев, 1942 г. и другие). В строении зоны принимают участие ордовикские, девонские, каменноугольные, пермские и триасовые отложения. Силурийские образования в разрезе не установлены. Ордовикские отложения представлены вулканогенно-терригенными и вулканогенными образованиями, которые В. М. Мерзляков выделяет в качестве аспидной и трахиандезитовой формаций. На отложениях ордовика с размывом и базальными конгломератами в основании залегает девонская пестроцветно-карбонатная формация. Большого различия в степени дислокаций между отложениями ордовика и лежащими выше девонскими и другими образованиями не наблюдается, разница в углах падения пород не превышает 25°, что обусловлено главным образом влиянием приразломных напряжений. Дислокации внутри зоны отличаются большой интенсивностью. Здесь развиты линейные складки, часты опрокинутые складки, надвиговые и покровные структуры. В Сереченской синклинали северо-восточное крыло опрокинуто на югозапад и имеет наклон 65—70°; юго-западное крыло залегает нормально и имеет падение на северо-восток 60—70°. В Сарынской синклинали широко развиты разломы и надвиги. Углы падения пород на крыльях складок составляют 50-70°. В той же зоне известен Булкутский надвиг, по которому девон надвинут на нижнюю пермь. Амплитуда надвига В. М. Мерэляковым оценивается в 4—6 км. Вся Рассошинская зона представляет собой крупный участок развития приразломных дислокаций Элекчанского глубинного разлома.

Вся остальная часть Омулевского поднятия В. М. Мерзляковым (1965 г.) относится к Тасканской складчато-глыбовой зоне, внутри которой выделяются Сумуно-Ирюдийский и Урультунский блоки, разде-

ленные глубинным разломом Улахан (рис. 42).

Сумуно-Ирюдийский блок расположен в центральной части поднятия и сложен преимущественно породами ордовика и нижнего силура. Урультунский блок находится в юго-западной части структуры и наи большим развитием в его пределах пользуются отложения от верхнего силура до среднего триаса включительно. Перерыв в силуре здесь отсутствует, отложения последнего формационно тесно связаны с нижним девоном. В основании ордовика на двух участках Сумуно-Ирюдийского блока известны выходы более древних метаморфических пород (Уочатский и Журский метаморфические комплексы). А. А. Николаев (1958 г.) и Н. А. Богданов (1963) считают эти породы докембрийскими.

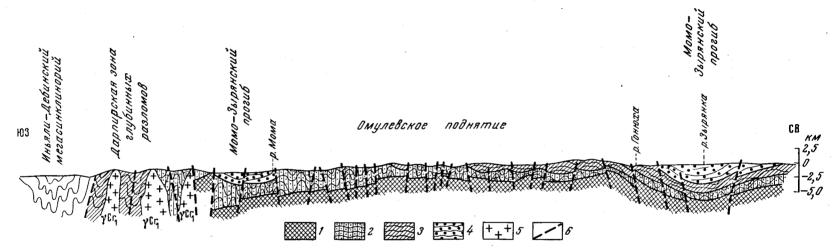
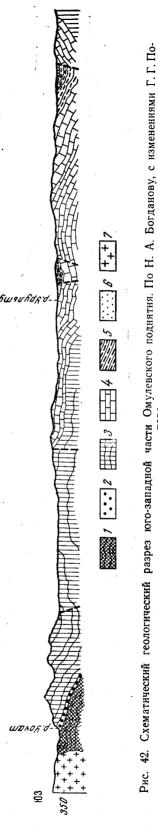


Рис. 41. Схематический геологический разрез юго-западной части Колымо-Омолонского массива. Составил Г. Попов

1 — фундамент массива (архей, нижний и средний протерозой); 2 — первый и второй структурные ярусы платформенного чехла (О—С₁); 3 — третий структурный ярус платформенного чехла (Р. Т. J); 4 — четвертый и пятый структурные ярусы платформенного чехла (Сг. Рg, N, Q); 5 — граниты, гранодиориты, сиенит-порфиры, габбро-перидотиты и другие интрузивные породы; 6 — разломы

В. М. Мерзляков В 1962 г. считал среднеордовикскими, а позднее (1965 г.), после находок нижнеордовикской фауны в журской свите (Сидяченко, Каныгин, 1965), перекрывающей уочатские метаморфические породы, склонен считать их кембрийскими (?). В основании журской свиты залегает горизонт валунно-галечных конгломератов невыдержанной мощности. Таким образом, вопрос о возрасте этих метаморфических толщ нельзя считать окончательно решенным; представляется, на наш взгляд, что более вероятен их докембрийский возраст. Для Тасканской зоны в целом, по сравнению с Рассошинской, характерны более слабые В пределах Сумуно-Ирюдислокации. дийского блока развиты преимущественкрупные пологие брахиморфные ибшчибовоскладки. Так, на междуречье Эльгенчак — Омулевка инаньинская и ская свиты залегают очень полого, а местами горизонтально (М. М. Орадовская, 1959 г.). На междуречье Эльгенчак Супканья углы наклона пород увеличиваются до 25-30° и местами до 50-60°. В брахискладках, развитых в бассейне р. Рассохи, наблюдаются углы наклона крыльев от 10—15 до 35° (А. Г. Лапшинов, 1959 г.). Более крутые залегания поправило, отмечаются ĸaĸ вблизи разломов (рис. 43). Ряд крупных антиклинальных и синклинальных скласубширотного и северо-западного простирания имеют симметричное строение с углами наклона крыльев 50—70°. Длина таких складок 35—40 *км*, ширина 10—15 км (М. М. Орадовская, 1959 г.).

В Урультунском блоке степень формации пород по сравнению с Сумуно-Ирюдийским блоком увеличивается. Здесь наряду с брахиморфными появляются и линейные складки, иногда запрокинутые, наблюдаются надвиги, однако, как правило, они имеют приразломный характер. Весь блок рассечен многочисленными разломами и имеет мозаичную структуру. Линейные складки длину от 12—15 до 50—90 км при ширине от 2—3 до 10—20 км. Углы наклона пород от 10—15° в мульдах и сводах уве-60—80° личиваются до на крыльях. складок осложнены дополнительной, иногда брахиморфной складчатостью. Отдельные брахиморфные складки имеют длину до 9 км и ширину 4 км



— конгломераты I -метаморфические породы протерозоя; 2

с углами наклона крыльев 40—80°. Встречаются крупные куполовидные структуры диаметром до 15—20 км и падением крыльев под углом 60—75°. Все структуры нарушены продольными и поперечными разломами.

Позднетриасовые и среднеюрские отложения развиты в пределах поднятия локально и встречаются только по его окраинам. Они дислоцированы очень полого, углы наклона крыльев складок составляют 10—30°. Позднеюрские вулканогенно-осадочные образования выполняют грабены (Элекчанский и Гармычанский), развившиеся в зонах крупных разломов. Дислоцированы они интенсивно, образуют сжатые, крутые складки, нарушенные многочисленными разломами.

Северо-западнее Омулевского поднятия в зоне Дарпирского глубинного разлома небольшие выходы нижне-среднепалеозойских пород

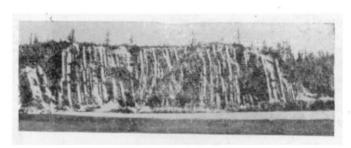


Рис. 43. Залегание нижнего карбона в зоне разлома Улахан; правый берег р. Ясачной в среднем течении. Фото Б. В. Пепеляева

известны на междуречье Эрикит—Арга-Юрях (Эрикитский блок) и по р. Индигирке в устье р. Чибагалах (Согинский блок). Далее на северозапад, на левобережье р. Индигирки расположено Тас-Хаяхтахское поднятие, которое прослеживается в северо-западном направлении на протяжении более 300 км при ширине от 40 до 70 км. На юго-западе поднятие граничит по Дарпирской зоне глубинных разломов с Иньяли-Дебинским мегасинклинорием, на северо-востоке с Момо-Зырянским прогибом.

В строении Тас-Хаяхтахского поднятия участвуют преимущественно терригенные и карбонатные толщи нижнего и среднего палеозоя (отложения среднего и верхнего карбона из разреза выпадают). Небольшие участки сложены пермскими и среднетриасовыми карбонатнотерригенными отложениями. Палеозойские и мезозойские породы повсеместно смяты в складки северо-западного простирания и разбиты многочисленными продольными и диагональными разломами, в связи с чем поднятие приобретает весьма сложное блоково-складчатое строение. Палеозойские отложения дислоцированы, как правило, в узкие линейные складки, с наклоном крыльев в 40—70°. Так, например, Солоньинская антиклиналь представляет собой узкую линейную складку длиной около 80 км и шириной 10—12 км. Обнажающиеся в ее ядре отложения верхнего ордовика дислоцированы в северо-западном направлении с наклоном крыльев до 70°. Также интенсивно дислоцированы отложения силура, девона и нижнего карбона (средне- и верхнекарбоновые отложения отсутствуют), слагающие западное крыло антиклинали,

^{*} К. Б. Мокшанцев и др. (1964) называют эту структуру Чималгинским складчато-блоковым поднятием; Л. А. и Б. А. Снятковы (1958))— Тас-Хаяхтахским блоком, Ю. М. Пущаровский (1960), С. М. Тильман и др. (1964) — Тас-Таяхтахским поднятием.

где развиты дополнительные складки с углами наклона крыльев 75—80°. Сочленения складок в пределах поднятия нередко происходят по зонам разрывных нарушений. Вдоль таких зон развиваются мелкоблоковые структуры, сопровождающиеся сложными мелкими приразломными складками.

Момо-Зырянский прогиб находится между Омулевским поднятием и Алазейским сводом, с юго-запада прогиб ограничен Дарпирским глубинным разломом. Длина прогиба достигает 600 км, а ширина около 100 км. Прогиб отличается сложным строением. Внутренним, Илиньтасским, поднятием он разделен на две крупные впадины: Зырянско-Индигирскую, расположенную в северо-восточной части прогиба, и Момскую, занимающую его юго-западную часть. Прогиб сформировался на палеозойском основании и выполнен верхнеюрскими вулканогенно-осадочными (илиньтасская и бастахская свиты) и нижнемеловыми угленосными отложениями зырянской серии. Первые обнажаются в Илиньтасском поднятии, а вторые выполняют Зырянско-Индигирскую и Момскую впадины.

Верхнеюрские вулканогенно-осадочные породы дислоцированы, по сравнению с лежащими выше угленосными отложениями, более интенсивно. Они смяты в мелкие крутые складки северо-западного простирания с углами наклона крыльев до 40—80°. Среди них наблюдаются складки сундучного типа с горизонтально- или очень пологолежащими слоями в сводах. Мелкие складки осложнены дизъюнктивными нарушениями.

Угленосные отложения Зырянско-Индигирской и Момской впадин дислоцированы в пологие брахисинклинальные складки с углами наклона крыльев 15—20°. Зачастую на значительном протяжении наблюдается почти горизонтальное пологоволнистое залегание пород. Только вблизи нарушений углы наклона пород возрастают, достигая иногда 90° (Попов, 1962).

По структурному положению и формационному составу отложений Момо-Зырянский прогиб имеет черты краевого прогиба. К. Я. Спрингис (1958) считает его «полным аналогом Приверхоянского» Л. А. и Б. А. Снятковы (1958) также согласны с тем, что это «своеобразный краевой прогиб, наложенный на юго-западную часть Средне-Колымской глыбы». Такого же мнения придерживаются Ю. Я. Громов (1963) и Г. Г. Попов (1962). Последний вдоль юго-западного края Колымской платформы выделяет краевой прогиб, частью которого является описываемый нами Момо-Зырянский прогиб.

Абый-Ожогинская впадина, пространственно совпадающая с Колымской и Яно-Индигирской низменностями, представляет крупную отрицательную структуру массива. На юго-западе она граничит с Момо-Зырянским прогибом, на востоке с Приколымским и на северо-западе с Полоусненским поднятиями, а на севере соединяется с Приморской впадиной. Общая площадь этой структуры превышает 150 тыс. км². В пределах впадины выходы коренных пород крайне редки, они повсеместно перекрыты чехлом четвертичных отложений.

Судить о внутреннем строении впадины можно по аналогии с соседними структурами и по отдельным небольшим выходам коренных пород, которое редко встречаются среди сплошного поля развития четвертичных отложений, а также по характеру магнитного поля.

Основание впадины, видимо, сложено протерозойскими породами, отдельные изолированные выходы которых известны в северной ее части по рекам Хачимгор, Кирдик, Хотол (О. Г. Эпов, О. А. Иванов, 1964 г.). В бассейне р. Седедемы, в южной части впадины, Б. В. Пепеляев (1961) по характеру магнитного поля также выделяет участок

неглубокого залегания пород протерозойского возраста. В северо-восточной части впадины характер магнитного поля позволяет сделать вывод о том, что здесь она по своему строению очень близка к соседнему Олойскому прогибу. Судя по разрезу Алазейского свода и других поднятий, окружающих впадину, в ее пределах развиты палеозойские и мезозойские отложения, залегающие в отдельных прогибах фундамента. Обнажающиеся местами верхнеюрские и более молодые вулканогенно-осадочные отложения дислоцированы слабо. В Сыачанской впадине, например, юрская вулканогенно-осадочная толща собрана в пологие брахискладки (Г. А. Гребенников, 1963 г.) с углами наклона крыльев до 30—35°. В верхнем течении р. Седедемы наклон крыльев отчетливо вырисовывающейся здесь мульды составляет 3—5° (Мокшанцев и др., 1964). Верхнемеловые и палеогеновые эффузивы залегают почти горизонтально, углы наклона слоев здесь редко превышают 5—10° (Мокшанцев и др., 1964).

Алазейский свод расположен в юго-западной части Абый-Ожогинской впадины и занимает водораздельное пространство Колымы и Индигирки. Он представляет брахиантиклинальную структуру с мраморизованными известняками и кварцево-слюдистыми сланцами верхнего протерозоя и вулканогенные отложения средне-верхнего девона (?) в ядре. На крыльях свода развиты вулканогенно-осадочные образования нижней перми, верхнего триаса и юры, угленосные породы нижнего

мела и эффузивы верхнего мела и палеогена.

Плохая обнаженность рассматриваемой территории, особенно ее центральной части, затрудняет выяснение общей картины тектонического строения Алазейского свода. Верхнепротерозойские, средне-верхнедевонские, нижнепермские, верхнетриасовые и юрские породы в центральной части свода имеют преимущественно субширотное и северовосточное простирания. Углы падения пород не превышают 30—40° и только в зоне разрывных нарушений, где наблюдается более интенсивная складчатость, они увеличиваются до 60° и более. На крыльях свода верхнеюрские отложения залегают очень полого. На отдельных участках наблюдаются брахисинклинальные складки (О. Г. Эпов; О. А. Иванов, 1964 г.). В центральной части свода установлены разрывные нарушения и блоковое строение отдельных участков. Верхнемеловые эффузивы и покровы палеогеновых базальтов залегают почти горизонтально. Наблюдаемые небольшие наклоны покровов, вероятно, обусловлены наклоном рельефа, на поверхность которого происходило излияние палеогеновых лав.

Омолонский массив

Массив расположен на правобережье Колымы в бассейнах рек Омолона и Коркодона. С северо-востока он ограничен Березовской шовной зоной, а с юго-запада Сугойским прогибом. На северо-западе через Ярходонский разлом массив сочленяется с Приколымским поднятием, на юго-востоке перекрывается эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Общая площадь массива составляет около 125 тыс. км². Его длина от Приколымского поднятия до п-ова Тайгонос превышает 600 км. Массив представляет собой сложное блоковоскладчатое сооружение, ограниченное с юго-запада Коркодонским, а с северо-востока Уш-Урэкчанским глубинным разломами. Оба разлома имеют древнее заложение и длительное развитие.

Древний фундамент массива, сложенный архейскими и нижнепротерозойскими метаморфическими породами (гнейсы, амфиболиты, кальцифиры, мигматиты, кристаллические сланцы, кварциты), обнажается

в Тайгоноском, Ауланджинском, Коаргычанском блоках и в некоторых других структурах.

Чехол массива, в строении которого принимают участие верхнепротерозойские, палеозойские и мезозойские образования, слагает много-

численные поднятия, впадины и прогибы.

Взаимоотношения между породами фундамента и чехла массива наблюдались Р. С. Фурдуем (1967 г.) в бассейне р. Мунугуджак. Здесь на архейских гнейсах с азимутальным и угловым несогласием залегают слабометаморфизованные верхнепротерозойские отложения. На поверхности архейских гнейсов наблюдается кора выветривания.

Породы фундамента дислоцированы различно. Наряду с интенсивными дислокациями (мелкая напряженная складчатость) в архейских и нижнепротерозойских метаморфических толщах местами (р. Омолон, вблизи устья р. Закоронной) наблюдаются довольно пологие углы па-

дения, не превышающие 10—15° (Б. А. Снятков, 1957 г.).

Верхнепротерозойские отложения смяты в относительно пологие брахиморфные складки субмеридианального простирания. На междуречье Рассохи и Березовки углы наклона крыльев складок составляют 20—40° (Колотилин, 1964). На междуречье Правого Коркодона и Мунугуджака наблюдаются брахискладки с размахом крыльев 1—2 км

и с углами падения слоев 20-40° (Р. С. Фурдуй, 1967 г.).

Залегающие выше отложения нижнего и среднего палеозоя представлены различными формационными комплексами. Ордовик и нижний карбон сложены преимущественно терригенно-карбонатными породами, средний-верхний девон представлен толщей эффузивно-осадочных отложений кедонской серии. Стратиграфические несогласия и перерывы наблюдаются между верхним протерозоем и ордовиком, ордовиком и девоном, девоном и нижним карбоном. Дислоцированы эти отложения большей частью в крупные пологие, часто брахиморфные складки с углами наклона крыльев до 20—40°. Вблизи разломов палеозойские отложения дислоцированы более интенсивно, углы падения пород здесь возрастают до 70—80°.

Следующий комплекс отложений представлен на Омолонском массиве преимущественно морскими образованиями пермского, триасового, юрского и раннемелового возраста. По времени накопления он соответствует геосинклинальному комплексу Яно-Колымской и Чукотской складчатых областей. Региональное несогласие между этим комплексом и нижне-среднепалеозойскими образованиями фиксируется прежде всего по резкой фациальной смене в вертикальном разрезе девонских наземных вулканогенных образований, морскими существенно карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями раннего и среднего карбона, перми и выпадению из разреза в различных частях массива от-

ложений верхнего карбона и нижней перми.

Образования этого комплекса выполняют впадины и прогибы, простирания слоев в которых часто повторяют конфигурацию соседних поднятий. По краям впадин углы наклона пластов 10—15°, а внутри нередко наблюдается субгоризонтальное залегание пород или очень пологие брахискладки (рис. 44). Более крутые углы наклона крыльев складок наблюдаются на участке сочленения Омолонского массива с Колымским в зоне Ярходонского разлома. Как отмечает А. П. Шпетный (1966 г.), западное крыло выделенной им здесь Алы-Юряхской грабен-синклинали имеет наклон до 30—50°, а восточное 10—20°. Она вытянута в субмеридиональном направлении на 130 км при ширине 20—35 км. На крыльях ее развиты брахиморфные складки, отдельные из которых имеют размеры 8 × 10 км. Западное крыло грабен-синклинали разбито ступенчатыми сбросами.

В строении Омолонского массива большая роль принадлежит различным магматическим образованиям, они занимают около 30% его площади и отличаются большим разнообразием. Среди них преимущественным распространением пользуются гранитоидные породы и эквивалентные им по составу породы липарит-дацитового состава. Помимо гранитоидов, диоритов и габбро и соответствующих им эффузивных аналогов известны ультраосновные породы, щелочные сиениты и габброиды. На массиве устанавливаются проявления докембрийского, ранне- и среднепалеозойского, мезозойского и кайнозойского магматизма.



Рис. 44. Пологозалегающие отложения верхней перми на Омолонской глыбе (массиве); бассейн р. Хивач, руч. Водопадный. Фото П. И. Коровкина

В пределах массива выделяется ряд структур, подчеркивающих его блоковое строение. Вдоль юго-западного края массива от Приколымского поднятия до верховьев р. Омолон расположена группа Токуро-Кедонских поднятий. У северо-восточного края массива на границе с Березовской шовной зоной расположены Верхне-Моланджинское и другие поднятия. В юго-восточной части массива между указанными выше поднятиями и Тайгоносским блоком расположен Гижигинский прогиб.

В группу Токуро-Кедонских поднятий входит несколько приподнятых блоков различных размеров и формы. Наиболее крупные из них достигают 120 км в длину при ширине 80—90 км. Почти все поднятия ограничены разломами; для их внутреннего строения также характерны многочисленные разрывные нарушения. Поднятия сложены образованиями нижнего и среднего палеозоя, среди которых наиболее широким развитием пользуются девонские осадочно-вулканогенные отложения кедонской серии. Дислоцированы они, как правило, в крупные пологие складки, имеющие иногда брахиморфное строение. Залегание пород изменяется от субгоризонтального до 20—35°.

Более сложное строение имеют поднятия, расположенные вдоль северо-восточного края массива на границе с Березовской шовной зоной.

Находящееся здесь **Верхне-Моланджинское поднятие** представляет собой крупную складчато-глыбовую структуру сложной конфигурации. Оно сложено осадочно-эффузивными породами среднего — верхнего девона и терригенно-карбонатными отложениями нижнего карбона. Для внутреннего строения поднятия характерны односторонние и сложные горсты и грабены, осложняющие морфологически нечетко выраженные складки большого радиуса (А. П. Шпетный, 1966 г.). Углы падения пород составляют 20—30°, в зонах разломов они увеличиваются до 50°. В западной части поднятие имеет асимметричное антиклинальное строение; углы падения здесь увеличиваются до 40—45°, иногда до 60—80°.

В пределах опущенных блоков массива между поднятиями развивались впадины и прогибы. В северо-восточной части массива расположена крупная Моланджинская впадина, общая площадь которой достигает 9000 км². Она выполнена раннемеловыми морскими (валанжин) в южной части и континентальными угленосными отложениями в северной. Мощность первых не превышает 1000 м, а мощность угленосных пород находится в пределах 250—300 м. Они смяты в пологие, преимущественно брахиморфные складки, с углами наклона крыльев, не превышающими 20—25°.

В юго-восточной части массива между Токуро-Кедонскими и Верхне-Моланджинским поднятиями и Тайгоносским блоком расположен Гижигинский прогиб, на значительной своей части перекрытый эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Длина прогиба достигает 500 км, а ширина более 100 км (открытая его часть от 30 до 70 км). Прогиб выполнен верхнепалеозойскими, триасовыми и юрскими отложениями, максимальная мощность которых не превышает 3500 м; к поднятиям она уменьшается до 500—600 м. Они дислоцированы в пологие большей частью брахиморфные складки нередко сложной конфигурации. Длина складок 6—10 км, ширина 2—3 км и более. Углы падения пород на крыльях вблизи поднятий не превышают 8—15°, в наиболее прогнутой части они увеличиваются до 30—50°, а в зонах разломов достигают 70—80°.

Олойский прогиб

Расположен севернее Омолонского массива и отделен от последнего Березовской шовной зоной. Прогиб занимает правобережье нижнего течения р. Омолон и бассейн Большого Анюя. На севере он ограничен Южно-Анюйской шовной зоной. Его юго-восточный фланг перекрыт эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, на северозападе он прослеживается до правого берега р. Колымы и далее скрыт кайнозойскими отложениями Приморской впадины. По данным аэромагнитной съемки структуры Олойского прогиба непрерывно прослеживаются на левобережье р. Колымы вплоть до побережья Восточно-Сибирского моря, скрываясь далее под водами последнего, что свидетельствует об отсутствии на этом участке Колымо-Омолонского массива сколько-нибудь крупных структур, которые бы отделяли Колымский массив от Олойского прогиба, и подтверждает представления о единстве Колымо-Омолонского массива. Ширина прогиба около 200 км, по простиранию он прослеживается более чем на 500 км. Прогиб имеет сложное геологическое строение, разбит на ряд блоков и характеризуется «мозаичным» в плане и ступенчатым в разрезе строением. Он заложился в позднемезозойское время (вероятно, в поздней юре) на опущенном северном крае Омолонского массива, в связи с чем для

19*

него характерно широкое, по сравнению с последним, развитие мезозойских отложений.

Новые геологические материалы, полученные в последние годы, позволяют с полным основанием считать Олойский прогиб структурой платформенного типа аналогичной соседним жестким структурам докембрийской консолидации (Омолонский, Колымский массивы) и составляющей с ними единое целое. К этому выводу недавно пришли и убедительно его аргументировали Д. М. Довгаль, А. Я. Радзивилл, В. А. Титов, М. Д. Часовитин (1966). В строении этих двух смежных структур много общего. Здесь так же, как и на Омолонском массиве, выделяются ряд поднятий (Яракваамское, Алучинское и другие), между которыми расположены относительно неглубокие впадины (Умкувеемская, Айнахкургенская и другие), развивавшиеся на опущенных блоках. Палеозойские толщи (вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования девона и перми), слагающие поднятия, имеют сравнительно небольшие мощности (до 1000-1500 м) и дислоцированы в очень пологие, иногда брахиморфные складки. По типу разреза и формационному составу они близки к аналогичным образованиям Омолонского массива. Формационные ряды мезозойских отложений также обнаруживают большое сходство (Довгаль, Радзивилл, Титов, Часовитин, 1966). Дислоцированы они в спокойные, пологие и широкие, как правило, брахиморфные складки без какой-либо преобладающей ориентировки, с углами наклона крыльев 15-40°. На площади прогиба широко развиты покровы меловых эффузивов. Излияния эффузивов связаны с глубокими расколами в фундаменте прогиба. Эффузивные породы с незначительным наклоном образуют моноклинали и часто лежат горизонтально.

Фундамент прогиба сложен древними, по-видимому, протерозойскими метаморфическими породами. В Алучинском поднятии (бассейн р. Орловки) в основании девонских эффузивов установлены выходы слюдисто-кварцевых, слюдисто-кварцево-альбитовых, гранат-биотит-кварцевых и эпидот-кварцево-актинолитовых кристаллических сланцев. Сланцы очень интенсивно дислоцированы (Довгаль и др., 1966). Кристаллические сланцы и несогласно перекрывающие их измененные кислые эффузивы обнаружены также А. С. Остроем и С. Т. Казарской (1964 г.) на междуречье Пенжины и Олоя в юго-восточной части прогиба. Выходы мраморизованных известняков с линзами кварцитов известные на междуречье Омолона и Березовки, также, видимо, имеют возраст древнее девона (Довгаль и др., 1966) и могут быть сопоставимы с раннепалеозойскими отложениями Колымского и Омолонского массивов.

Айнахкургенская впадина находится в северо-восточной части прогиба, в верхней части бассейна Большого Анюя. На северо-востоке впадина примыкает к Яракваамскому поднятию, а с юго-востока ограничена Алучинским поднятием. На юго-востоке она перекрыта эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Ее длина достигает 100 км, а ширина превышает 60 км. Впадина выполнена морскими и континентальными, преимущественно терригенными отложениями нижнего мела, залегающими с угловым и стратиграфическим несогласием на юрских и палеозойских отложениях. Общая мощность меловых отложений, выполняющих впадину, составляет немногим более 3000 м. Отложения нижней части разреза (валанжин) смяты в пологие асимметричные складки, разбиты мелкими разрывными нарушениями и пронизаны дайками среднего и основного состава. Углы падения на крыльях складок составляют 10—40°. В верхней части разреза (айнахкурген-

ская свита) мощностью до 2500 м наблюдаются пологие брахискладки с углами наклона крыльев 15—30°, редко 40°.

Ограничивающие Айнахкурганскую впадину поднятия представ-

ляют собой приподнятые блоки палеозойских пород.

Близкое к Айнахкургенской впадине строение, уступая ей в разме-

рах, имеет Орловская впадина.

Умкувеемская впадина расположена в верхнем течении рек Олоя и Еропола в юго-восточной части Олойского прогиба. Впадина вытянута в субширотном направлении на 200 км, имея ширину 30—50 км. На юге она по разлому граничит с Березовской шовной зоной, а на севере перекрывается эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; ее северное крыло также ограничено разломом.

Впадина выполнена толщей раннего мела, морского в нижней части и континентального в верхней общей мощностью 2000 м. Эти отложения смяты в широкие и пологие брахискладки с углами падения крыльев 20—30° и редко 40°. Брахискладки ориентированы в субширотном направлении. Вблизи разломов они осложнены мелкими линейными складками с углами наклона крыльев 60—75°. Широкое развитие в пределах впадины имеют дизъюнктивные нарушения, что, видимо, связано с ее близостью к таким активным тектоническим структурам, как Березовская шовная зона и Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

Яракваамское поднятие расположено к северо-востоку от впадины и прослеживается в северо-западном направлении более чем на 150 км. Оно сложено средне-верхнедевонскими вулканогенными образованиями и осадочно-вулканогенными породами нижней перми, дислоцирован-

ными в пологие брахиморфные складки.

Алучинское поднятие находится в бассейнах Орловки и Бургахчана и ограничивает Айнахкургенскую впадину с юго-запада. Оно протягивается в северо-западном направлении на расстояние более 100 км. В основании поднятия установлены интенсивно дислоцированные кристаллические сланцы условно протерозойского возраста, выше которых с перерывом и структурным несогласием залегают вулканогенные толщи среднего-верхнего девона и осадочно-вулканогенные образования нижней перми (?), смятые в пологие складки.

Общая мощность палеозойских пород в указанных выше подня-

тиях не превышает 1500 м.

Березовская шовная зона

Березовская шовная зона отделяет Олойский прогиб от Омолонского массива. Она имеет субширотное простирание и прослеживается от юго-восточного края массива до Приколымского поднятия на протяжении около 600 км, ее ширина изменяется в пределах 30—100 км. Эта узкая линейная тектоническая зона, в пределах которой фундамент массива иссечен многочисленными разломами. Березовская зона может рассматриваться как структурный шов в теле Колымо-Омолонского массива, расположенный на границе двух крупных его структурных элементов.

Расположенные внутри зоны палеозойские поднятия сложены средне-верхнепалеозойскими терригенно-карбонатными и вулканогенными образованиями, а находящиеся между ними впадины выполнены мезозойскими вулканогенно-терригенными отложениями. Здесь широко развиты приразломные дислокации. Березовская шовная зона с обеих сторон резко ограничена глубинными разломами. Со стороны Омолонского массива — Уш-Урэкчанским, а со стороны Олойского прогиба — Олойским. Эта структура имеет древнее заложение и длительное раз-

витие, однако только с позднеюрского времени, когда произошло наиболее контрастное обособление блока Олойского прогиба от Омолонского, она определилась как самостоятельный структурный элемент Колымо-Омолонского массива. Окончательное оформление ее как шовной структуры, видимо, связано с меловым временем, когда произошло внедрение по разломам интрузий гранитоидов (Довгаль и др., 1966).

Сугойский окраинный прогиб

Расположен юго-восточнее Омолонского массива и развился на глубоко опущенном его крае. Прогиб занимает междуречье Сугоя и Коркодона и прослеживается на расстоянии до 350 км от Охотско-Колымского водораздела на юге до нижнего течения р. Коркодон. Ширина его достигает 100 км. От Омолонского массива прогиб отделен Коркодонским глубинным разломом, по которому произошло скалывание и опускание фундамента массива. При этом в южной части прогиба фундамент опущен значительно глубже, чем в северной. Вдоль западного края прогиба в зоне Балыгычанского разлома расположена Омсукчанская впадина, отделяющая Сугойский прогиб от Буюндино-Балыгычанского района пологих дислокаций Яно-Колымской складчатой области. Таким образом, если рассматривать положение Сугойского прогиба относительно соседних структур, то он занимает как бы среднюю ступень, если считать высоко поднятый Омолонский массив первой ступенью, а глубоко опущенное, даже по отношению к Сугойскому прогибу, основание Буюндино-Балыгычанского района пологих дислокаций нижней, третьей ступенью *.

Сугойский прогиб выполнен породами пермского, триасового и юрского возраста.

Пермские отложения представлены осадочными и частично вулканогенно-осадочными образованиями, на ктоорых лежат триасовые и юрские песчано-глинистые породы. Мощность триасово-юрских отложений в северной части прогиба не превышает 300 м, а в южной увеличивается до 2500—3500 м.

Пермские отложения дислоцированы большей частью полого, они образуют простые широкие складки с углами наклона пластов не более 15°. Мезозойские отложения дислоцированы в крупные брахиморфные структуры, прослеживающиеся в северо-западном направлении. Складки второго порядка, развивающиеся на крыльях этих крупных структур, часто имеют простирания, не совпадающие с общим их направлением. Они отклоняются к субширотному простиранию, что, видимо, связано с деформациями, возникшими в результате более поздних верхнемеловых тектонических движений. Напряженность складчатых деформаций триасово-юрских отложений различна. Как правило, крупные антиклинальные и синклинальные складки имеют пологие углы наклона крыльев (от 3—5° до 30—40°). Развивающиеся на их крыльях мелкие складки имеют более крутые углы наклона (60° и более). Иногда среди них наблюдаются опрокинутые и лежачие складки.

Вдоль Коркодонского разлома, в Колымскую фазу складчатости в осадочные породы, выполняющие прогиб, внедрились крупные тела гранитоидов, образующих вдоль границы с Омолонским массивом ряд интрузивных тел.

^{*} Тектоническая природа Сугойского прогиба изучена еще недостаточно, поэтому, учитывая сходство отложений, слагающих прогиб с геосинклинальным «верхоянским комплексом», положение его в системе входящих углов между Колымским и Омолонским массивами не исключают возможной его принадлежности к образованиям типа пригеосинклинального прогиба. — Прим. ред.

Вдоль западного края Сугойского прогиба расположена Омсукчанская впадина *. Она находится на междуречье Балыгычана и Сугоя и вытянута в субмеридиональном направлении на расстояние более 150 км, имея ширину от 20 до 50 км. Впадина развивалась вдоль Балыгычанского разлома, который на севере сочленяется с Ярходонским разломом. Омсукчанская впадина выполнена нижнемеловыми угленосными отложениями, которые в верхней части разреза сменяются вулканогенно-осадочными образованиями общей мощностью до 4500 м. Нижнемеловые отложения дислоцированы в крупные брахисинклинальные складки. Углы наклона слоев на крыльях складок колеблются в широких пределах от 10 до 70°. Впадина имеет асимметричное строение. Ее западное крыло, непосредственно примыкающее к Балыгычанскому разлому, погружено более глубоко по сравнению с восточным. Вдоль этого края впадины получили развитие покровы верхнемеловых эффузивов, слагающих Кенскую лавовую полосу. Выполняющие ее отложения прорваны и метаморфизованы крупными телами гранитов.

По своему структурному положению и характеру выполняющих ее отложений Омсукчанская впадина выполняет роль краевого прогиба, располагающегося на глубоко опущенном крае Омолонского массива, на границе последнего с Яно-Колымской складчатой областью. Эта точка эрения была высказана ранее Г. Г. Поповым (1962), который рассматривает Омсукчанскую впадину частью Колымского краевого прогиба. Другие исследователи иначе понимают ее структурное положение, так К. Б. Мокшанцев и др. (1964) относят ее к Момо-Зырянской системе наложенных впадин; К. Я. Спрингис (1958) считает ее краевой

поперечной наложенной впадиной.

Приморская впадина

Расположена на севере Колымо-Омолонского массива и географически совпадает с Яно-Индигирской и Колымской низменностями. На юго-западе и юге впадина граничит с Ольджойским прогибом, Ерчинской впадиной и Полоусненским поднятием. В крайней восточной части сливается с Абый-Ожогинской впадиной. На севере она, видимо, продолжается в акваторию Восточно-Сибирского моря. Впадина выполнена отложениями среднего и верхнего антропогена, среди которых известны отдельные выходы более древних кайнозойских и мезозойских отложений. Разрез слагающих впадину образований и ее тектоническое строение почти совершенно не изучены. Н. А. Шило (1964), рассматривая историю развития низменностей субарктического пояса Северо-Востока Азии, приходит к выводу, что в основании Приморской (Яно-Индигирской) и Колымской низменностей расположен древний кристаллический фундамент «Чукочьей плиты», на которой залегает мезо-кайнозойский чехол весьма слабодислоцированных По-видимому, правильнее допустить, что фундамент впадины неоднороден, а в строении платформенного чехла, как и в соседних впадинах и поднятиях, принимают участие как палеозойские, так и мезозойские образования, в том числе и магматические породы, выходы которых установлены в северной части впадины (мыс Святой Нос и др.).

К северу от Ольджойского пригеосинклинального прогиба, между низовьями рек Яна и Индигирка, в пределах Приморской впадины, на тектонической схеме Якутской ССР, составленной коллективом авто-

^{*} В. Т. Матвеенко (1955) называл ее Балыгычано-Сугойской наложенной структурой; Л. А. и Б. А. Снятковы (1958) — Омсукчанским прогибом; Ю. М. Пущаровский (1960) — Омсукчанской впадиной.

ров (Мокшанцев и др., 1964), показаны два небольших погребенных массива — Шелонский на западе и Хромский на востоке. Эти две погребенные структуры не получили своего выражения в рельефе. Их существование основано на некоторых геологических признаках и геофизических данных, по которым кристаллический фундамент здесь находится в приподнятом положении. Вероятно, в протерозое и палеозое массивы представляли единое целое; позднее они были разделены грабенообразным опусканием. На высокое положение фундамента в этих районах указывал К. К. Шапошников (1961), который высказывает предположение о неглубоком залегании фундамента также и к югу от этих массивов.

К. Б. Мокшанцев и др. (1964) допускают полное или частичное выклинивание осадочных толщ позднего палеозоя и раннего мезозоя и

незначительную мощность позднего мезозоя и кайнозоя.

* *

В развитии Колымо-Омолонского массива можно выделить несколько крупных этапов. Формирование его древнего фундамента закончилось в раннем — среднем протерозое. Среди пород, слагающих основание массива, известны глубокометаморфизованные породы архея и метаморфические образования нижнего протерозоя.

К началу позднего протерозоя Колымо-Омолонский массив существовал уже как жесткая платформенная структура. Возможно, что на западе он соединялся с Сибирской, а на севере с Гиперборейской плат-

формами.

В позднепротерозойское время на месте Приколымского поднятия возник крупный прогиб, соединившийся, вероятно, с существовавшей в то время на юго-западе геосинклиналью. В пределах поднятия карбонатно-терригенные отложения верхнего протерозоя залегают с размывом и, по-видимому, с угловым несогласием на породах раннего, среднего протерозоя и архея. В основании верхнепротерозойского комплекса установлены базальные конгломераты, состоящие из гальки подстилающих пород. Верхнепротерозойские отложения известны также на Омолонском массиве; они принимают участие в строении Алазейского свода и Полоусненского поднятия, однако широкого развития отложения этого времени в пределах массива не имели.

В конце позднего протерозоя * закончилась ранняя стадия развития Колымо-Омолонского массива и формирование первого структурного яруса его чехла. Байкальские тектонические движения вызвали заметные изменения в структуре массива. Приколымский прогиб в это время прекратил свое существование. С тектоническими движениями этого времени, видимо, связано расчленение массива на отдельные крупные глыбы (Колымская, Омолонская), заложение шовных структур (Березовская, Южно-Анюйская) и глубинных разломов, разделяю-

щих его на крупные тектонические элементы.

С ордовика начинается следующий этап развития массива, кото-

рый продолжался до конца раннего карбона.

В составе второго структурного яруса платформенного чехла выделяются различные формации осадочных, вулканогенно-осадочных и эффузивных пород. Интенсивное прогибание испытывал в это время юго-западный край Колымского массива, где на месте Омулевского,

^{*} Судя по находкам на Приколымском поднятии отложений с кембрийской фауной, ранняя стадия массива, вероятно, завершилась в кембрийское время. Однако этот вопрос требует специального изучения.

Тас-Хаяхтахского, юго-западной части Полоусненского и южной части Приколымского поднятий развивался глубокий, по-видимому, окраинный прогиб, выполненный преимущественно карбонатными, отчасти терригенными и вулканогенными формациями. Близкий формационный состав имеют образования этого возраста на Приколымском поднятии, однако здесь они существенно отличаются по объему. Здесь устойчивое поднятие в нижнем и среднем ордовике сменилось опусканием в позднем ордовике и раннем силуре, а в позднем силуре снова произошло поднятие, сменившееся опусканием в раннем девоне, которое продолжалось до конца рассматриваемого этапа.

На Омолонском массиве и в Олойском прогибе в составе второго структурного яруса платформенного чехла доминируют наземные вулканогенные формации. Только в основании вулканогенного комплекса местами встречаются отложения ордовика, представленные терриген-

но-карбонатной формацией. В силуре массив испытал поднятие.

Каледонские тектонические движения вызвали дальнейшие изменения в структурном плане массива. По времени они, вероятно, совпадают в основном с силурийской эпохой, в течение которой некоторые участки массива испытывали поднятия, и отложения этого времени на них полностью или частично отсутствуют. В это время произошло дальнейшее расчленение массива, появились новые и подновились ранее заложенные разломы. Видимо, с этими движениями связано появление на Омолонском массиве раннепалеозойского Абкитского интрузивного комплекса, представленного гранитоидами и сиенитами и мощные излияния лав, образовавших кедонскую серию. Однако существенных изменений в общую структуру массива движения этого времени, видимо, не внесли. В раннем карбоне закончился палеозойский этап развития массива.

В течение среднего и позднего карбона массив в ряде мест испытывал восходящие движения. По новейшим данным восточная окраина массива и ряд отрицательных структур его продолжал испытывать опускание в раннем и среднем карбоне, а местами может быть и позднем. Накопившиеся ранее на его территории отложения в результате складчато-глыбовых движений герцинского тектогенеза были дислоцированы. Герцинские движения привели к существенным изменениям в структурном плане массива. Закончил свое развитие палеозойского этапа на юго-западном краю массива.

Активно проявили себя возникшие еще в байкальское время крупные разломы, в том числе разломы, ограничивающие Колымский и

Омолонский массивы, Приколымское поднятие и др.

Среди магматических проявлений палеозойского этапа значительное место принадлежит вулканогенным образованиям; особенно широкое развитие эффузивные породы получили на Омолонском массиве. Известны они также на площади Приколымского, Тас-Хаяхтахского поднятий и Алазейского свода. Наиболее древние эффузивные образования установлены среди отложений ордовикского возраста. Интрузивные магматические породы среди платформенных образований нижнего и среднего палеозоя сравнительно редки. Кроме отмеченного выше Абкитского интрузивного комплекса, формирование которого связано с каледонскими тектоническими движениями, известны и более молодые интрузивные породы. На Омолонском массиве они пространственно и генетически связаны с эффузивами кедонской серии и представлены гранитоидами, диорит-порфиритами, а также дайками и субвулканическими интрузиями кислого состава. На Приколымском поднятии известны небольшие массивы гранитов, а также пластовые залежи, дайки

и штоки основных пород. В юго-западной части Полоусненского поднятия (Селенняхский кряж) развит Томмотский интрузивный комплекс, представленный небольшими интрузиями габбро, сиенитов и гранитов. Небольшие штоки и дайки интрузивных пород, сложенных гранитами, гранодиоритами и гранит-порфирами, известны на территории Алазейского свода.

Начиная с перми, в развитии массива начинается новый этап тектонического развития, который продолжался до поздней юры включительно. С этой стадией развития связано формирование третьего структельно.

турного яруса платформенного чехла.

Тектонические процессы на массиве в это время были тесно связаны с развитием соседних геосинклиналей. Интенсивное прогибание Яно-Колымской и Чукотской геосинклиналей привело к изменению внутренней структуры массива. На ряде участков края массива были вовлечены в погружение и возникшие здесь формации близки к геосинклинальным (Сугойский окраинный прогиб и др.). Одновременно в тело массива глубоко проникли пригеосинклинальные прогибы Яно-Колымской складчатой области, примером которого служит Ольджойский прогиб и Буюндино-Балыгычанский район пологих дислокаций, которые развивались на глубоко прогнутых краях массива, образующих в теле последнего входящие углы.

Внутри массива происходили дифференцированные вертикальные блоковые движения. Эти перемещения во многом контролировались структурными линиями, созданными герцинскими и более ранними тектоническими движениями. Интенсивное опускание имело место вдоль восточного края Приколымского и в южной части Омулевского поднятий. На Омолонском массиве четко обособились внутренние впадины и прогибы, расположенные между приподнятыми блоками, а иногда и внутри них. Активность тектонических процессов заметно усилилась к концу рассматриваемого этапа — в позднеюрское время. Отложения этого возраста часто залегают на нижележащих породах трансгрессивно, нередко с конгломератами в основании. Заметно усилились в это время и магматические процессы, в связи с чем в составе верхнеюрских отложений возрастает участие различных вулканогенных и магматических образований. В это же время на массиве получили дальнейшее развитие ранее возникшие структуры, начали формироваться новые крупные структурные элементы, в значительной мере определяющие современный структурный план Колымо-Омолонского массива (Олойский, Момо-Зырянский прогибы, Абый-Ожогинская впадина).

Следующий этап в развитии Колымо-Омолонского массива охватывает короткий, но имеющий важное значение отрезок времени, соот-

ветствующий раннему мелу.

На границе юрского и мелового периодов на Северо-Востоке происходили интенсивные тектонические движения, которые в начале 30-х годов были выделены под названием Колымской фазы тектогенеза.

Колымо-Омолонский массив испытал поднятие, морской бассейн почти полностью покинул его пределы, переместившись на восток.

Массив реагировал на эти движения главным образом появлением многочисленных новых и возобновлением старых разломов, по которым отдельные его блоки перемещались относительно друг друга. Эти движения создали характерный для Колымо-Омолонского массива тип приразломной складчатости, весьма интенсивной в зонах разломов или вблизи их. Для этого периода характерно также развитие крупных впадин и прогибов, расположенных как по краям массива (Момо-Зырянский прогиб, Омсукчанская, Нутесынская, Камешковская впадины),

так и в его внутренних частях (Моланджинская, Уйкувеемская, Айнахкургенская и другие впадины). Прогибы и впадины часто наследуют ранее существовавшие отрицательные структуры. Условия накопления осадков на массиве резко изменились. Морские отложения раннемелового времени отлагались теперь только в восточной части массива. На всей остальной его территории накапливались пресноводные, как правило, угленосные отложения, слагающие четвертый структурный ярус платформенного чехла. В разрезе некоторых впадин (Нутесинская, Айнахкургенская) присутствуют эффузивные породы (базальты, андезито-базальты, андезиты). Примесь туфогенного материала наблюдается в разрезах повсеместно.

Раннемеловой магматизм, в сравнении с более ранними этапами

развития массива, был более интенсивным и разнообразным.

Эффузивный магматизм (дациты, андезиты, андезито-базальты, базальты) получили развитие главным образом в юго-восточной части массива вблизи Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Здесь крупные поля эффузивов известны на площади Олойского прогиба и на Омолонском массиве. Эффузивные образования установлены и в других районах Колымо-Омолонского массива, однако широкого развития они здесь не получили. Здесь широко распространен характерный для этой структуры гипабиссальный эссексит-тешенитовый комплекс, представленный щелочными сиенитами и группой щелочных габброидов.

Широко распространены в пределах массива интрузивные тела гранитоидного состава, среди которых преобладают гранодиориты и граниты, достигающие подчас весьма крупных размеров. Массивы этих пород установлены в Олойском прогибе, Березовской зоне на Омолонском массиве, в Сугойском прогибе. Раннемеловые интрузии, пространственно тесно связаны с древними глубинными разломами, рассекающими тело массива. Весьма характерны в этом отношении гранитоиды Березовской зоны, внедрение которой контролируется крупнейшими тектоническими швами древнего заложения (Олойский, Уш-Урэкчанский разломы). Столь же характерен Коркодонский ряд гранитоидов, внедрение которых контролировалось Коркодонским глубинным разломом, расположенным на границе Омолонского массива и Сугойского прогиба.

Следующий этап в развитии массива охватывает значительный отрезок времени от позднего мела до антропогена и отвечает формированию пятого структурного яруса. Сколько-нибудь заметных изменений в структурном плане массива в это время не произошло. Это был период стабилизации и консолидации массива, когда он после длительной активизации, сопровождавшейся расчленением на отдельные глыбы и блоки, превратился в монолитную платформенного типа структуру.

В рассматриваемый этап отмечалось лишь небольшое прогибание отдельных участков Момо-Зырянского прогиба и продолжалось медленное опускание Абый-Ожогинской и Приморской впадин. Среди магматических пород этого времени известны верхнемеловые и палеогеновые эффузивы на Омолонском массиве, в Сугойском окраинном протибе, на Алазейском своде. Интрузивный магматизм представлен массивами гранитоидов.

В заключение необходимо отметить некоторые особенности строе-

ния и развития Колымо-Омолонского массива.

Начиная с раннего палеозоя и до раннего мела включительно, последовательное нарастание тектонических движений привело к дроблению массива на отдельные глыбы и блоки, которые испытывали значительные вертикальные перемещения. С процессом постепенного расчленения связано образование крупного Ольджойского пригеосинклинального прогиба, появление таких структур, как Сугойский и Момо-Зырянский прогиб, Березовской зоны и некоторых других. Обращает на себя внимание расположение и форма поперечных прогибов и шовных зон. Они образуют радиально расходящиеся из центра опущенные сегменты треугольной формы, между которыми расположены близкие им по виду и более крупные по размеру приподнятые участки массива. Такое чередование опущенных и приподнятых участков (Ольджойский прогиб, Колымский массив, Сугойский прогиб, Омолонский массив, Березовская шовная зона, Олойский прогиб) является характерной особенностью его внутреннего строения.

Как указывалось ранее, для рассматриваемого периода развития массива характерен в целом процесс его разрушения. Тектонические движения и связанные с ними магматические процессы развивались скачкообразно. Наибольшей силы они достигли в кембрии, девоне, позднем карбоне и на границе юры и мела, т. е. примерно через про-

межутки времени в 180—200 млн. лет.

При этом для каждого из этих максимумов напряженность тектонических движений и магматические процессы по сравнению с предыдущим неизменно возрастали и в Колымскую фазу они были наибольшими. В дальнейшем (поздний мел — антропоген) процесс разрушения сменился общей консолидацией массива.

Указанные выше особенности строения и развития массива обусловили и некоторые закономерности размещения в его пределах полезных ископаемых. Момо-Зырянский прогиб и внутренние впадины содержат крупные запасы каменных углей; отдельные участки массива перспективны на нефть и газ. Осадочные формации палеозойского и мезозойского возраста в ряде случаев являются перспективными на различные виды нерудного сырья.

ЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Яно-Колымская складчатая область * расположена между Сибирской платформой, Приверхоянским прогибом и Охотским массивом, с одной стороны, и Колымо-Омолонским массивом — с другой. Область занимает почти весь бассейн Яны, верховья Индигирки и Колымы, образуя пологую дугу, выпуклую на юго-запад и запад, имеющую 1800 км длины и до 600 км ширины. На северо-западе она погружается под воды моря Лаптевых; на юге, примерно вдоль линии Колымо-Охотского водораздела, граничит с позднемезозойской Охотской складчатой областью и лавовыми покровами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, перекрывающими структуры ее южной части.

По структурным признакам область отчетливо делится на три продольные зоны: 1) Верхоянскую зону линейной складчатости; 2) Эльги-Кулинскую зону прерывистой и брахиморфной складчатости; 3) Адыча-Бохапчинскую зону линейной складчатости. В периферических частях области выделяются: Аллах-Юнский и Ольджойский пригеосинклинальные прогибы и Буюндино-Балыгычанский район пологих дислокаций

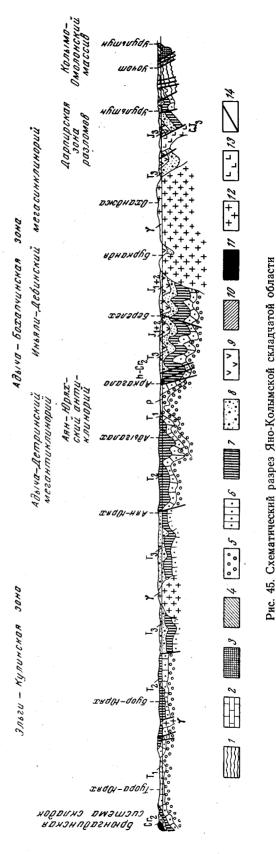
(nwc 45)

Продольные зоны являются главными тектоническими элементами Яно-Колымской складчатой области. Основным признаком, обусловливающих их выделение, является различный тип складчатости.

^{*} Верхояно-Колымская складчатая область (Спрингис, 1958; В. А. Снятков и Л. А. Снятков, 1958), Яно-Колымская система (Матвеенко, Шаталов, 1961; Мокшанцев и др., 1964).

Верхоянская И Алыча-Бохапчинская зоны рактеризуются на большей части их протяжения полной И непрерывной линейной складчатостью, тогда как для разделяющей их Эльги-Кулинской зоны линейная складчатость нехарактерна проявляется лишь в узких и локально расположенных полосах, разделенных обширными районами развития брахиморфной складчатости и горизонтального залегания осадочных пород. резкая разница в характере складчатых структур обусловливает естественное разделение территории области на три тектонические зоны. личаются друг они друга частично и возрастом слагающих их осаотложений, витием интрузий и рядом других особенностей.

Яно-Колымская складчатая область сложена мощной толщей терригенных осадочных пород, названных Н. П. Херасковым (1935) «верхоянским комплексом», возраст которого он определял временем от позднего карбона до конца юрского периода, а возможно, и до нижнего мела включительно. В настоящее время, после открытия ниж-И среднекарбоновых отложений В Орулганской горной системе, в соверхоянского комплекса (по крайней мере западе) необходимо ввести весь карбон. Что касается верхней возрастной границы комплекисследования последних лет показали. пределах входя-



http://jarassic.ra/

щего в состав области Иньяли-Дебинского мегасинклинория, выполненного наиболее молодыми осадками верхоянского комплекса, палеонтологически документирован почти непрерывный разрез, включающий в себя наиболее высокие горизонты юрской системы до волжского яруса включительно. Все эти отложения обычно дислоцированы совместно и в пределах Яно-Колымской складчатой области, внутри верхоянского комплекса, не обнаруживается повсеместно или хотя бы широко распространенных угловых несогласий.

Вместе с тем формирование верхоянского комплекса не являлось непрерывным процессом. Между различными его стратиграфическими горизонтами обнаруживаются стратиграфические, а местами и угловые несогласия. Так, в северной части Орулганского мегантиклинория Г. Ф. Лунсгерсгаузен и Р. В. Соломина отмечают трансгрессивное налегание пермских отложений на закарстованную поверхность поздне-карбоновых известковистых пород. Южнее И. П. Атласов (1957), А. В. Вихерт (1960), А. Ф. Возин (1963) и Л. П. Зоненшайн (1964) отметили азимутальное и слабое, а местами даже значительное угловое несогласие между верхнепермскими (нерская свита) и пестроцветными раннетриасовыми отложениями (кельтерская свита). В восточном крыле Иньяли-Дебинского синклинория В. М. Мерзляков обнаружил угловое несогласие между карнийскими и нижележащими отложениями, а в юго-западном его крыле В. А. Цареградский в 1930 г. наблюдал налегание норийских отложений с размывом на карнийских. А. П. Васьковский (1937) отметил перерыв в отложении между норийскими и нижнеюрскими отложениями, подтвержденный К. Я. Спрингисом и другими исследователями. Эти перерывы и несогласия ни во времени, ни в пространстве не имеют универсального значения. Однако местные несогласия и перерывы не меняют общую характеристику верхоянского комплекса, как единого структурного комплекса, отвечающего геосинклинальному этапу развития Яно-Колымской области. Этот этап отличается монотонностью формаций и определенной направленностью развития во времени и пространстве. Складкообразование и общая инверсия проявились в конце волжского и в начале раннемелового времени. Ряд исследователей указывают на крупный перерыв и несогласие в пределах Верхоянской зоны между нижнеюрскими отложениями и более поздними.

Таким образом, Яно-Колымская область принадлежит по времени складкообразования к типичным мезозоидам Восточной Азии. Вместе с тем в отдельных зонах складкообразовательные движения происходили неодновременно. Так, для Верхоянской зоны крупная и может быть основная инверсия происходила еще в среднеюрское время (Башарин, 1937). Фаза складчатости, определившая в основном структуру области, получила еще на раннем этапе исследования Северо-Востока название колымской фазы (Кропоткин и Шаталов, 1936; Васьковский и Снятков, 1937).

Второй структурный ярус представлен отложениями, сформированными после колымской фазы — в позднемеловое и кайнозойское время. Они выполняют впадины, занимающие очень ограниченные площади. Отложения, принадлежащие этому структурному ярусу (поздний мел), дислоцированы очень слабо, а часто вовсе не смяты в складки (неоген и антропоген). Различия в интенсивности складчатости позволяют выделить внутри этого яруса три структурных подъяруса.

В пределах рассмотренной области практически неизвестны отложения, связанные с орогенным этапом ее развития. Исключением является только северо-восточная окраина области, примыкающая к Дар-

пирской зоне глубинных разломов, отделяющей складчатые сооружения области от Колымо-Омолонского массива. Здесь складкообразовательные движения проявились на границе средне- и позднеюрского времени, что зафиксировано угловым несогласием между среднеюрскими флишоидными отложениями и вулканогенными отложениями оксфорд-киммериджского возраста, представленными осадочно-вулканогенной толщей значительной мощности. Вместе с раннемеловой угленосной молассой (дарпирская свита) эти вулканогенные отложения видимо фиксируют орогенный этап Яно-Колымской области. Нужно подчеркнуть, что история тектонического развития этого участка сильно отличается от истории развития остальной части области, которая в позднеюрское время находилась ещё на поздних стадиях геосинклинального этапа и пережила основную складчатость в самом конце юрского и в началемелового времени.

Отложения, принадлежащие к доверхоянскому этапу развития области, в её пределах не обнажаются (исключение составляют нескольковыступов силурийских и девонских пород в ядрах антиклиналей в Орулганском мегантиклинории). Таким образом, фундамент верхоянского комплекса не известен и судить о нем можно лишь, опираясь на наблюдения в прилегающих к области поднятиях.

Для выяснения тектонической истории доверхоянского этапа нужны дальнейшие углубленные исследования. Верхоянский комплекс при несомненно геосинклинальном общем его характере унаследовал многие негеосинклинальные или парагеосинклинальные черты предыдущего этапа развития. К числу этих черт относится отсутствие вулканогенных формаций и вообще малое развитие вулканогенных пород в составе комплекса, в том числе и в самых ранних его отложениях. В ранних формациях верхоянского комплекса вулканогенные породы встречаются редко и представлены диабазами и базальтами, напоминающими траппы центральных частей Сибирской платформы. Бросается в глаза почти полное отсутствие в его составе кислых лав и туфов. Таким образом, ему совершенно не присуща характерная для геосинклинального этапа развития других складчатых областей мощная и дифференцированная вулканическая деятельность.

Заметим, что даже и столь ограниченный эффузивный магматизм проявляется не на всей территории развития верхоянского комплекса. Он приурочен к двум внешним зонам интенсивной складчатости и отсутствует или почти отсутствует в Эльги-Кулинской зоне и пригеосинклинальных прогибах. Это создает подобие симметрии в распределении эффузивного материала, но она намечается только если не принимать во внимание количественной стороны явления. Хотя вулканическая активность в геосинклинальном комплексе Адыча-Бохапчинской складчатой зоны имела очень небольшие масштабы, она все же была неизмеримо более интенсивной, чем в Верхоянской зоне и охватывала здесь гораздо больший промежуток времени, хотя и не захватывала всей территории зоны.

Наиболее ярко вулканизм проявился в позднетриасовое время в восточной части области, где отложения норийского возраста в значительной степени сложены туфогенными породами. При этом туфы чаще всего имеют андезитовый состав, что указывает на большую дифференциацию магмы, чем в более древних членах верхоянского комплекса. Вулканогенный материал андезитового состава присутствует и в юрских отложениях Иньяли-Дебинского мегасинклинория, но здесь вулканизм проявляется локально и изолирован во времени от более ранних его проявлений.

Примерно также асимметрично распределение позднемезозойских

эффузивов, связанных с орогенной стадией развития области.

Большая часть их сосредоточена в Адыча-Бохапчинской зоне и главным образом в северо-восточном крыле Иньяли-Дебинского мегасинклинория у границ его с Колымским массивом. Они имеют здесь преимущественно кислый состав (липариты, дациты, реже андезиты) и образуют вулканогенную зону, связанную генетически с Дарпирским глубинным разломом.

Распределение интрузивного магматизма также отличается своеобразием и в известной степени сходно с распределением эффузивов. Для Яно-Колымской области, как и для других складчатых областей, характерно наличие большого количества крупных батолитовых интрузий кислого состава и еще большего количества мелких интрузивных тел,

связанных главным образом с колымской фазой тектогенеза.

Верхоянская зона линейной складчатости

Верхоянская зона, протягивающаяся вдоль восточного края Сибирской платформы, граничит с Приверхоянским прогибом; она охватывает Верхоянскую горную цепь и прилегающие с востока части Яно-Оймяконского низкогорья, истоки рек Томпо и Туора-Юряха; имеет 1500 км длины при максимальной ширине 400 км. В ее строении принимают участие каменноугольные — наиболее древние из отложений, слагающих Яно-Колымскую область. Широким развитием пользуются пермские отложения, слагающие вместе с каменноугольными всю западную часть Верхоянской зоны — Орулганский мегантиклинорий. Восточная часть Верхоянской зоны — Янский мегасинклинорий — сложена более молодыми осадочными породами — от позднепермских до среднеюрских включительно. Для всей Верхоянской зоны характерна полная, напряженная линейная складчатость. Здесь развиты сравнительно узкие антиклинории и синклинории, протягивающиеся на десятки и сотни километров.

Только в северной части зоны наблюдаются значительные районы пологого или горизонтального залегания пород (Саккырырский планорий). Формы складок сравнительно просты и породы, слагающие зону, не обнаруживают значительного метаморфизма. В пределах зоны (кроме ее западных окраин, примыкающих к Сибирской платформе) крупных разрывных дислокаций не установлено. В связи с этим она очень

бедна изверженными породами, в особенности кислого состава.

Орулганский мегантиклинорий

Выделенный мегантиклинорий * пространственно совпадает с Верхоянской горной цепью и представляет собой крупную сложно устроенную линейную структуру, образованную рядом кулисообразно расположенных антиклинориев и синклинориев, длиной в сотни километров, образующих широкую дугу, выгнутую к западу и прослеживающуюся от Быковской протоки в дельте р. Лены (на севере) до верховьев правых притоков р. Алдана (на юге). Протяженность его достигает почти 1300 км, ширина до 200 км. Геосийклинальный прогиб, в пределах которого образовался впоследствии Орулганский мегантиклинорий, начал формироваться раньше других основных тектонических структур области. В этом прогибе накапливались наиболее древние отложения верхоянского комплекса, имеющие по последним данным ран-

^{*} Западно-Верхоянский мегантиклинорий, по К. Б. Мокшанцеву и др. (1964).

некарбоновый (визейский) возраст. Они представлены существенно терригенными образованиями. В последнее время среди них обнаружены линзы и прослои вулканических туфов кислого состава и кремнистых пород (спонгиолиты, фтаниты и яшмоиды), которые в известной мере, вместе с вмещающими их терригенными толщами, могут сравниваться с кремнисто-вулканогенными формациями ранних этапов геосинклиналей.

Сводовая часть Орулганского мегантиклинория сложена мощной толщей кластических пород, имеющих каменноугольный и раннепермский возраст. На крыльях и в мульдах синклиналей обнажаются главным образом верхнепермские и реже триасовые отложения. Суммарная мощность осадочных пород, слагающих Орулганский мегантиклинорий в районах с наиболее полным разрезом, превышает 12 000 м, из которых около 10 000 м составляют верхнепалеозойские отложения. Формационный анализ отложений верхоянского комплекса, слагающих мегантиклинорий (Панов, 1957; Коссовская и Шутов, 1957; Вихерт, 1960), показывает, что он представлен группой близких по генезису терригенных морских формаций. Их общими чертами является значительное преобладание кластических пород — песчаников, алевролитов, реже глинистых сланцев. Эти породы обычно переслаиваются между собой, создавая четкие и мелкие ритмические сочетания, группирующиеся в более крупные ритмы.

В Орулганском мегантиклинории выделяется несколько линейновытянутых крупных структур: Саханджинский, Немичанский, Эчийский, Быраинский антиклинории, составляющие его осевую зону, Эбетемский и Тумаринский синклинории, формирующие большую часть его

западного крыла *.

20 3ak, 1016

Наиболее крупной структурой Орулганского мегантиклинория является Саханджинский антиклинорий (Снятков, 1958), протягивающийся на 600 км от дельты Лены на севере до Полярного круга на юге, где антиклинорий переклинально замыкается. Он состоит из большого числа крупных линейно вытянутых сложнопостроенных антиклиналей и синклиналей, кулисообразно сменяющих друг друга, которые осложнены мелкой дисгармоничной складчатостью. Наиболее интенсивно сжатые и поднятые антиклинальные складки находятся в северной (Быковская антиклиналь) и в центральной (Ньоловская антиклиналь) частях антиклинория. В ядре Быковской антиклинали обнажаются силурийские и девонские отложения. Их соотношения с верхоянским комплексом до настоящего времени не изучены. ловской антиклинали вскрываются главным образом каменноугольные отложения. В северной части антиклинория в его строении заметная роль принадлежит разломам. В сводовой его части этого отрезка антиклинория развиты пластовые тела диабазов.

Наиболее погруженная часть Саханджинского антиклинория расположена в районе 70 параллели, где ширина полосы каменноугольных отложений, намечающей его осевую зону, не превышает 10 км. Здесь описана асимметричная антиклинальная складка с крутым западным и более пологим восточным крылом (рис. 46). И к северу и к югу от этого участка антиклинорий расширяется и структура его

^{*} Для Орулганского мегантиклинория и Иньяли-Дебинского мегасинклинория описаны складчатые структуры, выражающие сущность тектонического устройства этих крупных сооружений: антиклинории — в пределах мегантиклинориев и синклинории — в мегасинклинориях. Исключения сделаны только для крыльев этих структур, прилегающих к основным жестким структурам, так как в них типичные черты зачастую затемнены уменьшением мощностей, дизъюнктивной тектоникой и т. д., и для обширного сложного Янского мегасинклинория.

മ് ď Z Ä мегасинклинория. По Янского крыла западного 46. Геологический разрез Орулганского мегантиклинория

И

Мокшанцев

усложняется несколькими дополнительными антиклинальными и синклинальными складками.

На юго-западном крыле Саханджинского антиклинория выделяется узкая протяженная синклинальная структура, граничащая с Предпрогибом. Она верхоянским состоит из ряда сильно сжатых линейных складок, опрокинутых сторону прогиба осложненных многочисленными, но небольшими разрывами. Южнее дор. Бегиджан (правый приток Лены) Саханджинский антиклинорий погружается и отдеюжнее лежащих антиклинальных структур Орулганского мегантиклинория крупным поперечным перегибом, ось которого проходит примерно вдоль Полярного круга. К югу от этого перегиба, кулисообразно отступая к юговостоку от оси Саханджинского антиклинория, расположены два менее крупных рия — Немичанский (западный) и Эчийский (восточный)*, в ядрах которых обнажаются каменноугольные, а на крыльях — нижнепермские терригенные осадки. Оба они имеют сравнительнопростое строение, оси их вытянуты в северо-западном направлении и погружаются как на юге, так и на севере. Они построены из почти симметричных, зачастую коробчатых антиклиналей синклиналей, брахискладок и со сравнительноширокими плоскими сводами и пологопадающими крыльями $(35-40^{\circ})$, осложненными мелких складок. Отмечается характерная особенность строения этих складок, заключающаяся в обычно более крутом наклоне западных крыльев и относительно пологих восточных.

В Немичанском и Эчийском антиклинориях распространены пермо-триасовые интрузии основного состава и единичные мелкие тела меловых гранитоидов. Наиболее крупный из них Хобояту-Эчийский приурочен осевой части антиклинальной складки и имеет площадь около-130 км² (Мокшанцев и др., 1964).

На востоке Эчийский антиклинорий кулисообразно сменяется Быраинским антиклинорием, протягивающимся от 64 параллели, через слияние вершин Быраи почти до слияния Томпо и Менкюле. Его осевая часть сложена карбоновыми отложениями, а крылья нижнепермскими. На юге Быраинский антиклинорий узким клином вдается между Приверхоянским прогибом и Сеттэ-Дабанским поднятием. Он ограничен здесь с обеих сторон крупными разломами. Внутренняя структура антиклинория осложнена мелкой и

^{*} В схеме К. Б. Мокшанцева и др. (1864) Немичанский и северная часть Эчийского антиклинория объединена в Куранахский антиклинорий, а южная часть Эчийского антиклинория причленена к Быраинскому антиклинорию.

сложной складчатостью. Лишь в его осевой части развиты крупные коробчатые симметричные складки, в юго-западном крыле они наклонены к западу, в северо-восточной — к востоку, причем здесь развиты сундучно-щелевидные складки, ориентированные в северо-западном направлении. В сводах этих складок обнажаются верхнепермские отложения, а в узких синклиналях между ними триасовые и юрские.

Юго-западное крыло Быраинского антиклинория нарушено рядом

параллельных надвигов и сбросов значительной амплитуды.

Западная часть Орулганского мегантиклинория, большая часть которого здесь погребена под мощными позднемезозойскими отложениями Приверхоянского прогиба, отличается рядом структурных особенностей, связанных с его окраинным положением в Яно-Колымской складчатой области, в частности с уменьшением общей мощности верхоянского комплекса и отдельных его серий и свит по мере приближения к Сибирской платформе. Благодаря этому даже в небольших складках здесь обнажаются осадочные породы с очень широким возрастным диапазоном — от верхнепермских (или раннетриасовых) до юрских. От прогиба структуры мегантиклинория зачастую отделяются крупными сбросами, взбросами и значительной аплитуды надвигами. По этим разрывным нарушениям, протягивающимся на многие десятки километров, верхнепалеозойские отложения часто находятся в контакте с юрскими.

Наиболее крупной структурой северной части западного крыла мегантиклинория является **Караданский синклинорий**, большая часть которого находится в пределах Хараулахского кряжа. Как и большинство других структур западного крыла Орулганского мегантиклинория, синклинорий имеет асимметричное строение. Длина синклинория равна почти 400 км, ширина — 25—40 км. Его осевая линия образует дугу, выпуклую на восток. В строении синклинория принимают участие отложения верхней перми и верхнего триаса, а участки его, примыкающие к Приверхоянскому прогибу, сложены отложениями юры. Складки часто опрокинуты в сторону платформы и сильно осложнены надвигами, покоторым происходили движения, направленные в ту же сторону.

В южной части западного склона Орулганского мегантиклинория расположен Тумаринский синклинорий, занимающий средние течения рек, впадающих в Лену и Алдан между 64 и 66 параллелями. Его наиболее прогнутая часть расположена южнее долины р. Мунни и представляет собой широкое поле развития триасовых и юрских отложений, тогда как крылья синклинория сложены верхнепермскими породами. Западная часть синклинория поглощена структурами Приверхоянского прогиба и образует в его пределах К итчанское поднятие. Под отложениями Приверхоянского прогиба погребены и другие структуры за-

падного склона мегантиклинория.

Янский мегасинклинорий

Указанная структура занимает почти всю осевую часть бассейна Яны и протягивается от ее истоков до устья*. В отличие от Орулганского мегантиклинория Янский мегасинклинорий слагают преимущественно верхнепермские и триасовые осадочные породы, и только местами здесь обнажаются терригенные осадки юры.

^{*} По К. Б. Мокшанцеву и др. (1964), Янскому мегасинклинорию отвечает западная часть Яно-Индигирской синклинальной зоны.

В центральной наиболее прогнутой части Янского мегасинклинория выделяется ряд крупных синклинориев: Эргеляхский, Билляхский, Оргелинский, Сартангский, Борулахский, Улагинский и Бытантайский, разделенных антиклинорными сооружениями.

В северной части мегасинклинория выделяются Саккырский плано-

рий, Куларский антиклинорий и Куолайский синклинорий.

На юго-востоке Янский мегасинклинорий заканчивается узкой Брюнгадинской системой складок, зажатой между структурами Эльги-Кулинской зоны и Охотским массивом.

Центральная часть Янского мегасинклинория испытала наиболее интенсивное прогибание, и здесь обнажаются самые молодые юрские отложения. Максимальное погружение оси мегасинклинория расположено в междуречье Дулгалаха, Бытантая и Дянушки, и по мере удаления от него на юг и север происходит воздымание его оси и появление в разрезе все более древних пород. Такая же смена отложений происходит и в поперечном направлении. Центральная часть Янского мегасинклинория наиболее интенсивно дислоцирована. Здесь развиты узкие, линейные, сильно сжатые складки, захватывающие отложения значительного возрастного диапазона (от верхнепермских до среднеюрских).

Крупные синклинальные структуры протягиваются в виде пучка параллельных пологих дуг, выпуклых к западу, от долины Бытантая на севере до верховьев р. Кулу на юге на многие сотни километров.

Западная часть Янского мегасинклинория рассекается системой поперечных разломов (с северо-запада на юго-восток: Эге-Хайский, Тирехтяхский и Нельгехинский) северо-восточного простирания. Трещины разрывных нарушений выполнены многочисленными диоритовыми и лампрофировыми дайками и цепочками гипабиссальных интрузий кислого ряда.

На западе выделяется Эргеляхский синклинорий, граничащий со структурами Орулганского мегантиклинория. Он протягивается более чем на 250 км от впадения в Бытантай р. Хобойту на севере до долины р. Деленджи на юге. На крыльях его обнажаются верхнепермские и нижнетриасовые, а в мульде юрские отложения. Как в северном, так и в южном направлениях синклинорий центриклинально замыкается. Его поперечный профиль симметричен и прост (И. В. Полуботко, 1956 г.); внешние части его крыльев имеют крутые углы падения (55—70°) несколько выполаживающиеся во внутренних частях синклинория, сложенных песчаниками. Юрские отложения в мульде образуют мелкие складки и имеют крутые углы наклона.

Восточнее располагается **Билляхский синклинорий***, разделенный на две мульды, в которых залегают нижнеюрские отложения. Он короток, в общем симметричен и нарушен рядом сбросов, около которых осадочные породы обнаруживают вертикальное и даже опрокинутое залегание.

Эргеляхский и Билляхский синклинории разделены антиклинальной структурой (Средне-Эчийский антиклинорий) сложенной почти целиком верхнепермскими отложениями; в ее сводовой части слои залегают почти горизонтально. Еще далее на восток расположен протяженный Оргелинский синклинорий, осевая часть которого сложена нижнеюрскими отложениями. Эта симметричная и просто устроенная структура выклинивается, воздымаясь, как на севере, так и на юге. От Билляхского синклинория она отделена протяженным антиклинальным сооружением

^{*} Л. А. Снятков и И. В. Полуботко называют Билляхской синклиналью лишь восточную из двух составляющих его мульд.

(Алысардахский антиклинорий), в осевой части которого обнажаются верхнепермские отложения, а в южной части и нижнепермские. В антиклинальном поднятии, разделяющем Оргелинский синклинорий и расположенный восточнее Сартангский синклинорий, на поверхность выве-

дены средне- и верхнетриасовые породы.

Сартангский синклинорий * сложен мощной толщей юрских и верхнетриасовых отложений. Синклинорий протягивается в виде пологой дуги, выпуклой к северо-западу на 350 км от истоков р. Нельгехе почти до устья р. Адачи. Его ширина в районе пересечения с Полярным кругом близка к 65 км. Он представляет собой сложную асимметричную структуру, состоящую из ряда субпараллельных кулисообразно сменяющих друг друга узких антиклиналей и синклиналей. Среди них наблюдаются изоклинальные, гребневидные, щелевидные и коробчатые складки.

Наиболее прогнутая часть синклинория несколько смещена к западу от продольной оси в южной его части, а в северной занимает почти центральное положение. Она прослеживается по выходам юрских и верхнетриасовых осадочных пород, пересекающих крутую петлю Сартанга и протягивающихся далее на юг вдоль его долины. Юрские отложения выполняют мульды, которые протягиваются цепочкой вдоль оси синклинория. Крылья складок имеют наклон до 40—50°, их западные

крылья обычно круче восточных.

Самой восточной структурой центральной части Янского мегасинклинория является сравнительно небольшой Борулахский синклинорий, граничащий на востоке с Эльги-Кулинской зоной. Синклинорий сложен главным образом верхнетриасовыми отложениями с небольшими выходами юрских пород в ядрах синклинальных складок. От Сартангского синклинория он отделен широким антиклинальным поднятием (Адычанский антиклинорий), протягивающимся от Батыгая на севере почти до долины Томпо на юге. В его пределах обнажаются главным образом карнийские отложения и лишь в осложняющих его небольших синклинальных складках выходят на поверхность норийские породы. Южнее в районе верховьев Нельгехе на поверхности появляются средне- и нижнетриасовые, а затем и верхнепермские отложения. К северной части этой антиклинальной структуры приурочены Кестерская и Улахан-Иннахская гранитные интрузии; в центральной его части обнажаются небольшие интрузии гранодиоритов, а на юге гранодиоритовые интрузии, входящие в Бугдогарскую и Хунханджинскую интрузивные группы. Появление этих интрузий связано с Нельгехинской зоной разломов. В пределах антиклинория заканчивается и протяженная серия диоритовых и лампрофировых даек, связанная также с Нельгехинской зоной разломов.

Севернее расположен протяженный и сильно сжатый синклинорий, намечающий осевую часть Янского мегасинклинория — Бытантайский. Благодаря общему поднятию оси Янского мегантиклинория к северу от центральной группы его структур в мульде Бытантайского синклинория

обнажаются уже не юрские, а норийские отложения.

В самой северной части Янского мегасинклинория выделяется очень четко выраженная крупная положительная структура — Куларский ан-

^{*} Эта структура лишь частично соответствует одноименной структуре, выделенной Б. А. и Л. А. Снятковыми (1958). В схеме А. В. Зимкина (1959) южная часть выделяемого авторами Сартангского синклинория входит в состав «Бытантайского синклинория», протягивающегося от низовьев Бытантая до истоков Нельгехе, что по новейшим данным представляется неверным. Название «Бытантайский» сохраняется за северной частью структуры, намеченной А. В. Зимкиным. В работе К. Б. Мокшанцева и др. (1964) термину «Сартангский синклинорий» придано очень широкое содержание. Он примерно соответствует Янскому мегасинклинорию принятой в томе схемы и охватывает целый ряд выделенных ранее антиклинориев и синклинориев.

тиклинорий, примыкающая к Ольфжойскому пригеосинклинальному прогибу. Осевая часть антиклинория, сложенная пермскими отложениями, протягивается на 300 км в северо-восточном направлении вдоль Куларского кряжа. Вдоль оси антиклинория расположен ряд гранитных интрузий, которые приурочены к крупным разломам. Антиклинорий имеет сложное строение и состоит из ряда крупных складок, осложненных широко распространенными здесь крупными разрывами. Интенсивность складчатости усиливается в центральной части антиклинория.

К северо-западу от Куларского антиклинория расположен **Кегюлюрский брахиантиклинорий** * — своеобразная структура, имеющая в плане вид неправильного овала длиной около 80 и шириной около 40 км, сло-

женная в основном нижнетриасовыми осадками.

Ее западная часть погребена под четвертичными отложениями Омолойской впадины. Центральная наиболее поднятая часть брахиантикли-

нория прорвана небольшой интрузией гранодиоритов.

Ось брахиантиклинория погружается и в северо-восточном и в югозападном направлении, он распадается на ряд антиклинальных и синклинальных складок, причем слагающие его ядро нижнетриасовые отложения кулисообразно замещаются отложениями среднего триаса.

Саккырырский планорий **, располагающийся к западу от верховьев р. Омолой, ограничен на севере долиной р. Куранах (левый приток Омолоя), на юге верховьями Бытангая и на западе осевой линией Верхоянского хребта. Длина его 250 км и максимальная ширина около 75 км. Характерной чертой Саккырырского планория является слабая дислоцированность, а чаще даже горизонтальное залегание слагающих его верхнепермских и триасовых осадочных пород. Триасовые отложения обнажаются только в местах развития небольших брахисинклиналей.

В пределах Саккырырского планория не зарегистрировано ни одного выхода гранитоидных пород, известны лишь редкие дайки диабазов.

На северо-востоке Саккырырский планорий граничит с **Куолайским синклинорием**, протягивающимся в северо-восточном направлении на 250 км и уходящим на севере под уровень моря Лаптевых. Он сложен позднепермскими ранне- и среднетриасовыми отложениями.

В центральной части синклинория выделяется Арга-Юряхская антиклиналь (Лазуркин и др., 1963), разделяющая две синклинали ***, в мульдах которых обнажаются среднетриасовые отложения. Размах крыльев этих складок 25—30 км, углы падения обычно 15—20° и не более 35—40°. Восточное крыло синклинория скрыто под кайнозойскими отложениями Омолойской впадины.

Юго-восточное окончание Янского мегасинклинория и вместе с тем всей Верхоянской зоны представляет весьма сложно устроенное складчатое сооружение, которое авторами выделено под названием **Брюнга**-

впервые И. П. Атласовым под названием «Зона пологих залеганий».

*** В. М. Лазуркин и др. (1963) называют Куолайской синклиналью только западную из складок, составляющих синклинорий, не выделяя его как самостоятельную

крупную структуру и не давая ему общего названия.

^{*} В. М. Лазуркин и др. (1963), не выделяя этой структуры как единого целого, описывают на ее месте несколько складок, называя восточную из них Кегюлюрской антиклиналью

^{**} Термин «планорий» был введен авторами в 1963 г. для обозначения крупных площадей, сложенных полого или горизонтально залегающими осадочными породами в складчатых областях. Он построен аналогично терминам: «антиклинорий» и «синклинорий». По-видимому, некоторые особенно крупные площади «пологих дислокаций» формируются на участках относительно неглубокого залегания фундамента. Геофизические данные показывают, что основание Эльгинского планория залегает на глубине всего лишь 4—5 км, тогда как в смежных синклинорных структурах он погружен на глубину 10 км и более. Л. И. Красный (1966) использовал его в тектонической схеме. Саккырырский планорий как самостоятельная тектоническая структура был выделен впервые И. П. Атласовым под названием «Зона пологих залеганий».

динской (Кобюминской) системы складок. Она располагается между индигирской частью Эльги-Кулинской зоны и Охотским массивом и имеет форму дуги, выпуклой на северо-северо-восток. Длина ее достигает 400 км, ширина 40-75 км. В ее сложении участвуют верхнепермские и триасовые терригенные отложения. Брюнгадинская система состоит из кулисообразно расположенных линейных напряженных складок, осложненных разломами как параллельными, так и поперечными по отношению к простиранию складок. В восточной части системы интенсивность складчатости больше. Здесь развиты крупные складки с острыми замками и углами падения крыльев от 30 до 60°, осложненные мелкой складчатостью. Западнее, в верховьях Брюнгадэ и Кобюмы, там, где Брюнгадинская система складок приближается к границам Аллах-Юнского прогиба, форма складок приобретает коробчатый характер — своды антиклиналей и мульды синклиналей становятся пологими, но крылья их по-прежнему круты и осложнены мелкими складками. Они расчленены поперечными разломами на отдельные блоки. В южной части системы изменяется простирание осей ряда складок на субширотное и северо-восточное, что обусловлено, по-видимому, обтеканием неглубоко залегающим выступом фундамента погруженного северного края Охотского массива.

К центральной части Брюнгадинской системы приурочен ряд мелких массивов гранитоидов, переходящих к западу от р. Сунтар на южную ее окраину и, вероятно, связанных здесь с глубинным разломом,

отделяющим систему складок от Охотского массива.

К. Б. Мокшанцев и др. (1964) восточную часть Брюнгадинской системы складок рассматривают как Кобюминскую ветвь Южно-Верхоянского синклинория; в западной ее части выделяют Дыбинское складчато-глыбовое поднятие, характеризующееся простыми пологими складчатыми формами субплатформенного типа. По геофизическим данным, этому поднятию отвечает выступ кристаллического фундамента, расположенного на глубине не более 4—5 км (Шапошников, 1962). Восточная часть Брюнгадинской системы А. К. Бошариным отнесена к синклинорным образованиям (Кобюминский синклинорий), представляющим восточную виргацию Южно-Верхоянского синклинория. Выше были отмечены характерные структурные особенности этой части Верхоянской зоны, как системы различного типа складок, которые не образуют синклинорий.

Эльги-Кулинская зона прерывистой и брахиморфной складчатости

Эльги-Кулинская зона резко отличается от соседних с ней зон отсутствием в ее пределах сколько-нибудь крупных участков развития полной линейной складчатости. Для нее характерны пологие брахиморфные складки и обширные площади горизонтального залегания пород*. Линейные складки в пределах зоны отделены друг от друга большими участками пологого залегания пород. Эльги-Кулинская зона протягивается на 1000 км в северо-западном направлении в виде дуги, выпуклой к юго-западу и западу, разделяя зоны линейной складчатости. На юге она плавно огибает с северо-востока Охотский массив; на севере погружается под структуры Ольджойского прогиба. Ее ширина колеб-

^{*} По К. Б. Мокшанцеву и др. (1964), Эльги-Кулинская зона выделена под названием Адычанской складчато-глыбовой подзоны, представляющей часть более крупной Яно-Индигирской синклинальной зоны, что, по мнению авторов, нельзя считать правильным, имея в виду отмеченные структурные особенности Эльги-Кулинской зоны, разделяющей смежные с ней зоны отчетливой линейной складчатости.

лется от 70 до 180 км. Геологические наблюдения и геофизические данные (К. К. и К. И. Шапошниковы, 1961) показывают, что под Эльги-Кулинской зоной кристаллический фундамент образует крупный выступ и лежит на гораздо меньшей глубине (4—5 км), чем в зонах линейной складчатости, где он погружен на глубину 9—12 км. Она сложена пре-имущественно отложениями триасового возраста. Невысокая мобильность зоны, ограниченное развитие в ее пределах разломов, обычно ориентированных вкрест ее простирания и разделяющих зону на отдельные блоки, слабое проявление интрузивной деятельности, пологие залегания осадочных пород позволяют предполагать, что последние залегают на неглубоко погруженных жестких массивах. Продольные разломы ограничивают структуры Эльги-Кулинской зоны. В северной части зоны выделяется ряд свит даек и мелких интрузивных тел, выполняющих трещины поперечных разломов.

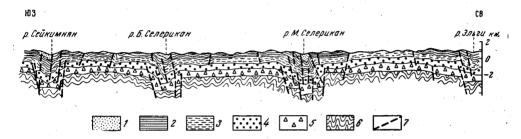


Рис. 47. Схематический геологический разрез Эльгинского планория. Составил А. И. Гавриков 1 — нижнеюрские и рэтские отложения; 2 — норийские; 3 — карнийские; 4 — нижне-среднетриасовые; 5 — пермские отложения; 6 — докембрийские породы; 7 — разрывы

Почти в центре Эльги-Кулинской зоны расположена чрезвычайно для нее характерная крупная и своеобразная структура — Эльгинский планорий, для большей части которого характерно горизонтальное залегание осадочных пород. Именно наблюдения над залеганием отложений в его пределах привели С. В. Обручева к мысли о существовании внутри Яно-Колымской области зоны слабых дислокаций. Своеобразие этой структуры подтвердилось впоследствии наблюдениями В. К. Лежоева, В. Л. Дмитриева, Н. Е. Круга, Ф. И. Холя и многих других. К. Я. Спрингисом (1958) она была выделена под названием «Эльгинского района слабых дислокаций триаса».

Эльгинский планорий несколько удлинен в северо-западном направлении и протягивается на 225 км от нижнего течения р. Малый Тарын до истоков р. Делиньи. Его максимальная ширина достигает 125 км. На большей части планория слагающие его в основном верхнетриасовые породы лежат горизонтально или отклоняются от горизонтального залегания на 10—15°. Но между широкими площадями спокойно залегающих пород располагаются узкие зоны, в которых они

интенсивно смяты (рис. 47).

Горизонтальные и слабонаклонные залегания характерны тлавным образом для сводов широких и расплывчатых антиклиналей, тогда как интенсивно дислоцированные зоны представляют сильно сжатые щелевидные синклинали. Благодаря сочетанию широких полей слабодислоцированных пород и узких интенсивно-деформированных зон, охватывающих эти поля со всех сторон, создается оригинальный ячеистый рисунок структур. Неглубокое залегание кристаллического фундамента и, по-видимому, описанные особенности его строения связаны с пере-

движением отдельных блоков фундамента относительно друг друга по разломам. В пределах Эльгинского планория описаны лишь два небольших гранитных штока на левобережье р. Малый Тарын.

Юго-восточнее располагается крупный Сарычевский планорий, занимающий центральную часть хр. Сарычева. Его осевая часть прорвана большим массивом субвулканических дацитов (Тарынский субвулкан).

К. Н. Рудич (1959) Тарынский субвулкан и образовавшуюся вокруг него кальдеру опускания рассматривает, как крупную вулканоструктуру позднеюрского возраста. Вокруг субвулкана развиты кольцевые дайки гранит-порфиров, отделяющие его от смежных структур. Норийские отложения в кальдере наклонены моноклинально под углом 30—40° к центральной части субвулкана. В том же направлении падает

и плоскость контакта дацитов с осадочными породами.

По данным К. Н. Рудича (1959), в центральной части хр. Сарычева тектонические структуры не являются линейными складками, характерными для других районов Яно-Колымской области, он считает, что пологие брахиморфные складки, развитые здесь, связаны с расколами и блоковыми подвижками неглубоко залегающего фундамента. Многие разломы являются кольцевыми и образуют несколько концентрических почти замкнутых овалов. С ними связаны своеобразные кольцевые же магматические тела, сложенные диабазами, липаритами, дацитами и гранодиоритами. Благодаря небольшой степени дислоцированности, на территории планория обнажаются почти исключительно верхнетриасовые отложения. Лишь западнее его границ располагается узкая резко очерченная синклинальная складка, простирающаяся в северо-северозападном направлении, т. е. почти вкрест простирания, характерного в этом районе для всей Яно-Колымской складчатой области. В принципе она почти ничем не отличается от узких, иногда щелевидных складок, отделяющих друг от друга участки пологих залеганий Эльгинского планория, но ее большие размеры позволяют рассматривать ее как структуру, разделяющую Эльгинский и Сарычевский планории.

Интенсивность дислокаций в пределах Сарычевского планория несколько выше, чем в Эльгинском планории. Его центральная часть рассечена зоной глубинного разлома, по которой внедрились Тарынский субвулкан, южная часть Нельканского батолита и широкая свита даек. Этот мощный разлом также является поперечным по отношению к простиранию Эльги-Кулинской зоны, для которой вообще характерно широкое развитие и, по-видимому, важная металлогеническая роль попереч-

ных зон разломов.

Юго-восточнее очень четко вырисовывается **Кулинское поднятие** — сложная куполообразная структура, занимающая всю верхнюю половину бассейна р. Кулу и протягивающаяся поперек Эльги-Кулинской зоны от Охотского массива до Аян-Юрякского антиклинория. В ядре этого крупного поднятия обнажаются пермские отложения, а на склонах его — нижнетриасовые. Поднятие осложняется рядом брахискладок, придающих ему сложную конфигурацию.

Адыча-Бохапчинская зона линейной складчатости

Адыча-Бохапчинская зона представляет собой наиболее мобильную северо-восточную часть Яно-Колымской области. Она протягивается в виде дуги, выпуклой к юго-западу на 1200 км от правобережья р. Туостах, где она граничит с Ольджойским прогибом, до низовьев р. Буюнды; максимальная ширина зоны около 250 км. В пределах зоны выделяется две подзоны, прослеживающиеся на всем ее протяжении — юго-западная, имеющая антиклинальное строение, — Адыча-Дет-

ринский мегантиклинорий и северо-восточная — Иньяли-Дебинский мегасинклинорий (см. рис. 45). В Адыча-Детринском мегантиклинории прогибание началось раньше, чем в соседнем мегасинклинории, и в некоторых его районах сменялось поднятиями уже в триасовом периоде. Наиболее резко эти поднятия проявились в юго-восточной части мегантиклинория, где возникла крупная положительная структура — Аян-Юряхский антиклинорий. В противоположность этому в Иньяли-Дебинском мегасинклинории опускание и накопление осадков продолжалось и в триасовое и в юрское время лишь с незначительными локальными перерывами.

Адыча-Бохапчинская зона характеризуется сжатыми и напряженными линейными складками, заполняющими всю ее территорию. Здесь развиты сильно вытянутые сравнительно простые синклинории и антиклинории, имеющие большей частью примерно равноценное значение и прослеживающиеся на большие расстояния. Для всей зоны, в особенности для Иньяли-Дебинского мегасинклинория, характерно развитие многочисленных и крупных разломов, группирующихся в протяженные, далеко прослеживающиеся системы. Значительная часть их принадлежит к категории глубинных, влиявших на распределение мощностей и фаций отложений в период развития геосинклинального трога и служивших затем путями проникновения изверженных пород. Мощная Дарпирская зона глубинных разломов отделяет Адыча-Бохапчинскую зону от Колымо-Омолонского массива, захватывая и небольшую южную часть последнего. Небольшие надвиги наблюдаются в незначительном количестве только у границ зоны с Колымо-Омолонским массивом и имеют локальное распространение. В пределах зоны сосредоточена большая часть гранитных интрузий Яно-Колымской области и мощных дайковых серий. Как те, так и другие протягиваются в основном субпараллельно осям крупных складок и продольных разломов, хотя имеют место и дискордантные соотношения. Особенно насыщена магматическими породами наиболее сильно прогнутая и дислоцированная северовосточная часть Адыча-Бохапчинской зоны — Иньяли-Дебинский мегасинклинорий.

У северо-восточных границ Адыча-Бохапчинской зоны, как уже отмечалось, значительным развитием пользуются верхнеюрские и меловые эффузивные породы. Эти излияния лав связываются преимущественно с разломами, отделяющими Адыча-Бохапчинскую зону от Колымо-Омолонского массива. Они образуют узкую, но протягивающуюся на сотни километров, зону развития позднеюрских и частью раннемеловых вулканических пород. В. Т. Матвеенко, Е. Т. Шаталов (1958) указанную зону вулканитов рассматривают как пример внутриконтинентальных вулканических поясов, который они назвали Уяндино-Ясачинским. Этот пояс образовался на границе жесткого Колымского массива и подвижной зоны Ильяли-Дебинского синклинория.

Адыча-Детринский мегантиклинорий

Мегантиклинорий расположен в полосе, прилегающей с обеих сторон к долинам рек Адычи, Эльги, Неры, Аян-Юряха, Кулу, захватывая правобережья и часть левобережья Колымы от слияния ее истоков до низовьев рек Бохапчи, Буюнды и Балыгычана.

В пределах мегантиклинория выделяются несколько крупных структур антиклинального строения: Аян-Юряхский, Нерский, Джолакагский и Усть-Чаркынский антиклинории, намечающие осевую линию Адыча-Детринского мегантиклинория, и Тиргелирский антиклинорий, примыкающий к его юго-западной границе.

Наиболее крупным из них является Аян-Юряхский антиклинорий, занимающий значительную часть бассейнов рек Аян-Юряха, Кулу, Теньки и Детрина. Длина его составляет 500 км и ширина около 90 км. В осевой части антиклинория обнажены пермские отложения — наиболее древние из всех отложений, слагающих Адыча-Бохапчинскую зону. Таким образом, Аян-Юряхский антиклинорий является наиболее поднятой частью не только мегантиклинория, но и всей Адыча-Бохапчинской зоны. Он пережил сложную историю и полностью или частично входил в состав геоантиклинальных поднятий, возникавших в мезозойское время в пределах Яно-Колымской геосинклинали, о чем свидетельствует сокращение мощностей нижнетриасовых и карнийских отложений в северо-восточном крыле антиклинория. На северо-западе

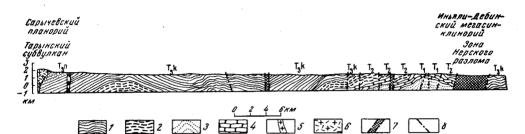


Рис. 48. Геологический разрез Нерского антиклинория. По Γ . С. Гусеву (Мокшанцев и др., 1964)

I— глинистые сланцы; 2— чередование глинистых сланцев и алевролитов; 3— алевролиты; 4— песчаники; 5— интрузии гранитоидов; 6— субвулканические дациты; 7— зоны дробления; 8— разрывные нарушения

в междуречье Аян-Юряха и Худжаха ось антиклинория постепенно погружается, образуя веерообразный ряд антиклинальных складок.

Аян-Юряхский антиклинорий представляет собой область развития интенсивной линейной складчатости. Составляющие его крупные складки осложнены многочисленными субпараллельными складками низших порядков. В различных его участках наблюдаются опрокинутые и даже лежачие складки. На всей площади антиклинория, кроме его дистальных, погружающихся частей, преобладают крутые падения. Он разбит значительным количеством разломов, обычно группирующихся в протяженные зоны. Большая часть их параллельна общему северо-западному простиранию оси антиклинория, реже встречаются поперечные зоны. Северо-восточное крыло антиклинория почти на всем своем протяжении осложнено зоной Чай-Юрьинского глубинного разлома.

Аян-Юряхский антиклинорий прорывают крупные тела адамеллитов и гранодиоритов. Наиболее крупным из них является Оттохтохский массив. В качестве естественной границы собственно Аян-Уряхского антиклинория, отделяющей его от Нерского, служащего продолжением первого, является резкое сужение и погружение оси в бассейне левых притоков верховий р. Неры.

К северо-западу от Аян-Юряхского антиклинория располагается **Нерский антиклинорий** (рис. 48). Наиболее древними породами в его пределах являются преимущественно нижнетриасовые отложения, выступающие в своде антиклинория *. Они появляются, очерчивая ядро антиклинория уже в 40 км северо-западнее устья р. Худжах, и прослежи-

^{*} На левобережье р. Неры, по р. Мудекан в своде антиклинория обнажаются верхнепермские отложения.

ваются далее по левобережью Неры почти до устья ее правого притока р. Бурустах. Здесь ось антиклинория поворачивает на запад и погружается, причем нижнетриасовые отложения сменяются среднетриасовыми, а затем и карнийскими, прослеживающимися до истоков р. Тобычан, где и замыкается Нерский антиклинорий. Длина его достигает 325 км, а ширина близка к 80 км. Антиклинорий характеризуется асимметрией строения. Юго-Западное крыло его образует моноклиналь, осложненную мелкой складчатостью, северо-восточное крыло более крутое. В северо-восточной части антиклинория выделяются коробчатые складки, осложненные узкими линейными складками.

К северо-западу от истоков Тобычана расположен Джолакагский антиклинорий. Он протягивается на северо-запад почти на 180 км, тогда как максимальная ширина его равна лишь 25 км. Джолакагскому антиклинорию свойственна напряженная складчатость и наличие многочисленных складок высоких порядков. Различная компетентность слагающих его терригенных отложений обусловливает появление в его пределах ряда взбросов и сбросо-сдвигов. Как и в Нерском антиклинории, отмечается асимметричность профиля: северо-восточное крыло антиклинория круче и сильнее смято, чем юго-западное, примыкающее к Эльги-Кулинской зоне.

Северо-западнее Джолакагского антиклинория расположен небольшой Усть-Чаркынский антиклинорий, протягивающийся в северо-северо-западном направлении до верховьев р. Табалах. Он является продолжением Джолакагского антиклинория и отделен от последнего небольшим погружением оси. В пределах Усть-Чаркынского и Джолакагского антиклинориев довольно многочисленны интрузии гранитоидов и дайко-

вых пород.

Тиргелирский антиклинорий является структурой, переходной от Адыча-Бохапчинской к Эльги-Кулинской зоне, и отличается от других структур Адыча-Детринского мегантиклинория гораздо меньшей интенсивностью складчатости. Он протягивается от пос. Тиргелир (Тарын) на юго-востоке почти до устья Джолакага — на северо-западе. Длина его около 270 км, а ширина 50 км. Для антиклинория, наряду с линейными складками, характерны и брахиморфные структуры и небольшие участки горизонтального залегания осадочных пород. В пределах антиклинория почти не встречаются гранитоидные интрузии (исключение составляет только Талалахский гранитный массив) и сколько-нибудь крупные дайковые свиты. Встречающиеся здесь отдельные дайки и силлы не протягиваются на большие расстояния и чаще всего ориентированы в направлениях, не совпадающих с общим простиранием антиклинория.

Иньяли-Дебинский мегасинклинорий

Мегасинклинорий (Иньяли-Дебинский, Иньяли-Нерский, Иньяльский синклинорий по Ю. М. Пущаровскому, 1960; К. Я. Спрингису, 1958; К. Б. Мокшанцев и др., 1964 и др.), возникший на месте наиболее глубоко прогнутого и наиболее позднего прогиба Яно-Колымской геосинклинали, занимает северо-восточную половину Адыча-Бохапчинской зоны линейной складчатости. Он прослеживается в длину более чем на 1000 км, от низовьев р. Буюнды на юго-востоке до низовьев р. Чаркы на северо-западе, где он отделяется Нячикинским (Туостахским) поднятием от Ольджойского пригеосинклинального прогиба. Простирание мегасинклинория в целом северо-западное, с отклонениями к субширотному в южной и средней его частях и к меридиональному в северной части. Ширина мегасинклинория на севере составляет 30—50 км, к юго-востоку она возрастает, достигая 100—230 км.

На северо-востоке мегасинклинорий граничит с Колымо-Омолонским массивом по Дарпирской зоне глубинных разломов. На севере, в баср. Туостах, мегасинклинорий граничит с Ольджойским, а на юго-востоке с Сугойским прогибами.

Осевая часть Иньяли-Дебинского мегасинклинория сложена средне- и верхнеюрскими образованиями, а крылья — отложениями нижней

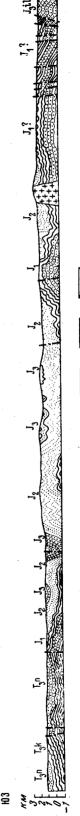
юры и верхнего триаса.

мегасинклинория характерен Для сложный линейный характер складчатости, широкое развитие разрывных дислокаций, обилие батолитоподобных тел гранитов, вытянутых субпараллельно складчатым структурам, и наличие большого количества малых интрузий различного состава. Отчетливо намечаются поперечные которые связаны с раскоструктуры разрывов, лами фундамента. Они устанавливаются по направлению трещин и даек, цепочками интрузий, изменением мощностей осадочных толщ и по географическим данным.

строении Иньяли-Породы, участвующие в Дебинского мегасинклинория, смяты в многомелкие линейные численные, обычно с крутыми (50-80°) крыльями и острыми замсреди них часты зоны изоклинальных складок с наклонными либо опрокинутыми осевыми плоскостями. Оси складок имеют северозападное простирание, параллельное простиранию мегасинклинория. Складки кулисообразно сменяют друг друга, образуя несколько нечетких продольных рядов. Ширина этих складок колеблется от 2 до 10-15 км. Шарниры складок погружаются и воздымаются под углом 10—15°. Обилие разрывных нарушений приводит к развитию узких зон чешуйчатых структур (рис. 49).

Эта сравнительно мелкая складчатость подчинена нескольким крупным структурам, среди которых различаются: Чаркынский, Бурустахский и Ненгеджекский синклинории, намечающие осевую линию мегасинклинория. У его северо-восточной границы расположен Мылгинский антиклинорий.

Чаркынский синклинорий расположен в бассейне верхнего течения Чаркы, Мюрюле и Иньяли. В ядре его на большой площади верхнеюрские глинистые сланцы и песчаники; крылья сложены существенно песчаниковой толщей нижне- и среднеюрского возраста и сланцево-песчаниковыми отложениями верхнего триаса. Простирание его оси северо-западное с отклонением к субмеридиональному в северной части и к субщиротному в южной. Синклинорий представляет собой крупную структуру длиной около 300 км и шириной 70-80 км с более поло-



— разрывные

гранитоидов;

Рис. 49. Схематический геологический разрез Иньяли-Дебинского метасинклинория. По Г. С. Гусеву

глинистых сланцев

(Мокшанцев и др., 1964)

http://jarassic.ra/

гим (40—60°) юго-западным и более крутым северо-восточным крылом. Северо-восточное крыло синклинория прорвано Чибагалахским гранитоидным массивом и по разлому приходит в соприкосновение со средне- и нижнепалеозойскими породами Колымо-Омолонского массива.

В северо-восточном крыле синклинория напряженность складчатости увеличивается, здесь наблюдаются крутые складки, иногда опрокинутые на юго-запад, осложненные большим количеством нарушений, простирание которых совпадает с общим простиранием синклинория.

Бурустахский синклинорий находится в среднем течении Антагчана, Бурустаха и Артыка (правые притоки р. Неры). Осевая часть его сложена глинистыми сланцами и песчаниками средней и верхней юры, крылья — существенно сланцевыми толщами нижней юры и верхнего триаса. На северо-западе синклинорий ограничен поперечным поднятием, приуроченным к долине Индигирки, где пользуются значительным развитием позднетриасовые породы, прослеживающиеся к северу до горы Балтахта-Хая. Юго-восточное замыкание синклинория фиксируется появлением больших полей развития средне- и нижнеюрских пород в междуречье Делянкира и Берелеха. От структур, расположенных к юго-западу от него, синклинорий отделен Чай-Юрьинской зоной разломов, от Колымо-Омолонского массива его отграничивает Дарпирская зона глубинных разломов. Северо-восточное крыло синклинория прорвано крупными гранитными интрузиями. Длина синклинория более 200 км, а ширина 80—100 км. Синклинорий имеет сложное строение и состоит из серии кулисообразно сменяющих друг друга по простиранию синклиналей и антиклиналей, образующих несколько нечетких рядов, параллельных простиранию синклинория. Крылья его значительно осложнены мелкой складчатостью и разрывными нарушениями. Углы падения на крыльях складок меняются в пределах от 30 до 60°, реже до 70—80°.

Для Бурустахского синклинория характерно усиление степени дислоцированности пород по направлению от его юго-западного крыла к северо-восточному. Большинство крупных складок в северо-восточном крыле синклинория опрокинуто в сторону Колымо-Омолонского массива.

Ненгеджекский синклинорий расположен в районе хр. Ненгеджек (Негаях) и протягивается на юго-востоке до верховьев р. Омулевки. Он фиксируется по выходам в его осевой части среднеюрских песчаников и глинистых сланцев, окаймленных на крыльях существенно сланцевыми нижнеюрскими отложениями. Осевая часть синклинория прорвана гранитоидной интрузией Ненгеджек. Длина его более 50 км, ширина около 30 км. Синклинорий осложнен более мелкими складками с размахом крыльев 1—4 км и длиной до 10—20 км. Углы падения крыльев от 40 до 70°. Углы погружений и воздыманий шарниров обычно не более 10—14°. Крылья крупных складок осложнены мелкими складками с амплитудой до нескольких десятков метров и многочисленными разрывными нарушениями. Часто к разломам приурочены дайки кварцевых порфиров и диоритовых порфиритов.

Северо-восточнее, в бассейне р. Мылги, расположен Мылгинский антиклинорий, в ядре которого выходят сланцевые породы норийского яруса. Крылья его сложены песчаниками и глинистыми сланцами нижней и средней юры. На юго-западе антиклинорий плавно сочленяется с Ненгеджекским синклинорием. Северо-восточное крыло антиклинория оборвано разломом, отделяющим его от Колымо-Омолонского массива. Длина антиклинория около 130 км, ширина 20 км. Осевая часть и крылья антиклинория осложнены более мелкими линейными складками ши-

риной до 1-2 км и длиной до 10-20 км, углы падения пород $40-70^\circ$.

Крылья складок разбиты мелкими разрывными нарушениями.

Юго-восточная часть Иньяли-Дебинского мегасинклинория разветвляется на три системы складок, глубоко вклинивающихся в пологие структуры юго-восточной окраины Яно-Колымской области и постепенно затухающие, не доходя до ее восточной границы. Южная из них — Бохапчинская система складок — была выделена А. С. Симаковым (1956), как полоса напряженной складчатости, ограниченная двумя разломами. Она протягивается в юго-восточном направлении пересекая долину р. Бохапчи между устьями Нереги и Хурчана. В компетентных породах, слагающих систему (туфовые горизонты норийского возраста), прослеживаются на значительное расстояние простые, но сильносжатые складки, осложненные многочисленными разрывами, выполненными дайковыми породами. В подстилающих туфы сланцевых толщах наблюдается очень мелкая складчатость, особенно вблизи разрывов.

Среднеканская система складок охватывает бассейн Оротукана (кроме южных его частей), Среднекана и среднее течение Буюнды. Она состоит из крутых сжатых складок, разбитых многочисленными разломами, вдоль которых внедрилась серия дайковых пород.

Кырчанская система складок развита на междуречье Колымы и ееправого притока Балыгычана. Здесь широко развиты юрские отложения смятые в линейно-вытянутые складки, простирающиеся на северовосток.

Буюндино-Балыгычанский район пологих дислокаций

Территория, лежащая между описанными выше системами складок и восточнее их, отличается пологим залеганием отложений верхоянского комплекса. Это резко отличает ее от всей Адыча-Бохапчинской зоны с ее напряженной линейной складчатостью. Пологое и часто горизонтальное залегание отложений верхоянского комплекса в пределах этого района было отмечено уже в 30-х годах (Б. И. Вронский, А. П. Васьковский, В. А. Титов и др.). На эту же характерную особенность указывал и А. С. Симаков (1957), который назвал эту территорию Буюндино-Балыгычанским антиклинорием*.

Буюндино-Балыгычанский район пологих дислокаций занимает почти весь бассейн Буюнды и лишь небольшую часть бассейна Балыгычана. В его пределах различается несколько изометричных куполовидных поднятий и впадин. Крупнейшее из поднятий — Нябольское, занимающее почти весь бассейн р. Нябол, верхнее течение Балыгычана и Большой Купки, сложено главным образом пермскими и нижнетриасовыми отложениями. Первые образуют в пределах поднятия два брахиантиклинория, из которых западный сильно осложнен сбросовыми нарушениями (Таньянурский горст, А. С. Симакова). Нябольское поднятие разделяет Кырчанскую и Среднеканскую системы складок. Между Среднеканской и Бохапчинской системами складок расположено Мало-Купкинское поднятие, сложенное так же, как Нябольское, верхнепермскими и нижнетриасовыми породами. На значительной части его площади (Оротукано-Нерегинский водораздел) наблюдается почти горизонтальное залегание пород, лишь местами осложненное брахиморфными складками,

^{*} Другие авторы (Аникеев и др., 1957) часть этой территории, расположенной между Буюндой и Балыгычаном, относят к Балыгычанскому поднятию.

крылья которых наклонены очень полого (15—20°). В крайней юго-восточной части Буюндино-Балыгычанского района расположены впадины (Малтанская, Арбутлинская), выполненные в основном юрскими отложениями. Большая часть этих впадин перекрыта меловыми эффузивами и их устройство во многом неясно. Для них, как и для других частей района пологих дислокаций, характерно развитие очень пологих брахиморфных складок, часто ориентированных вкрест общего простирания структур Яно-Колымской складчатой области. Впадины осложнены многочисленными разломами, к которым иногда приурочены крупные интрузии гранитоидного и диоритового состава. От Сугойского окраинного прогиба структуры Буюндино-Балыгычанского района отделены глубинным разломом.

Аллах-Юнский пригеосинклинальный прогиб

Эта структура ранее выделялась под названием Восточно-Верхоянского (Смирнов, Цараградский, 1937; Ларин, 1955), Южно-Верхоянского (Пущаровский, 1955; Шатский, 1957 и другие авторы) или Аллах-Юнского (Бобин, 1939; Васьковский, Снятков, 1956 г.) синклинория. Два первых названия неудачны, так как описываемая не имеет отношения ни к Верхоянску, ни к верховьям Яны, к Верхоянскому хребту, а название «синклинорий» не отражает своеобразия ее тектонического устройства. В последние годы опубликован ряд исследований, в которых подчеркивается тесная связь тектонических особенностей Аллах-Юнского прогиба с развитием юго-восточной части Сибирской платформы, а некоторыми геологами и сам прогиб рассматривается в качестве одной из структур платформы. К первой группе принадлежат работы Ю. А. Косыгина и др. (1954), А. К. Башарина и Н. П. Башариной (1963—1966), которые считают, что прогиб возник как эпикартонная геосинклиналь в теле огромного докембрийского Северо-Сибирского кратона.

Е. Д. Сулиди-Кондратьев и В. В. Козлов (1966) включают Аллах-Юнский прогиб (называя его «Южно-Верхоянской зоной»), в состав Юдомского авлакогена, принадлежащего к фуктурам Сибирской платформы. Применение термина «пригеосинклинальный прогиб» позволяет отразить наиболее существенные черты Аллах-Юнского прогиба: его связь с Яно-Колымской геосинклинальной областью и его расположе-

ние вне ее основных границ в теле жесткой структуры.

Рассматриваемый прогиб представляет собой боковую ветвь Яно-Колымской складчатой области. Он расположен между Сеттэ-Дабанским поднятием Сибирской платформы и Охотским массивом, в верховьях рек Тыры, Аллах-Юни и Юдомы и прослеживается в юго-западном направлении более чем на 550 км. Ширина его достигает 125 км в северной части и постепенно сокращается в южном направлении до 60—70 км. На севере его структуры сливаются со складками Брюнгадинской системы.

На юге прогиб выполаживается и по разломам сочленяется с Верхне-Майским выступом кристаллического фундамента Охотского массива и поворачивающими к востоку структурами (сложенными археем) южного окончания Сеттэ-Дабанского поднятия (Нетский антиклинорий Мокшанцева и др., 1964). Прогиб сложен почти полностью терригенными отложениями верхоянского комплекса (от карбона до верхней юры включительно). Преобладают пермские породы.

Аллах-Юнский прогиб возник на участке перикратонного ступенчатого опускания фундамента Сибирской платформы в протерозое и раннем палеозое, обусловленного развитием глубинных разломов, отделивших от нее Охотский массив. В позднем палеозое и в мезозое это опускание было связано в целом с развитием Яно-Колымской геосинклинали.

Широкое развитие разломов — важнейшая особенность прогиба. По простиранию оси прогиба его фундамент имеет ступенчатое строение с постепенным погружением в северном направлении. К ним приурочены ряды интрузий, достигающие крупных размеров, и напряженные приразломные складки. На большей части площади прогиба осалочные породы смяты под очень небольшими углами. Такие участки широко развиты, в частности, севернее широтного колена р. Юдомы и протягиваются на север почти до верховьев р. Аллах-Юни. Пермские отложения залегают довольно спокойно и на значительных площадях горизонтально. В районе, расположенном между восточным краем Сеттэ-Дабана и Восточно-Алданской зоной разломов и восточнее ее, по географическим данным располагается наиболее глубоко погруженная часть прогиба. Здесь сохранились триасовые и даже юрские отложения. Последние образуют главным образом брахиоморфные, разнообразно ориентированные синклинальные складки, разделенные широкими полями полого или горизонтально залегающих пермских отложений. Для прогиба присущи крупные, простого строения пологие складки. Характерны антиклинали с плоскими широкими сводами и крутыми крыльями, сменяющимися узкими клиновидными синклиналями значительной протяженности (по С. В. Домохотову, 1960 г., они протягиваются на 300 км и более при ширине 15-40 км). Отмечается зависимость морфологии складчатых форм от литологии пород.

Таким образом, для Аллах-Юнского прогиба характерны обширные площади полого и горизонтально залегающих терригеных отложений, разделенные узкими полосами сравнительно интенсивных складок, связанных главным образом с пересекающими его разломами, что позволяет рассматривать прогиб в целом как складчато-блоковую структуру. Эти черты строения прогиба отчетливо выступают в его

южной половине, в северной его части они завуалированы.

Ольджойский пригеосинклинальный прогиб

Прогиб * расположен у северо-восточной границы Яно-Колымской складчатой области. Он занимает бассейн р. Ольджо и других правых притоков Яны, верховья левых северных притоков Индигирки (Селеннях, Уяндина) и их водораздел с реками, текущими в Ледовитый океан (Чондон, Хрома) и глубоко вдается в тело Колымо-Омолонского массива. На юге его граница проходит по северным склонам Селенняхского и Полоусного хребтов. Длина его видимой части достигает 350 км, а ширина превышает 150 км.

К. Б. Мокшанцев и др. (1964), а еще ранее Б. А. и Л. А. Снятковы (1958) на месте выделенного авторами Ольджойского прогиба, на своих схемах, показывают Полоусный мегасинклинорий. В его пределах выделяются отдельные синклинории (Ирбычанский, Ерченский) и расположенное между ними Чохчурское поперечное поднятие. Кроме того, по мнению К. Б. Мокшанцева, к мегасинклинорию принадлежат и такие жесткие структуры, как Шелонский и Хромский массивы. Таким образом, указанные авторы значительно расширяют границы этой

^{*} Прогиб впервые был выделен (как «Ольджойская впадина») Ю. М. Пущаровским (1955), К. Я. Спрингис (1958) называл его Ольджойской мезозойской наложенной впадиной, Н. П. Аникеев и др. (1957), К. Б. Мокшанцев и др. (1964) — Полоусным синклинорием.

структуры, включая в него и такие неродственные для нее образования, как упомянутые выше массивы. По новейшим исследованиям Ерчинский синклинорий представляет собою типичную впадину на Колымском массиве, на что указывает формационный состав выполняющих ее отложений и небольшая мощность позднеюрских-раннемеловых отложений, не превышающих 2—2,5 км. Нижняя часть этих отложений сложена морскими параллическими осадками, постепенно переходящими в континентальные.

Ольджойский прогиб является структурой, сходной по своему строению и положению с Аллах-Юнским прогибом и может быть отнесен к тому же типу структур, что и последний. Его образование связано с развитием Яно-Колымской геосинклинали. Ольджойский прогиб заложен и развивался позднее чем Аллах-Юнский. Он выполнен мощной



Рис. 50. Геологический разрез северного крыла Туостохского антиклинория и центральной части Ольджойского прогиба. По Ю. Н. Бурову и В. К. Череминской (Мокшанцев и др., 1964)

1 — глинистые сланцы; 2 — песчано-сланцевые толщи с преобладанием глинистых сланцев; 3 — песчано-сланцевые толщи с преобладанием песчаников

толщей верхнетриасовых и юрских терригенных осадков, а самые поздние из выполняющих его морских отложений, по-видимому, относятся к валанжинскому времени. Валанжинский возраст имеют развитые в северной части прогиба вулканогенно-осадочные породы. Общая мощность отложений в западной части прогиба достигает 6000 м, к востоку она резко сокращается.

Южная часть прогиба, прилегающая к Полоусненскому поднятию и отделенная от него разломом, сложена главным образом верхнетриасовыми и нижнеюрскими отложениями и представляет собой крупное антиклинальное поднятие, называемое обычно Туостахским антиклинорием

Антиклинорий представляет сильно приподнятый край прогиба, дугообразно изогнутый от северо-западного к широтному направлению. Через глубинный разлом он сочленен с Полоусненским поднятием Колымского массива. Длина антиклинория достигает почти 300 км, ширина около 100 км, которая постепенно уменьшается к востоку. В своде антиклинория обнажаются позднетриасовые и раннеюрские отложения, на северном крыле среднеюрские. В плане антиклинорий имеет вид веерообразно расходящейся в юго-западном направлении положительной структуры.

Строение Туостахского антиклинория характеруется развитием ряда антиклиналей и синклиналей, осложненных мелкой напряженной складчатостью (рис. 50). Отмечается опрокидывание этих складок на северозапад в западной части антиклинория и на северо-восток, в восточной насти

части.

Западная часть антиклинория рассечена глубинным субмеридионального простирания разломом, к которому приурочена крупная интрузия гранитов. Разрывными нарушениями этого направления антиклинорий рассечен на ряд сегментов. К таким разломам приурочен ряд четвертичных впадин.

Наиболее прогнутая часть прогиба выполнена верхнеюрскими отложениями, образующими южное крыло пологого Хабджилахского синклинория, в мульде которого обнажаются валанжинские отложения.

Южное крыло Хабджилахского синклинория представляет сложнопостроенный моноклинорий, в котором наблюдается последовательная смена с юга на север позднетриасовых, ранне-среднеюрских отложений позднеюрскими. Моноклинальное падение слоев осложняется рядом брахискладок с пологими падениями крыльев (10—15°). Только вблизи от Туостахского антиклинория развиты мелкие напряженные, зачастую опрокинутые к северо-западу складки с крутыми крыльями (50—60°).

К центральной части синклинория, преимущественно в западном его отрезке, распространены зоны простых широких складок с пологими крыльями, с зонами сравнительно интенсивно дислоцированных в мелкие складки пород. Северное крыло Хабджилахского синклинория опущено и погребено под антропогеновыми отложениями Приморской

впадины.

Для Ольджойского прогиба характерно сравнительно широкое развитие участков пологого и горизонтального залегания пород и брахиморфной складчатости во всех его частях. Наиболее изученный Иргычанский участок пологих дислокаций, расположенный западнее пос. Депутатский, представляет собой, судя по описанию Г. И. Михеева и К. В. Яблокова (1963), типичный планорий, в пределах которого большие площади, характеризующиеся пологим и горизонтальным залеганием юрских терригенных отложений, чередуются с узкими зонами интенсивного смятия тех же пород, в зонах многочисленных разрывных дислокаций локализуются серии даек. Западный край этого поднятия является естественным продолжением Эльги-Кулинской зоны пологих дислокаций.

Ольджойский прогиб развивался на опущенном крае Колымо-Омолонского массива; по-видимому, сравнительно неглубоким залеганием фундамента прогиба объясняется существование районов развития пологих дислокаций и брахиморфной складчатости в его пределах. Возможно, на севере прогиб граничит с Шелонским и Хромским массивами.

Основные этапы формирования Ольджойского прогиба связаны с юрским периодом. На южной его окраине юрские отложения несогласно перекрывают различные горизонты палеозойских и мезозойских отложений до карнийских включительно, а западная граница развития юрских отложений может рассматриваться как западная граница замыкающегося здесь прогиба.

Наложенные впадины

Одной из основных особенностей Яно-Колымской области является почти полное отсутствие отложений, связанных с орогенным этапом и столь же слабое проявление стадии формирования посторогенных

прогибов и впадин.

К орогенному этапу принадлежит только небольшой Сумуно-Дарпирский прогиб, располагающийся в Дарпирской зоне глубинных разломов, отделяющий Яно-Колымскую область от Колымо-Омолонского массива. Прогиб выполнен толщей верхнеюрских осадочно-вулканогенных отложений (оксфорд-волжский ярус) до 1800 м мощности и нижнемеловой молассой мощностью до 1100 м, формирующей обособленную Дарпирскую впадину в юго-восточной части прогиба. Отложения, выполняющие прогиб, дислоцированы весьма интенсивно, но менее чем подстилающие их породы верхоянского комплекса. Даже наиболее молодые угленосные нижнемеловые отложения смяты здесь в линейные складки, юго-западные крылья которых часто вертикальны или даже опрокинуты в сторону складчатой области. Последняя особенность объясняется ведущей ролью разломов и морфологии развитых в окраинах прогиба складок.

К посторогенным структурам относятся Аркагалинская, Сеймчано-Буюндинская, Кенгдейская, Хоптинская, Верхне-Нерская группа, Омо-

лойская и ряд других впадин.

Наиболее древняя из впадин — Аркагалинская выполнена позднемеловыми угленосными отложениями, залегающими с резким угловым несогласием на сильно дислоцированных триасовых породах. Она делится на две мульды, представляющие собой по своей внутренней структуре брахисинклинальные складки, удлиненные в северо-западном направлении, одна из них имеет длину 30 км, а вторая 18 км. Породы на крыльях брахисинклиналей падают под углами до 30—35°. В дополнительных складках, осложняющих крылья брахисинклиналей, углы падения пород иногда увеличиваются до 60°. Таким образом, верхнемеловые отложения, слагающие Аркагалинскую впадину, дислоцированы довольно сильно, что указывает на проявление складкообразования в связи с движениями блокового характера в послесеноманское время.

Сеймчано-Буюндинская впадина расположена на юго-восточном фланге Иньяли-Дебинского мегасинклинория и ограничена с юго-востока крупным разломом Улахан. Она вытянута на 120 км в северо-западном направлении параллельно простиранию разлома. Максимальная ширина ее достигает 2 км. Впадина выполнена кайнозойскими угленосными отложениями мощностью до 750 м, несогласно перекрытыми четвертичными отложениями. Кайнозойские угленосные отложения налегают с резким угловым несогласием на интенсивно дислоцированные триасовые и юрские породы. Опускание впадины имело ступенчатый характер. В целом ее внутренняя структура представляет собой мульду с пологопадающими крыльями, осложненными более мелкой, иногда напряженной складчатостью. В пределах мульды наблюдаются многочисленные крутопадающие сбросы и сбросо-сдвиги, ориентированные большей частью субпараллельно сбросу Улахан и, вероятно, связанные с ними генетически.

Кенгдейская впадина (А. А. Межвилк, 1958), расположенная на границе Караданского синклинория и Туоранского поднятия Приверхоянского прогиба, представляет собой молодой грабен, выполненный кайнозойской угленосной молассой. Она вытянута в северо-западном направлении на 80 км, и ограничена сбросами этого же простирания. Максимальная ширина ее достигает 12 км. Полная мощность кайнозойских отложений, выполняющих впадину, неизвестна, видимая — превышает 200 м. Они залегают горизонтально или под пологими углами к горизонту, слабо диагенизированы и отделены резким угловым несогласием от подстилающих пород верхоянского комплекса. Хорошо выделяющиеся в рельефе тектонические уступы и широкое развитие конусов выноса у ее бортов указывает на продолжающееся опускание впадины и активность ограничивающих ее сбросов. Небольшая Хоптинская впадина (133 км длина, ширина около 8 км), расположенная восточнее Кенгдейской, является ее аналогом и по тектоническому строению и по составу слагающих осадков. Сходство с ними обнаруживает и небольшая Согинская впадина, лежащая северо-западнее Тикси.

Верхне-Нерская группа впадин выполнена неогеновыми и раннечетвертичными отложениями. Наиболее крупной из них является Джелканская впадина, протягивающаяся в северо-западном направлении на 75 км от среднего течения р. Худжах до пос. Артык в верховьях Неры. Ее ширина около 15 км. В ней накопилась (по геофизическим данным) толща

рыхлых отложений мощностью более 600 м, из которых около 200 м вскрыто буровыми скважинами. Они представлены галечниками и песчано-глинистыми кайнозойскими угленосными отложениями, залегающими горизонтально или с очень небольшими наклонами слоев. Прямолинейные очертания длинных сторон впадин указывают на связь их с разломами Чай-Юрьинской зоны, часть которых прослежена вдоль её северо-восточной границы. Остальные впадины, входящие в Верхне-Нерскую группу (Верхне-Худжахская, Тагынынская, Охотничья), имеют сходное строение, но значительно меньшую протяженность и глубину. Они также выполнены кайнозойскими угленосными отложениями. Неогеновые и четвертичные отложения впадин Верхне-Нерской группы местами слабо покороблены и наклонены под углом до 10°.

Самой крупной посторогенной впадиной в пределах Яно-Колымской области является Омолойская впадина, расположенная на крайнем севере территории и сливающаяся с Приморской впадиной. Она вытянута в меридиональном направлении на 240 км, и ее почти прямолинейные границы связаны с опусканием по сбросовым линиям. Широкое развитие четвертичных отложений и малая исследованность затрудняют определение возраста и мощности дочетвертичных отложений, выполняющих впадину, но участие в её строении неогеновых угленосных отложений не вызывает сомнений; её наиболее опущенные части, вероятно, сложены и более древними породами. Неогеновые отложения залегают горизонтально или под небольшими углами к горизонту (10—15°) и отделены резким угловым несогласием от отложений верхоянского комплекса.

Разломы

Для Яно-Колымской складчатой области характерно широкое развитие разломов, которые группируются в широкие зоны и пояса. Разломы играют важную роль в тектонике и металлогении области. Они в значительной мере обусловливают распределение мощностей верхоянского комплекса, разграничивают многие крупнейшие структуры или их

части, контролируют распределение интрузий.

Вдоль некоторых разломов активные движения происходили (хотя и с перерывами) от позднепалеозойских ее этапов до поздних стадий антропогена (Симаков, 1949; Васьковский, 1949, 1956; Матвеенко, Шаталов, 1958). В работе последних двух авторов разработана классификация разломов, принципиальной основой для которой послужили возрастные соотношения разломов и складчатости. Они различают геосинклинальные соскладчатые и послескладчатые разломы и разломы конечных этапов — разрывы молодой платформы. Большое значение имеет группа разломов, не укладывающаяся в рамки этой классификации, а именно «сквозные» разломы, проявлявшие активность на протяжении длительного времени (до складчатости, во время складчатости и позднее, вплоть до антропогена).

Главнейшие разломы, ограничивающие структурные зоны и крупные структуры Яно-Колымской складчатой области, принадлежат к категории расколов фундамента, не выходящих за пределы земной коры.

Кроме упоминавшихся ранее глубинных разломов, ограничивающих Яно-Колымскую область, большое значение в ее пределах имеют: Чай-Юрьинская, Тенькинская, Адыча-Эльгинская, Порожная и другие зоны глубинных разломов.

Чай-Юрьинская зона глубинных разломов, выделенная в 1936 г. Б. И. Вронским и прослеженная вдоль долин рек Чай-Юрюе и Худжаха, по новейшим исследованиям оказывается структурной зоной большого регионального значения. Она прослеживается на северо-запад, вдоль ле-

вобережья Эльги и правобережья Адычи до устья последней, на расстояние почти $900~\kappa m^*$. В наиболее изученной юго-восточной ее части древняя активность разломов доказывается выпадением ряда свит из разреза осадочных отложений вдоль ее южного крыла. В частности, здесь наблюдается сокращенная мощность нижнетриасовых слоев и сильно уменьшенная — карнийских отложений. Таким образом, юго-восточная часть Чай-Юрьинской зоны проявляла активность, начиная, по

крайней мере, с раннетриасового времени.

К Чай-Юрьинской зоне разломов приурочены многочисленные хотя и не очень крупные, интрузии адамеллитового, гранодиоритового, диоритового и монцонитового состава. Наибольшей из них является Оттохтохский массив, приуроченный к Чай-Юрьинской зоне только своей северной частью, вытянутой в северо-западном направлении. С разломами этой же зоны, по-видимому, связан и Ярыжский гранитный массив в низовьях р. Детрин. К северо-западу от Оттохтохского массива с Чай-Юрьинской зоной связаны Ухомытский, Имегинский, Хуламринский массивы, Усть-Нерский массив на правобережье Индигирки и ряд массивов на водоразделе Адычи и Чаркы до Усть-Чаркынского масива на северозападе включительно. С Чай-Юрьинской зоной пространственно связан и ряд посторогенных впадин. К этой зоне разломов приурочено широкое развитие даек, а также гидротермальных образований, сопровождавшихся сульфидной минерализацией.

Зоны крупных разломов прослеживаются и вдоль границы Эльги-

Кулинской и Адыча-Бохапчинской складчатых зон.

В юго-восточной части Адыча-Бохапчинской зоны выделяется Тенькинская зона разломов (Калугин, 1941, Ларин, 1949). Она состоит из Омчакского разлома, вдоль которого проходит долина р. Теньки (выше устья р. Нилькобы) и продолжающая ее на северо-запад долина р. Омчак, и серии более мелких, параллельных ему или оперяющих его разломов.

Тенькинская зона разломов прослежена от долины Детрина на юговостоке до среднего течения р. Хинике. Она, видимо, протягивается и далее до левобережья р. Неры, где по предположению В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталова примыкает к поперечной Нельканской зоне разломов. К Тенькинской зоне разломов приурочены небольшие диоритовые интрузии, многочисленные дайковые тела, зоны кварцевых жил и прожилков.

Возможно, что продолжением Тенькинской зоны яляется Адыча-Эльгинская зона разломов, занимающая, в общем, аналогичное положение на юго-восточной окраине Адыча-Бохапчинской складчатой зоны, вблизи границы ее с Эльги-Кулинской зоной. Эта зона разломов протягивается от истоков р. Большой Тарын вдоль долины последнего, пересекает низовья р. Эльги и тянется далее между устьями Тобычана и Артыка, имея почти прямолинейное северо-западное направление. Она протягивается затем вдоль долины р. Адычи, до устья р. Нельгехе и состоит из ряда разломов, субпараллельных ее основному простиранию или примыкающих к нему под небольшими углами. Значительная часть их заполнена дайками и разнообразными гидротермальными образованиями, преимущественно кварцевыми прожилками. Внутри зоны локализуются гранитные интрузии, образующие ряды, параллельные общему простиранию зоны. Таков, по-видимому, Боронго-Тарынский ряд интрузий, тянущийся от массива Одонкан на юго-востоке до Ченкеленинского массива на северо-западе. С ним, вероятно, связана и вся Затобычанская группа гранитоидных интрузий.

^{*} Северо-западный отрезок этого разлома называют Нерским глубинным разломом (Мокшанцев и др., 1964).

Адыча-Эльгинская зона разломов сохраняла тектоническую активность вплоть до четвертичного времени. С этим этапом движений связано, в частности, опускание южной части сравнительно крупной Верхне-Адычанской впадины и менее крупных Ченкелиньинской и Усть-Тарын-

ской впадин, выполненных антропогеновыми отложениями.

Между Колымо-Омолонским массивом и Чай-Юрьинской зоной располагается ряд разломов, по которым происходило внедрение крупных. интрузий гранитоидов, составляющих главный пояс гранитоидных интрузий Яно-Колымской области. Разломы образуют кулисообразно расположенные ряды. В центральной части Иньяли-Дебинского синклинория выделяется Порожная зона разломов, протягивающаяся вдоль него на сотни километров. К ней приурочены крупные гранитоидные интрузии. Эта зона начинается на юго-востоке разломами, к которым приурочены крупные интрузии, расположенные в Майманджинском хребте и лежащими уже в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Далее к северо-западу Порожная зона разломов прослеживается до р. Индигирки, где с ней связан ряд крупных интрузивных массивов и в том числе Бохапчинский, Уаза-Ина, массив Больших порогов, Большой Анначаг, Чьорго, Оханджа, Еллу, Лево-Эрикитский и Порожный, пересекающий Индигирку. Западнее Индигирки Порожная зона протягивается в междуречье Яны и Адычи. К Порожной зоне разломов приурочены многочисленные дайки гипабиссальных пород и гидротермальные образования, главным образом кварцевые жилы и прожилки.

Кроме разломов, полностью или частично совпадающих с общим простиранием основных складчатых структур Яно-Колымской области, в ее строении большую роль играют поперечные зоны разломов. С большинством таких зон также связаны изверженные породы. Начиная с северо-запада, наиболее важными и протяженными поперечными зонами разломов являются: Эге-Хайская, Тирехтяхская, Нельгехская, Нельканская, Прииндигирская, Хейджано-Мылгинская, Буюндинская и др. Наи-

более изучены Нельгехинская и Нельканская зоны разломов.

Нельгехинская зона разломов протягивается в северо-восточном направлении вдоль водораздела левых притоков Адычи — рек Нельгехе и Дербеке. Исследования В. Ф. Возина (1962 г.) показали, что Нельгехинская зона является границей резкого изменения мощностей верхнетриасовых отложений. Таким образом, она была активной уже в геосинклинальную стадию развития в позднетриасовое время, а возможно и ранее.

Вдоль оси Нельгехинской зоны тянется полоса, обильно насыщенная дайками различного петрографического состава и ряд гранитоидных интрузий, тянушихся от левого берега Адычи на севере (Ченкелиньин-

ский шток) до истоков Нельгехе на юге (Бугдогарский шток).

Данные определения абсолютного возраста интрузивных пород, связанных с Нельгехинской зоной (Ненашев, 1961, 1963), свидетельствуют о формировании этих интрузий главным образом в позднеюрское и раннемеловое время, т. е. в орогенный этап развития области. Можно думать, что разломы Нельгехинской зоны были наиболее активны в период проявления Колымской фазы складчатости, хотя движения по ним не прекращались и позже, так как некоторые небольшие интрузии имеют позднемеловой возраст.

Нельканская зона разломов располагается в основном в области водораздела между правыми притоками Индигирки, впадающими в нее выше устья Неры, и левыми притоками Неры (в южной части) и Аян-Юряха. Она вытянута в северо-северо-западном направлении, образуя очень острый угол с направлением цепи Обручева. Ее общая длина со-

ставляет около 250 км, а ширина местами достигает 40 км.

К. Н. Рудич (1959), наиболее детально изучавший структуру Нельканской зоны, предполагает, что основные разломы ее захватывают неглубоко залегающий здесь фундамент Яно-Колымской области. Исследования мощностей отложений (Гавриков, 1958) показало, что уже в юрское время Нельканская зона разломов ограничивала район, прогибавшийся менее интенсивно, чем другие прилегающие к нему части Яно-Колымской области.

На активность Нельканской зоны разломов в конце юрского времени указывает присутствие кислых лав в разрезе бат-келловейских отложений. Эта активность сохранилась и в течение позднеюрского - раннемелового времени, когда вдоль разломов внедрились последовательно крупные субвулканические тела и покровы дацитового состава, дайки и штоки раннемеловых гранодиоритов, порфиров и других дайковых пород, а затем крупнейшие интрузии адамеллитов и гранодиоритов, в свою очередь сменившиеся небольшими интрузиями субщелочных лейкократовых гранитов. По-видимому, разломы Нельканской зоны сохранили активность до четвертичного времени и можно думать, что небольшая Усть-Нерская впадина обязана своим возникновением пересечению подновленных разломов Нельканской и одним из оперяющих Чай-Юрьинской зоны. Разломы, составляющие Нельканскую зону, отличаются разнообразием форм. В южной части они почти прямолинейны, а в северной, в большинстве случаев, имеют дугообразные очертания (Рудич, 1959).

Прииндигирская зона разломов прослеживается по обеим сторонам долины Индигирки на 100 км от устья Неры до Порожного хребта, имея ширину от 30 до 50 км. Она является продолжением к северу Нельканской зоны и в южной части имеет некоторые сходные с ней черты строения. Основная часть разломов, составляющих зону, сформировалась в орогенный этап развития Яно-Колымской области и выполнена гранитоидными и дайковыми свитами позднеюрского — раннемелового возраста.

В пределах Прииндигирской зоны известны и более молодые (повидимому, позднемеловые) разломы, перпендикулярные ее общему простиранию и имеющие характер сдвигов. Здесь проявились и позднекайнозойские вертикальные движения. Так, наиболее глубокая часть Тюбеляхской депрессии ограничена четвертичными разломами, входящими в Прииндигирскую зону. Ими же ограничен небольшой горст, в котором Индигирка прорезала Чапчалгинское ущелье перед выходом в Тюбеляхскую депрессию, и небольшие блоки в районе устья Большой Куобах-Баги.

В последнее время Н. П. Аникеевым, А. П. Биркисом, И. Е. Драбкиным и др. (1963) поперечные зоны разломов установлены и в восточной части Яно-Колымской области. Крупнейшими из них являются Хейджано-Мылгинская и Буюндинская. Анализ фаций и мощностей различных горизонтов верхоянского комплекса показывает, что вертикальные перемещения по этим разломам происходили в пермское и, вероятно, в еще более раннее время и достигали значительной активности в позднем триасе. Тектоническая активность зон в более позднее время доказывается приуроченностью к ним дайковых пород и раннемеловых гранитоидных массивов. Буюндинская зона разломов, по-видимому, ограничивает восточный фланг Колымского золотоносного пояса.

Яно-Колымская складчатая область развивалась на слабо дифференцированном основании, которое Ю. М. Пущаровским в догеосин-

клинальный период рассматривалось как подвижная платформа. Сказанное подтверждается существованием в основании верхоянского комплекса слабо переработанных и относительно приподнятых крупных жестких глыб образующих полосу северо-западного простирания. По обе стороны от них простираются зоны глубокого прогибания. На месте первых сформировались структуры Адыча-Эльгинской зоны пологих дислокаций, на вторых — Верхоянской и Адыча-Бохапчинской зон линейной складчатости.

Вероятно, южным продолжением жестких глыб основания Адыча-Эльгинской зоны, как полагают К. Б. Мокшанцев и др. (1963), выведенных на поверхность, является Охотский массив. Приподнятое положение фундамента характерно и для Балыгычанского района пологих дислокаций. Приподнятые участки жесткого основания верхоянского комплекса, по-видимому, частично могли служить участками размыва, особенно в ранние стадии развития геосинклинали.

В истории развития Яно-Колымской области, как уже отмечалось ранее, ярко выражен геосинклинальный этап развития, в течение которого образовался весьма однообразный верхоянский геосинклинальный комплекс, представленный серией терригенных формаций. Поздние стадии развития и орогенный этап редуцированы и сжаты во времени в очень короткий интервал конца юры — начала мела. Особенности строения фундамента геосинклинального комплекса и образования складчатых структур резко выделяют Яно-Колымскую область, как своеобразную существенно отличающуюся от других областей.

По формационному составу слагающих ее толщ она может быть отнесена к областям миогеосинклинального типа, а по характеру фун-

дамента ряд исследователей относят ее к эпикратонным.

Заложение и последующее развитие геосинклинальных Яно-Колымской области было неодновременно. Можно выделить крупные прогибы, история развития которых, будучи тесно взаимосвязанной, отличалась рядом свойственных им особенностей. Такими прогибами были на западе Верхоянский, существовавший на месте Верхоянской зоны линейной сладчатости, и на востоке прогиб, существовавший на месте Адыча-Бохапчинской зоны складчатости. Эти два прогиба, вероятно, разделялись относительно приподнятыми участками на месте Адыча-Эльгинской зоны. Кроме того, на юге существовал Аллах-Юнский прогиб, а на северо-востоке Ольджойский. Юго-восток складчатой области в геосинклинальную эпоху представлял ряд соединявшихся между собой небольших прогибов, разделенных относительно приподнятыми участками. Размещение перечисленных тектоно-генетических структур, по-видимому, наследует план прежних эпох, относящихся еще к рифею (Мокшанцев и др. 1968). Возникновение прогибов связано с активизацией зон глубинных прогибов в фундаменте существовавших с протерозоя. Тектонические движения, обусловившие заложение прогибов, по-видимому, были связаны с усилением тектонических движений в девоне и начале карбона, завершивших палеозойский этап развития рассматриваемой области.

Наиболее ранний геосинклинальный прогиб существовал на месте Верхоянской зоны линейной складчатости, причем ось наибольшего погружения его, вероятно, совпадала с Орулганским мегантиклинорием. Этот прогиб, занимавший окраинное положение, заложился вдоль восточного края Сибирской платформы, от которой отделялся Западно-Верхоянским краевым швом (Мокшанцев и др., 1968). Интенсивное погружение этого прогиба сопровождалось частными подвижками и размывами, слабой вулканической деятельностью в верхнем палеозое. Мощность только пермских отложений, выполнявших этот прогиб, пре-

вышала 4000 м. По-видимому, к концу перми произошло не только замедление прогибания, но осевая зона прогиба сменила знак движения на обратный, поскольку ранний триас представлен пестроцветной молассой, залегающей в ряде мест с размывом на нижележащих верхнепермских отложениях. Можно предполагать, что в раннем триасе и позднее осевая часть Верхоянского прогиба представляла собой относительно приподнятое, типа геоантиклинального поднятия, образование. В дальнейшем это поднятие постепенно расширялось и, вероятно, уже в ранней и средней юре не захватывалось морем. Таким образом, в отличие от раннего этапа развития, в среднем этапе (триас — ранняя юра), морские отложения накапливались в смежных зонах, а на крыльях поднятия в среднем и позднем триасе образовалась наземная моласса мощностью 600—800 м (Красный и др., 1966). В среднеюрское время здесь отмечаются складчатые движения, которые в конце поздней юры — начале раннего мела завершаются формированием складчатой структуры зоны. В инверсионный этап на западе от Верхоянского начал развиваться Приверхоянский краевой прогиб.

Второй крупный прогиб существовал к западу от Колымо-Омолонского массива. Его заложение, по-видимому, во времени близко Верхоянскому прогибу. Вероятно, как и в первом, ранний этап в этом прогибе завершился образованием внутренних поднятий на месте Адыча-Детринского мегантиклинория. Здесь также местами наблюдается выпадение нижнего, частью среднего триаса, налегание последнего в ряде

мест с размывом, иногда несогласно на отложениях перми.

Формационный состав характеризуется развитием песчано-глинистых терригенных формаций (частично флишоидных), в составе которых значительная роль принадлежит перемытому вулканическому ма-

териалу.

Средний этап развития (триас — ранняя, средняя юра) данной зоны характеризуется опусканиями значительной амплитуды, шими обширные площади к западу и востоку от внутреннего поднятия. Мощность отложений триаса и юры в них достигает 9000—10 000 м и более. Только расположенная к западу от прогиба Адыча-Эльгинская зона характеризуется меньшими мощностями этих отложений — порядка 4000—5000 м, особенно на планориях. В зоне внутреннего геоантиклинального поднятия в течение среднего этапа погружения не достигали указанного масштаба, здесь отмечаются локальные размывы и несогласия на крыльях внутреннего поднятия (бассейны рек Детрин, Бохапча). В юго-восточной части рассматриваемого прогиба в конце триасового времени происходили вулканические, подводные и островного характера излияния андезитовых лав. В конце среднего этапа — в конце ранней и в среднюю юру для восточного прогиба также отмечается усиление тектонической активности и явлений магматизма. В конце средней и в верхней юры происходили подвижки вдоль Тас-Кыстабытского разлома, сопровождавшиеся интенсивными излияниями андезитовой дацитовой лавы, внедрением субвулканических тел кислого состава и образованием Тарынского субвулкана. В раннеюрское время отчетливо вырисовывается крупнейший, относительно неширокий краевой Иньяли-Дебинский геосинклинальный прогиб, протягивающийся с юго-востока на северо-запад вдоль Колымского массива более чем на 1000 км. От массива он отделен зоной Дарпирского глубинного разлома. Образование Иньяли-Дебинского прогиба, ограниченного с запада системой глубинных разломов Чай-Юрьинской зоны, отвечает позднему этапу развития складчатой области. Иньяли-Дебинский прогиб в период позднеюрской инверсии, на месте которого сформировались линейные складчатые структуры одноименного мегасинклинория, выполнен юрскими терригенными формациями мощностью до 5000 м. Центральная часть прогиба сложена преимущественно песчаниковой формацией. Существенное место в его строении занимает флишевая формация.

Нарастающая активность тектонических процессов в Адыча-Боханчинской зоне выражается в дальнейшем росте внутреннего поднятия, образовании мелких дополнительных поднятий. Возникают впадины выполненные осадочными и вулканическими формациями бат-келловея, оксфорд-волжского и раннемелового времени в зоне сочленения с Колымским массивом.

Орогенный этап в рассматриваемой зоне, как и во всей Яно-Колымской области, охватывает конец юры — начало мела, он ознаменовался мощной складчатостью колымской фазы — образованием складчатых структур, внедрением гипабиссальных тел кислого и среднего состава, образующих протяженные дайковые серии, мощным внедрением гранитоидной магмы в складчатые структуры верхоянского комплекса, приведшим к образованию огромного числа, зачастую очень крупных массивов колымских гранитов. Этот процесс сопровождался общим поднятием, вследствие которого море покинуло пределы рассматриваемой области, а также начавшимся размывом сформировавшихся структур.

Близкая картина развития отмечается и для территории Балыгычанского района пологих дислокаций. Здесь отчетливо намечается сокращение площадей и мощности отложений ранней и средней юры, образующих негативные структуры, которым наследовали мелкие впадины, выполненные раннемеловой угленосной молассой и вулканитами

орогенной стадии:

История развития Ольджойского прогиба отчетливо прослеживается с позднетриасового и особенно юрского времени. По-видимому, эта крупнейшая структура, образовавшаяся на опущенном блоке Колымского массива, в средний и поздний этапы истории складчатой области развивалась по общему плану с Иньяли-Дебинским прогибом. Однако меньшая мощность выполняющих его отложений, близость жесткого основания предопределила иной характер складчатых структур возникших в конце юрского времени. Как было отмечено ранее, для Ольджойского прогиба характерны обширные участки пологих залеганий пород чередующихся с узкими зонами напряженных дислокаций. В прогибе отчетливо выделяется раннемеловая моласса орогенной стадии, представленная грубообломочными отложениями и вулканитами, приуроченными к небольшим впадинам в его северной части. Разломы в фундаменте предопределили дискордантное и согласное размещение интрузий гранитоидов.

Расположенный в южной части Яно-Колымской области Аллах-Юнский пригеосинклинальный прогиб по времени заложения близок Верхоянскому. Его положение между Сибирской платформой и Охотским массивом предопределило не только ступенчатый характер его основания, погружающегося в сторону геосинклинали, но и особенности развития. Этот прогиб развивался унаследованно существовавшему с рифея и в палеозое прогибу, принадлежавшему окраинной части Сибирской платформы (Восточно-Верхоянский эпикратонный прогиб, по

А. К. Баширину, 1967).

Интенсивное погружение совпадало с ранним этапом истории Яно-Колымской геосинклинали и охватывало пермское время. История этой структуры в карбоне неясна. Формации раннего этапа представлены существенно песчанистыми и песчано-глинистыми породами. Триасовосреднеюрский этап более полно выражен в северной, примыкающей к геосинклинали части прогиба и по формационному составу аналогичен верхоянскому комплексу. В пределах прогиба отчетливо проявились тектонические движения среднеюрского времени, отвечающие ранней инверсии. В позднеюрское время сформировались своеобразные структуры складчато-глыбового типа (сочетание пологих форм, с узкими зонами гребневидных складок) и произошло внедрение интрузий гранитоидного состава.

Послеорогенный этап Яно-Колымской складчатой области (конец раннего мела -- антропоген) характеризуется блоковыми движениями, активизацией разломов фундамента, внедрением вдоль них незначительных порций кислой магмы и излияниями кислых и основных лав, преимущественно на границе с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Примечательной особенностью этого этапа является образование наложенных приразломных впадин. Впадины позднего мела, например Аркагалинская и Хиникинская, выполнены молассовыми, частью угленосными отложениями. Аналогичный характер имеют палеогеновые и неогеновые впадины — Сеймчано-Буюндинская, Кенгдейская В отложениях упомянутых впадин развиты складки приразломного типа. В позднем неогене — антропогене возникла новая группа впадин — Малык-Сиенская, Верхне-Нерская в зоне Чай-Юрьинского глубинного разлома и другие впадины в различных структурных зонах складчатой области. Местами в конце мела, палеогена и в неогене происходили незначительные вулканические извержения базальтов и липаритов. Поздненеогеновый — антропогеновый этап характеризуется активизацией блоковых движений и сводовыми поднятиями.

В заключение отметим существование структурных связей рассматриваемой области с процессами, происходившими в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. В зоне их сочленения вулканиты отчасти раннего, чаще позднего мела по секущим разломам далеко проникают в пределы Яно-Колымской области. Вулканиты пояса образуют наложенные вулканоструктуры, формационно они могут сопоставляться с орогенными эффузивами подвижных областей. С позднемеловыми вулканическими формациями часто тесно связаны интрузии гранитоидов, имеющих важное металлогеническое значение (например, омсукчанский комплекс), образующих вулкано-плутонические ассоциации.

В связи со своеобразием общих черт тектонического устройства и распределения магматических пород своеобразны и общие черты металлогении Яно-Колымской области.

Для нее характерна золотая, оловянная и вольфрамовая минерализация. В пределах Верхоянской зоны существенное значение имеет свинцово-цинковое оруденение. Для металлогении рассматриваемой области характерно ограниченное число главных рудных компонентов. Их месторождения относятся главным образом ко времени проявления колымской складчатости и связаны с малыми и батолитоподобными интрузиями, возникшими в орогенный этап развития области. Однако деталях их геологическая позиция различна. Золото связано, вероятно, с добатолитовой формацией малых интрузий разнообразного состава, тогда как олово и вольфрам ассоциируют с гранитными интрузиями и при этом, в общем, приурочены к иным тектоническим элементам, чем месторождения золота. Последние распространены главным образом в двух периферических зонах интенсивной складчатости, тогда как месторождения олова приурочены к поперечным рядам гранитоидов, пересекающих Эльги-Кулинскую зону и к сравнительно слабо дислоцированным участкам Ольджойского пригеосинклинального прогиба. Имеющиеся исключения не могут изменить этой основной закономерности. Симметричная в общих чертах картина распределения золотоносности искажается (как это наблюдается и в распределении магматических пород) при рассмотрении количественных соотношений. Несмотря на то, что в Верхоянской зоне линейной складчатости известны месторождения золота, однако основная золотоносность Яно-Колымской области приурочена к Адыча-Боханчинской складчатой зоне. В ее пределах выделяется Главный (Колымский, по Ю. А. Билибину) пояс Северо-Востока, протягивающийся почти на всю длину зоны и занимающий ее почти от края до края по ширине. Как было видно из описания основных тектонических элементов зоны, он связан со стадией развития разломов, синхронных с колымскими складчатыми движениями.

ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Среди крупнейших тектонических элементов Северо-Востока отчетливо выделяется мезозойская Чукотская складчатая область. Она протягивается с северо-запада на юго-восток более чем на 1200 км, от низовьев р. Колымы вдоль побережья Северного Ледовитого океана до Берингова пролива. Ширина её колеблется от 150 до 250 км. На северо-западе и северо-востоке продолжение её структур скрыто под водами Восточно-Сибирского и Чукотского морей, а на востоке она ограничивается береговой линией Чукотского полуострова. На юго-за-

паде область граничит с Колымо-Омолонским массивом.

Наиболее характерной особенностью Чукотской складчатой области является относительная близость к поверхности неглубоко залегающего фундамента, сложенного палеозоем и, возможно, докембрием. Песчано-глинистые отложения триаса *, нижней, средней и части верхней (келловей, оксфорд) юры образуют первый структурный ярус чукотского геосинклинального комплекса. Второй структурный ярус сложен песчано-глинистыми, туфогенными и аркозовыми образованиями волжского яруса верхней юры, бериасского и валанжинского ярусов нижнего мела, несогласно залегающих на триасово-юрских отложениях чукотского комплекса. Образования второго структурного яруса заполняют позднегосинклинальные прогибы. С формированием второго структурного яруса связано образование большого количества вых гранитоидных интрузий. Третий структурный ярус представлен коннентальными угленосными породами, выполняющими ограниченные по площади впадины, расположенные среди эффузивных образований, перекрывающих центральные части Чукотской складчатой области. В одной из таких впадин (Долгожданное месторождение каменного угля) угленосные породы с конгломератами в основании лежат на дислоцированных алевролитах верхнего триаса с резким угловым несогласием. Слабая геологическая изученность этих отложений не дает возможности четкого определения их возраста; вероятно, их образование относится к неокому и связано с послегеосинклинальной стадией развития Чукотской складчатой области. Почти горизонтально залегающие эффузивные и вулканогенные породы конца раннего и позднего мела, генетически связанные с формированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, перекрывают все складчатые структуры Чукотской складчатой области и особенно широко распространены в ее центральной и восточной частях. На юго востоке на дневную поверхность выведены

^{*} Для западной части Чукотской складчатой области наличие пермских отложений не установлено, но некоторые исследователи не исключают возможность отнесения нижней части кепервеемской свиты (T_{1-2}) к перми. На востоке Чукотки песчано-глинистые осадки, подстилающие триасовые образования, также условно отнесены к пермскому возрасту.

метаморфизованные породы докембрия и нижнего палеозоя (Восточно-Чукотский массив), являющиеся фундаментом для всех последующих осадочных образований.

Для структурных элементов Чукотской складчатой области не характерны крупные, линейно выдержанные, прослеживающиеся на тысячи километров, структуры типа мегантиклинориев и мегасинклинориев. В геологическую литературу по Чукотке прочно вошло понятие



Рис. 51. Мелкая складчатость в зоне смятия среди песчано-глинистых метаморфизованных отложений триаса в верховьях Малого Анюя. Фото М. Л. Гельмана

складчатых зон, которые хорошо отражают тектоническую сущность структур этой своеобразной складчатой области. Впервые этот термин был введен Ю. М. Пущаровским 1956, 1960) и в 1957 г. вошел в схему тектонического районирования Северо-Востока, разработанную коллективом геологов для Магаданского межведомственного стратиграфического совещания. Складчатая зона представсобой региональный крупный структурный элемент складчатой области, который своим строением отражает длительный период геосинклинального развития, подчеркивая этимобщность входящих в состав этой зоны морфологически различных структурных элементов следующего, подчиненного порядка.

В пределах Чукотской складчатой области выделяются три складчатые зоны — Анюйская и Южно-Анюйская, занимающие западную часть области, и Чаунская, расположенная в ее центральной части. Анюйская и Чаунская складчатые зоны разделены крупным позднегеосинклинальным Раучуанским прогибом, охватывающем

бассейны рек Раучуа и Чауны. Крайнюю восточную часть области занимает Восточно-Чукотский массив.

Очень широким распространением среди перечисленных структур Чукотской складчатой области пользуются разрывные нарушения. К сожалению, слабая геологическая изученность этой области не позволила до настоящего времени создать хорошо аргументированную классификацию многочисленных разрывных нарушений Чукотки, отличающихся друг от друга величиной, морфологией и возрастом, и дать их систематизированное описание.

Разломы фундамента, отражающие блоковый характер его строения, четко разделяют крупные структурные элементы, хорошо фиксируются интенсивными зонами смятия пород (рис. 51), резкой сменой разновозрастных осадочных образований, наличием гранитоидных интрузий, иногда геофизическими аномалиями. Направления этих разломов в основном совпадают с общим северо-западным простиранием складчатости, но имеются и поперечные, менее протяженные разломы, обладающие северо-восточным простиранием. Нередко эти разломы формируют зоны ступенчатого характера. Амплитуды перемещения по этим крупным разломам достигают 1000 м и более. Весьма характерно, что вблизи этих разломов заметно повышается интенсивность складча-

тости, появляются пережатые, поставленные на голову и опрокинутые сладки, складки волочения и мелкая плойчатость. Они служат путями проникновения магматических расплавов и миграции гидротерм. Многочисленные разрывные нарушения неглубокого заложения возникали, вероятно, в процессе складкообразования и, возможно, неоднократного подновления по старым направлениям, усложняя складчатые структуры. Нередко подобного рода нарушения являются оперяющими по отношению к глубинным. Более молодые разрывные нарушения по времени соответствовали периоду образования вулканогенных формаций и, наконец, самые молодые разрывные нарушения обусловили создание четвертичных впадин.

Анюйская складчатая (складчато-глыбовая) зона

Рассматриваемая зона занимает площадь от низовьев р. Колымы на западе до бассейна р. Раучуа— на востоке, где она гриничит с позднегеосинклинальными формациями Раучуанского прогиба. На юге она ограничена Южно-Анюйской зоной.

Анюйская зона представляет собой складчато-глыбовое сооружение сформированное на палеозойском складчатом основании. Она сложена главным образом геосинклинальными, песчано-сланцевыми отложениями первого структурного яруса, разрез которого в этой зоне представлен наиболее полно; палеозойские породы фундамента обнажаются лишь в районе Алярмаутского поднятия. Значительная часть площади (до 15%) сложена раннемеловыми гранитоидами, с которыми нередко пространственно связаны локальные поля средних и кислых вулканитов. Распространены силлы триасовых диабазов и габбро-диабазов, тяготеющие к сводовым частям антиклинориев, а также поля меловых даек различного состава. По-видимому, структуры Анюйской складчатой зоны продолжаются и к северо-западу под водами Восточно-Сибирского моря. Основными тектоническими элементами складчатой зоны являются Мало-Анюйский, Кэпэрвеемский и Пауктуваамский антиклинории, Сухарнинский горст-антиклинорий, Алярмаутское поднятие, Мачваамский и Кейнгувеемский синклинорий. Разрывные нарушения характеризуются региональным развитием и прослеживаются на многие десятки километров. Преимущественно развиты разломы северо-западного и северо-восточного простирания.

Мало-Анюйский антиклинорий протягивается от низовьев р. Погынден на юго-восток, по правобережью Малого Анюя к Чуванейским горам. Его длина составляет около 200 км, ширина 20—40 км. Северозападная часть структуры осложнена многочисленными разломами и разбита на ряд блоков. В осевой части антиклинория на поверхность выведены породы кэпервеемской свиты, составляющие нижнюю часть первого структурного яруса; крылья сложены песчано-сланцевыми отложениями карнийского яруса. Эти породы смяты в неширокие (200—500 м), обычно асимметричные складки северо-западного простирания, с наклоном осевых плоскостей на юго-запад до 50°. Виргация осей складок особенно ярко выражена в бассейне р. Тэкэмвеем, где направление складок местами изменяется до субмеридионального. Мелкая складчатость наиболее интенсивно проявилась среди карнийских отло-

жений.

Северо-западнее к Мало-Анюйскому антиклинорию кулисообразно примыкает Сухарнинский горст-антиклинорий. Эта структура протяги вается вдоль долины р. Сухарной в бассейн р. Лельвергыргын на расстоянии более 90 км. Наибольшая ширина ее (25 км) наблюдается полевобережью р. Сухарной. К юго-востоку структура сужается до 7 км

и в междуречье Ленле-Урней переклинально замыкается. Горст-Антиклинорий сложен преимущественно отложениями кэпэрвеемской свиты, смятыми в мелкие складки самых разнообразных форм, от слабо наклонных до лежачих. Крылья ограничены разломами северо-западного простирания, что подчеркивает горстовидный характер структуры. К горст-антиклинорию приурочены крупные раннемеловые гранитоидные массивы, занимающие значительную часть его площади и вытянуты параллельно общему направлению складок.

Кэпэрвеемский антиклинорий имеет в плане несколько изогнутую форму — от р. Энмынвеем до верховьев р. Малый Кэпэрвеем он прос-

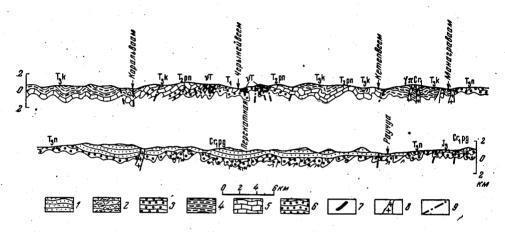


Рис. 52. Геологический разрез Кэпэрвеемского поднятия и юго-западного борта Раучуанского прогиба. По Г. М. Сосунову и С. М. Тильману
1 — погынденская свита; 2 — нерасчлененные отложения верхней юры; 3 — норийский ярус;

1 — погынденская свита; 2 — нерасчлененные отложения верхней юры; 3 — норийский ярус; 4 — карнийский ярус; 5 — понеургенская свита; 6 — нижний триас; 7 — силлы диабазов; 8 — дайки гранит-порфиров; 9 — сбросы

леживается в субширотном направлении и далее к вершине р. Раучуа — в северо-западном. Длина антиклинория $130~\kappa m$, ширина $10-30~\kappa m$.

Кэпэрвеемский антиклинорий (рис. 52) обладает сложным блоковым строением. В его пределах выделяется три горста — Пыркарынатский, собственно Кэпэрвеемский и Номнуквуеемский. Все они сложены породами кэпэрвеемской свиты, содержащей многочисленные пластовые тела габбро-диабазов. На крыльях антиклинория выходят песчаносланцевые отложения карнийского яруса. Северо-восточное крыло антиклинория разбито на системы блоков, постепенно погружающихся к востоку в сторону Раучуанского прогиба; юго-западное крыло характеризуется более крутым падением (40—45°). Разрывные нарушения, контролирующие выходы нижней части первого структурного яруса, достигают значительной амплитуды.

Пауктуваамский антиклинорий расположен южнее Кэпэрвеемского; охватывает участок верхнего течения Малого Анюя от р. Татыльвеем до низовьев р. Малый Кэпэрвеем. На всем этом протяжении (более 100 км) в осевой части структуры на поверхность выходят, так же как и в описанных выше антиклинориях, отложения кэпэрвеемской свиты. Ширина антиклинория колеблется от 10 до 30 км. Строение его в основных чертах аналогично Кэпэрвеемскому. В северо-западной части его находится Мало-Кэпэрвеемский горст, южное крыло которого срезано крутым сбросом (60—70°). В центре структуры выделяется Эгилькнывеемский горст, в ядре которого обнажаются филлиты и песчаники

кэпэрвеемской свиты с многочисленными интрузиями габбро-диабазов. Они смяты в складки шириной от 2 км, осложненные мелкими складками шириной до нескольких метров. Форма их весьма разнообразна — встречаются опрокинутые, лежачие и изоклинальные складки. Северовосточное крыло ограничено крупной зоной смятия, прослеживающейся в северо-западном направлении на десятки километров. Ширина зоны смятия от 2 до 10 км. К ней приурочены многочисленные магматичесцие проявления (граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диоритпорфириты и дайки таббро-диабазов).

В юго-западном направлении происходит погружение оси антиклинория, вследствие чего здесь обнажается верхняя часть кэпэрвеемской свиты, далее на юго-востоке перекрываемая вулканитами Охотско-чу-

котского пояса.

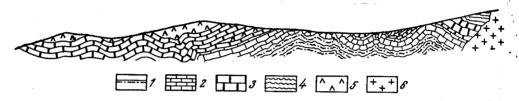


Рис. 53. Разрез среднепалеозойских отложений Алярмаутского поднятия. По В. В. Гулевичу

1 — биотитовые кристаллические сланцы с прослоями зеленых актинолитовых кристаллических сланцев;
 2 — черные мелкозернистые песчанистые известняки;
 3 — светло-серые и белые мраморы;
 4 — биотито-хлорито-кварцевые сланцы;
 5 — диабазы;
 6 — среднезернистые биотитовые граниты

Алярмаутское поднятие, вероятно, уже в геосинклинальный развития являлось относительно поднятым участком. В плане эта структура имеет неправильные очертания и расположена в бассейнах рек Люпвеема, Вернитаквеема, Эргувеема и Милькера, протягиваясь в субмеридиональном направлении на 110 км при максимальной ширине в центральной части до 60 км. К северу оно сужается до 25 км. В этом участке его структуры перекрыты рыхлым чехлом четвертичных отложений Приморской низменности. В сводовой части поднятия на поверхность выведены нижнекаменноугольные породы, обычно ограниченные разрывными нарушениями. Эти разрывы создают многочисленные разобщенные блоки, характерные для выходов среднего палеозоя, создавая в целом мозаичное строение структуры. Фланги Алярмаутского поднятия сложены породами кэпэрвеемской свиты и карнийского яруса. Строение поднятия асимметричное. Западное крыло, по левобережью р. Аттыквеем, срезано Аттыквеемским разломом субмеридионального простирания, протяженность которого достигает 70 км. Восточное крыло поднятия плавно погружается под формации второго структурного яруса Раучанского прогиба.

Значительную часть площади поднятия занимают гранитоидные раннемеловые интрузии, залегающие обычно в виде крупных пластовых и межформационных залежей. Среднепалеозойские породы зачастую метаморфизованы и превращены в кристаллические сланцы и мраморы. Они смяты в пологие, часто асимметричные складки северо-восточного и субмеридионального простирания (рис. 53). Ширина таких складок колеблется от 200 до 2000 м, углы наклона крыльев 10—15°. Эти образования характеризуют складчатый, вероятно герцинский фундамент Чукотской складчатой области. Вблизи разломных нарушений палеозойские породы дислоцированы более интенсивно и смяты в мелкие, иногда опрокинутые и сжатые складки, осложненные гофрировкой. Триасовые отложения, залегающие несогласно на палеозойском фун-

даменте, местами имеют с ним тектонические контакты. Простирание складок, сложенных триасом, северо-западное, реже субмеридиональное. Складки асимметричные, часто опрокинутые, изоклинальные. Ширина их 200—400 м и меньше.

Мачваамский синклинорий расположен в междуречье Погынден. С юга он примыкает к Алярмаутскому поднятию. Эта структура прослеживается более чем на 180 км на юго-восток от низовьев р. Лельвергыргын и отделяет Кэпэрвеемский и Пауктуваамский антиклинорий от Мало-Анюйского; ее ширина 25—30 км. Синклинорий имеет асимметричное строение. В отличие от других структур Анюйской зоны в полном объеме (более 2000 м) представлен разрез первого структурного яруса. Наиболее прогнутая часть синклинория в этом районе примыкает к Алярмаутскому поднятию, где песчано-сланцевые отложения смяты в северо-восточной части в серию мелких изоклинальных, часто опрокинутых в сторону поднятия складок, ширина которых колеблется от первых метров до 100 м. Юго-западнее породы дислоцированы в сравнительно широкие (1-2 км) линейные складки с наклоном осевых плоскостей обычно на юго-запад. На всей остальной части Мачваамского синклинория породы смяты в различные по форме, но линейно выдержанные складки северо-западного простирания шириной до 2—3 км, осложненные мелкими складками шириной до нескольких метров. В существенно сланцевых толщах развита микроскладчатость. Складки имеют самую различную форму — от прямых до наклонных и лежачих. Гранитоидные интрузии приурочены главным образом к осевой части синклинория и вытянуты согласно с простиранием складчатых структур.

Кейнгувеемский синклинорий расположен в северо-западной части Анюйской складчатой зоны. С Алярмаутским поднятием синклинорий граничит по крупной зоне разрывных нарушений субмеридионального простирания (Аттыквеемский разлом) с Сухарнинским горст-антиклинорием — по системе разломов северо-западного простирания. Северо-западная часть синклинория скрыта под водами Восточно-Сибирского моря и четвертичными отложениями Приморской низменности. Син-

клинорий прослеживается на 130 км, ширина его 60 км.

Синклинорий сложен сланцами и песчаниками норийского и карнийского ярусов (реже кэпэрвеемской свиты). Более 25% площади занимают раннемеловые гранитоидные массивы, которые образуют в пла-

не тела самой разнообразной формы.

В бассейне рек Кейнгувеем и Крестовой выделяются три небольшие антиклинали — Пырхонайская, Энкувеемская и Верхне-Кейнгувеемская. Длина их не превышает 50 км, ширина 10—15 км. В сводовых частях антиклиналей выходят породы кэпэрвеемской овиты, смятые в мелкие сжатые складки, обычно опрокинутые и нарушенные сбросами. Характер дислокаций верхнетриасовых отложений остальной части Кейнгувеемского сиклинория в основных чертах сходен с характером складчатости Мачваамского синклинория.

Южно-Анюйская зона

К юго-западу от Анюйской зоны на границе между Колымо-Омолонским массивом и Чукотской складчатой областью расположена своеобразная пограничная очень сложная и недостаточно еще изученная структура — Южно-Анюйская зона *. Она занимает значительную часть

^{*} О. М. Довгаль, А. Я. Радзивилл, В. А. Титов, М. А. Часовитин (1966) называют ее Южно-Анюйским прогибом.

междуречья Малого и Большого Анюев; ее длина близка к 500 км, а ширина местами превышает 50 км. В строении этой зоны принимают участие кремнисто-спилитовые и вулканогенно-терригенные отложения юры и мела общей мощностью около 4000 м (Радзивилл, 1964). Они интенсивно дислоцированы, рассланцованы и смяты в линейные изоклинальные, иногда опрокинутые складки, разбиты системой параллельных трещин на отдельные чешуи, которые нередко надвинуты друг на друга. Породы эти претерпели заметный зеленокаменный метаморфизм.

Расположенное в южной части зоны Уямканджинское поднятие сложено терригенными отложениями верхнего триаса, которые дислоцированы в мелкие линейные, изоклинальные, веерообразные складки. Они разбиты многочисленными трещинами, выполненными кварцем, интен-

сивно кливажированы.

В пределах зоны расположены две впадины — Нутесинская и Камешковская. Нутесинская впадина находится на левобережье р. Малого Анюя. Она выполнена морскими и континентальными осадочно-вулканогенными отложениями верхней юры и нижнего мела мощностью до 4700 м. В поперечном разрезе она имеет синклинальное строение с углами наклона крыльев 25—30°. Внутри впадины развиты брахиморфные складки, на крыльях которых углы падения изменяются от 8 до 50°. Более крутые углы падения наблюдаются среди верхнеюрских отложений и вблизи участков, нарушенных дизъюнктивными дислокациями. Нижнемеловые породы дислоцированы слабее, углы наклона здесь 8—15°, реже 45—50°.

Камешковская впадина расположена в северо-западной части зоны, на междуречье нижнего течения рек Большого и Малого Анюя. Впадина выполнена осадочными и вулканогенными породами верхней юры и нижнего мела, мощность которых достигает 2500 м. Осадочные отложения, выполняющие впадину, дислоцированы в широкие и пологие складки широтного и северо-западного простирания с углами наклона пород на крыльях 20—30°. Вулканогенные породы обычно залегают горизонтально, образуют моноклинали, местами встречаются пологие складки.

В пределах рассматриваемой зоны широко представлены магматические породы. В развитии интрузивного магматизма можно выделить не менее трех этапов. В конце позднего палеозоя — начале мезозоя произошло внедрение гипербазитов, габброидов и плагиогранитов, образующих узкие протяженные тела трещинного типа. В позднеюрское—раннемеловое время внедрились многочисленные интрузивные тела гранодиоритов, диоритов, габбро и гипербазитов. Наконец, с верхнемеловым этапом связано внедрение интрузии ортоклазовых габбро, щелочных пироксенитов, монцонитов, сиенитовых диоритов и сиенитов (Довгаль, Радзивилл, Титов, Часовитин, 1966). Среди эффузивных образований выделяются раннемеловые андезиты и андезито-базальты, позднемеловые липариты и палеогеновые базальты.

Характер складчатых структур, отличающихся значительной напряженностью, развитие крупных региональных и глубокого заложения разломов, к зонам которых приурочены многочисленные массивы различных пород, позволяют сравнивать Анюйскую зону со структурами

шовных зон геосинклинального типа.

Чаунская складчатая зона

Зона занимает обширную площадь от восточного побережья Чаунской губы на западе до бассейна р. Амгуэмы на востоке. Северной ее границей является побережье Восточно-Сибирского и Чукотского мо-

рей от мыса Шелагского на западе до устья р. Амуэмы на востоке. На западе Чаунская зона по субмеридиональному разлому граничит с Раучуанским прогибом, занимающим часть западного побережья Чаунской губы. Юго-западнее границы этой зоны маскируются рыхлыми антропогеновыми образованиями Чаунской впадины, а на юге — эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Мощность этих покровных образований не велика. О неглубоко залегающих структурах Чаунской зоны можно судить по выходам триасовых пород, обнажающихся среди эффузивных образований в эрозионных «окнах».

Общая длина складчатой зоны составляет 560 км при ширине до 200 км. Северное и северо-восточное продолжение зоны скрыто акваторией Чукотского моря, а на востоке ее структуры огибают Восточно-Чукотский массив и продолжаются на север, скрываясь под водами

Чукотского моря.

В отличие от Анюйской зоны здесь первый структурный ярус представлен только своей нижней частью, включающей отложения среднего и верхнего триаса. Последние пользуются преимущественным развитием в пределах зоны. Второй структурный ярус сложен породами волжского, берриасского и валанжинского ярусов, известных на очень ограниченных площадях в верхнем течении р. Пегтымель, где они с угловым несогласием и конгломератами в основании залегают на размытой поверхности верхнетриасовых пород, а также в районе залива Креста.

Наконец, третий структурный ярус представлен угленосными породами, выполняющими небольшие впадины. Подчиненным распространением пользуются филлиты и известняки среднего палеозоя, обнажаю-

щиеся только в центральных частях антиклинальных поднятий.

Чаунская складчатая зона разделяется на две примерно равноценные по площади части, протягивающиеся параллельно общему северозападному простиранию складчатости. Северо-восточная ее часть значительно приподнята по сравнению с юго-западной. Граница между ними проходит по системе сложно сочленяющихся разломов (Киберовский шов), тянущихся в юго-восточном направлении от мыса Кибера, через низовья р. Пегтымель по ее долине. Далее эта граница по долине р. Кувет переходит в долину р. Чаантальвервыргин и заканчивается в долине р. Амгуэмы около устья ее левого притока р. Экитпки.

Северо-восточная часть Чаунской складчатой зоны преимущественно состоит из крупных поднятий, среди которых выделяются Куульское, Куэквуньское и Иультинское. Северо-восточнее Куэквуньского поднятия расположен Экиатапский синклинорий. Юго-западная часть зоны сложена геосинклинальными осадками триаса, собранными в складки, которые в целом образуют крупную синклинальную зону, наз-

ванную Паляваамской.

Куульское поднятие * представляет собой геоантиклинальное сооружение, протягивающееся вдоль побережья Восточно-Сибирского и Чукотского морей от мыса Кибера до низовьев р. Куэквунь. Длина поднятия составляет более 270 км при максимальной ширине 50 км; сложено оно в своей центральной части терригенными, реже карбонатными породами верхнего девона и нижнего карбона, которые по тектоническому контакту граничат с триасовыми образованиями. В мезозойский геосинклинальный этап развития области эта территория являлась относительно поднятой. В краевых частях поднятия (низовья рек Пегтымель и Кувет) наблюдается трансгрессивное залегание мезозойских отложений на палеозойском комплексе. Фации мезозоя здесь меняются — среди довольно монотонных песчано-сланцевых отложений

^{*} По М. Е. Городинскому (1963 г.) — Яканский остаточный массив.

триаса появляются конгломераты, гравелиты, линзы известняков и ракушечников. На юго-востоке поднятие ограничено разрывным нарушением северо-восточного направления, проходящим вдоль долины р. Куэквунь. В междуречье Яканваам-Рывеем на отдельных участках поднятия распространены покровы эффузивов, несогласно перекрывающие осадочные породы.

В районе мыса Якан на поверхность выходят наиболее древние, девонские, терригенные породы, смятые в складки северо-восточного простирания, шириной до $6-10~\kappa m$; крылья этих складок осложнены более мелкими симметричными складками шириной 100-150~m, с углами наклона $20-50^\circ$. Обычно юго-восточные крылья складок нарушены мелкими сбросами. Нижнекаменноугольные карбонатно-терригенные отложения дислоцированы заметно слабее; складки обычно симметричные шириной $3-5~\kappa m$, с углами падений крыльев до $20-30^\circ$. Простирание этих складок в районе мыса Кибера северо-западное. Восточнее, в бассейне р. Инматхывеем, простирание складок становится субширотным.

В краевых частях Куульского поднятия, а также в районе мыса Якан развиты триасовые отложения, собранные в систему мелких и узких складок, иногда опрокинутых в сторону центральной части поднятия. Реже отмечаются симметричные складки шириной от нескольких сотен метров до 6—8 км.

В пределах Куульского поднятия довольно широко развиты меловые гранитоидные интрузии. Наиболее крупная из них — Велиткенайский гранитный массив — занимает секущее по отношению к простиранию складчатости положение и приурочена к крупному тектоническому разрывному нарушению, имеющему северо-западное простирание. С этим нарушением связана серия оперяющих разломов мелового возраста. Разрывы северо-восточного направления являются более мололыми.

Куэквуньское поднятие представляет собой узкую линейную складчато-блоковую структуру, протягивающуюся от верховьев р. Кувет к низовьям Амгуэмы на расстоянии 140 км. Максимальная ширина его достигает 30—40 км. Простирание складок северо-западное с отклонением до субширотного в бассейне р. Куэквунь. Пограничные районы Куульского и Куэквуньского поднятий являются областями развития крупных разломов, определяющих границы этих поднятий.

Поднятие имеет асимметричное строение — юго-западное крыло характеризуется более пологими углами наклона, чем северо-восточное. В сводовой части структуры выходят филлиты, песчаники и известняки нижнего карбона (?), собранные в пологие линейные складки шириной 2—6 км. Широко развиты пластовые интрузии габбро-диабазов и штоки гранитоидов. Последние приурочены к ядру структуры и вытянуты в северо-западном направлении. Раннекаменноугольные (?) отложения в этих районах (бассейны рек Рыннатинен, Куэквунь) подвергались интенсивному метаморфизму и превращены в кристаллические сланцы и мраморовидные известняки.

Крылья поднятия сложены нижне-среднетриасовыми сланцами и песчаниками с многочисленными пластовыми телами габбро-диабазов, которые приурочены главным образом к нижней части разреза. Нижне-среднетриасовые отложения залегают на палеозое несогласно, местами по тектоническим контактам, однако отчетливого азимутального несогласия не наблюдается. Мезозойские породы юго-западного крыла смяты в пологие простые складки шириной до 1—2 км и углами падений на крыльях до 25—30°; северо-восточное крыло осложнено мелкой складчатостью и нарушено серией разрывов северо-западного и суб-

широтного простираний. Здесь развиты узкие, часто опрокинутые на юго-запад складки шириной от 500 м до 1-2 км. Отмечается развитие мелкой складчатости характерной для участков, близко примыкаю-

щих к крупным разрывным нарушениям.

Иультинское поднятие занимает бассейны р. Тенкергин и левобе-Амгуемы. Оно кулисообразно примыкает к юго-восточному окончанию Куэквуньского поднятия. Длина его 120 км при ширине 30 км. Простирание Иультинского поднятия субширотное. Направление складок в пределах этой структуры с запада на восток изменяется от северо-западного до широтного и северо-восточного. Поднятие сложено породами нижнего и среднего триаса. В центральной части поднятия широко развиты тела гранитоидов, пластовые и реже секущие тела раннетриасовых габбро-диабазов.

Кроме интрузивных пород в центральных частях поднятия имеются небольшие выходы (размером до $6 \times 2.5 \text{ км}$), представленные кварцево-слюдяными, диопсидово-кварцевыми, диопсидово-волластонитовыми сланцами, кварцитами и редкими слоями и линзами мраморизованных известняков, возраст которых принимается условно нижнекаменноугольным на основании сходства с фаунистически охарактеризованными отложениями Восточно-Чукотского массива. Общая мощность метаморфизованных отложений достигает 700—800 м. Обычно эти породы сравнительно слабо дислоцированы; углы падения слоев колеблются от 8 до 24°. Выходы метаморфизованных пород со всех сторон ограничены разрывными нарушениями. Периферические части поднятия сложены нижне-среднетриасовыми песчаниками (часто известковыми), алевролитами, песчано-глинистыми, глинистыми, реже углисто-глинистыми, филлитизированными сланцами и редко конгломератами. Толща этих пород нарушена сбросами, собрана в складки шириной до 5 км и длиной до 15—20 км с углами наклона пластов 25—90°. Форма складок весьма разнообразна; среди них различаются асимметричные, симметричные, наклонные, лежачие и опрокинутые складки. Структуры, сложенные этими образованиями, обладая общим северо-западным простиранием, в нижнем течении р. Амгуэмы плавно изменяют простирание на северо-восточное. Этот поворот, по-видимому, определяется близостью жесткого Восточно-Чукотского массива, расположенного юго-восточнее Иультинского поднятия.

Экиатапский синклинорий расположен северо-восточнее ского поднятия, занимая районы побережья Чукотского моря и бассейны рек Куэквунь и Экиатап. Длина синклинория достигает 170 км, ширина 40-50 км. На северо-западе структура граничит с Куульским поднятием по системе разломных нарушений северо-восточного и субширотного простираний. Синклинорий представляет собой сложную структуру, состоящую из ряда линейных антиклиналей и синклиналей северо-западного простирания. Наиболее прогнутая часть примыкает к Куэквуньскому поднятию. Здесь выделяется Средне-Куэквуньская синклиналь, сложенная песчаниками и сланцами карнийского яруса. Длина этой синклинали достигает 60 км, максимальная ширина 15 км; шарнир ее погружен на северо-запад. По правобережью р. Куэквунь северо-восточное крыло синклинали срезано разломами и сколько смещено. Крылья синклинали осложнены мелкими асимметричными складками шириной от нескольких до 200-300 м. К Средне-Куэквуньской синклинали с северо-востока примыкает Вачватапская антиклиналь. Ось антиклинали проходит строго в северо-западном направлении вдоль долины р. Вачватап. Длина антиклинали 80 км, ширина 20-25 км. В пределах этой антиклинали широко развиты пластовые тела габбро-диабазов, принимающие участие в складчатости и разбитые многочисленными нарушениями. Складки более высоких порядков характеризуются асимметричным строением: ширина их до 200—300 м,

углы падения крыльев достигают 50°.

Паляваамская синклинальная зона *, составляющая юго-западную часть Чаунской складчатой зоны, представляет собой внутреннюю структуру Чукотской складчатой области и занимает территорию от восточного побережья Чаунской губы на западе до верховьев рек Паляваам и Пегтымель на востоке, где она перекрывается эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Дальнейшее продолжение структур этой зоны прослеживается в верховьях р. Амгуэмы. Эта зона тянется в северо-западном направлении более чем на 350 км при ширине до 100 км. При общем синклинорном характере строения всей этой зоны для нее нельзя выделить четкой, осевой линии или главной мульды, что подчеркивает особый характер этого структурного элемента, которая при дальнейшем изучении, по-видимому, будет разделена на несколько самостоятельных структурных единиц.

Паляваамская зона сложена песчано-сланцевыми отложениями верхнего триаса и вытянута в северо-западном направлении. Интенсивность складчатости повышается по мере удаления от расположенного северо-восточнее Куульского поднятия, вблизи которого складки положе, часто брахиморфны, шириной до 10 км. Видимо, подобный характер складчатости обусловлен близостью палеозойского фундамента. В крайней восточной части зоны (в бассейне р. Амгуэмы) простирание складок меняется на широтное, а по направлению к побережью Чукотского моря— на северо-восточное. И на этом участке изменение направления складчатости обусловлено близостью жесткого Восточно-Чукотского массива. Некоторое изменение простирания складок наблюдается также в районе Мольтыканского гранитного массива, что связано, повидимому, с воздействием этого интрузивного тела во время его внедрения.

Триасовые отложения центральной части Паляваамской зоны собраны в линейные синклинальные и антиклинальные складки северо-западного простирания. В бассейнах рек Ичувеем, Млелювеем и других выделяются Пытлянская и Млелювеемская синклинали, разделенные Ичувеемской антиклиналью. В ядре последней на дневную поверхность выходят нижне-среднетриасовые сланцы и песчаники. Обычно ширина подобных складок достигает 15—18 км при длине до 70 км; углы падения крыльев колеблются от 15—20 до 60°. Наиболее интенсивная складчатость наблюдается в сланцевых толщах верхнего триаса. Здесь они сравнительно узкие, часто асимметричные и опрокинутые на северо-восток с крутыми углами падения крыльев.

В отдельных участках этой зоны имеются ограниченные по площади выходы меловых континентальных угленосных отложений третьего структурного яруса. Такие выходы известны в бассейне р. Кукевеем, верховьях р. Пегтымель, где они образуют наложенные структуры типа небольших прогибов или впадин. Эти отложения по характеру своей дислоцированности отличаются от триасовых толщ, на которых они залегают с резким угловым несогласием. Они смяты в пологие антиклинали и мульдообразные синклинали с углами падения крыльев от 10 до 30°, причем простирание пород меняется в различных районах от северо-западного до северо-восточного. Осадочные образования и несогласно перекрывающие их эффузивные породы разбиты многочислен-

^{*} В литературе эту крупную структуру иногда называют Паляваамским синклинорием, что, по мнению авторов, не достаточно четко отражает ее особенности как в отношении истории развития, так и морфологии.

ными разломами и прорваны интрузиями главным образом гранитоидного состава. Отдельные разломы прослеживаются на расстоянии 70—80 км. Простирание их, как правило, северо-западное или субширотное. Нередко подобного рода зоны разломов фиксируются выходами меловых субвулканических даек и гранитоидов.

Гранитоидные интрузивные массивы обычно ориентированы параллельно складчатым структурам, и лишь на участках, прилегающих к западному тектоническому ограничению Паляваамской зоны и к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу, имеют субмеридиональное и северо-восточное простирания, нередко образуя в этих случаях цепочки интрузий, вероятно, фиксирующих зоны разрывов глубинного характера.

Восточно-Чукотский массив

Массив * расположен в восточной части Чукотской складчатой области и занимает самую северо-восточную окраину Азиатского материка — Чукотский полуостров. Массив имеет длину до 400 км и ширину от 100 до 200 км. Северная граница массива скрыта рыхлыми четвертичными осадками Ванкаремской впадины и проходит параллельно складчатым образованиям Паляваамской зоны, которые в этой части приобретают отчетливое северо-восточное простирание. Южная граница массива маскируется меловыми эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Северо-Восточное и восточное продолжение массива скрыто во-

дами Чукотского и Берингова морей.

На площади Восточно-Чукотского массива обнажаются наиболее древние породы Чукотской складчатой области. Эти древние образования представлены гнейсами и кристаллическими сланцами протерозоя и карбонатными образованиями раннего и среднего палеозоя, образующими блоки, ограниченные разрывными нарушениями.

В строении Восточно-Чукотского массива выделяются два структурных этажа. Нижний представлен метаморфическими породами протерозоя, слагающими фундамент массива; верхний этаж сложен породами палеозоя и мезозоя, слагающими его чехол. Характерной особенностью массива является его неоднородность, наличие крупных поднятых или опущенных блоков, ограниченных разломами.

В пределах Восточно-Чукотского массива выделяются Вельмайское, Уэленское и Сенявинское поднятия, разобщенные Мечигменским про-

гибом

Вельмайское поднятие занимает крайнюю западную часть Восточно-Чукотского массива и расположено в среднем течении р. Амгуэмы и в бассейне р. Вельмай. На западе граница Вельмайского поднятия проходит примерно в нижней части бассейна р. Амгуэмы. Судя по широкому развитию дизъюнктивных нарушений субмеридионального и северо-восточного направлений, контакт между образованиями Вельмайского поднятия и Паляваамской синклинальной зоны проходит по зоне

^{*} В геологической литературе этот структурный элемент называется то Чукотским остаточным массивом, то Чукотским срединным массивом, то Чукотской глыбой, что свидетельствует не только о сложности его строения, но и слабой его изученности.

что свидетельствует не только о сложности его строения, но и слабой его изученности. В последнее время развиваются идеи о принадлежности древних структур Чукотского полуострова к более крупному структурному элементу, объединяющему жесткие структуры Чукотского полуострова и северо-западной оконечности Аляски, названному Эскимосским срединным массивом (В. Ф. Белый, 1964 г.) О возможности выделения такой крупной жесткой структуры ранее высказал предположение В. А. Титов (1957 г.), основываясь на том, что плавный поворот складчатых структур, окружающих Нижне-Анадырскую низменность, вероятно, связан с наличием в ее восточной части неглубоко залетающего жесткого массива.

разлома. Более отчетливо характер контакта выражен в юго-западной и южной части поднятия, где оно граничит с эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Столь же отчетлив контакт Вельмайского поднятия на юго-востоке и востоке, где граница с формациями Мечигманского прогиба определяется зоной глубинных разломов, имеющей северо-восточное простирание. На северо-востоке граница Вельмайского поднятия маскируется четвертичными образованиями Ванкаремской впадины. Поднятие имеет изометричные очертания при длине 100—110 км и ширине около 70 км. Его фундамент сложен гнейсами, кристаллическими сланцами (биотит-амфиболовыми, реже кварцевыми), карбонатными породами и амфиболитами протерозоя, видимая мощность которого составляет не менее 1300 м. Протерозойские образования интенсивно дислоцированы, образуют сложные складки, разбитые многочисленными разрывными нарушениями. Несогласно залегающие выше слюдистые и мраморизованные сланцы, кристаллические известняки и кварциты палеозоя, образующие первый ярус чехла массива, смяты в более спокойные складки с углами падения 30-50°, но в отдельных участках, по-видимому, там, где проходят крупные зоны разломов, степень дислоцированности палеозойских образований резко повышается *. Зоны разломов обычно окружают выходы протерозойских и палеозойских пород. Блоки протерозойских и палеозойских образований выходят на дневную поверхность в нескольких небольших горстах, расположенных на междуречье Амгуэмы — Вельмай.

Наибольшим площадным распространением в пределах Вельмайского поднятия пользуются отложения условно пермского и нижнесреднетриасового возраста, образующие второй ярус платформенного чехла. Глинистые, углисто-глинистые, обычно филлитизированные сланцы с прослоями песчаников, условно отнесенные к перми, образуют толщу около 1100 м мощности, на которой согласно залегают нерасчлененные нижнетриасовые песчаники, песчано-глинистые, реже углистоглинистые сланцы и конгломераты мощностью до 1600 м. Нижне-среднетриасовые отложения распространены в периферической части поднятия. Вместе с условно пермскими образованиями эта толща пород собрана в серию спокойных складок, осложненных мелкими линейными и брахиморфными складками, многочисленными сбросами и пластовыми интрузиями габбро-диабазов. Центральные части Вельмайского поднятия прорваны несколькими раннемеловыми интрузиями гранитов.

Уэленское поднятие занимает северо-восточную часть Чукотского полуострова. С юго-запада это поднятие ограничено зоной разломов, по-видимому, глубинного заложения, отделяющей его от Мечитменского прогиба. Поднятие сложено породами протерозоя и палеозоя. Протерозойский комплекс массива представлен в основном гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами. Г. А. Жуков (1960 г.) делит этот комплекс на две серии. Нижняя серия, имеющая мощность до 2000 м, сложена преимущественно гнейсами. Верхняя — мощностью более 3000 м образована в основном кристаллическими сланцами, реже амфиболитами, мраморами и гнейсами. Весь комплекс протерозойских образований интенсивно дислоцирован в складки северо-западного простирания.

Палеозойские отложения, образующие чехол массива, представлены преимущественно известняками, сланцами, иногда филитизирован-

^{*} Слабая изученность метаморфического комплекса Чукотского полуострова создает трудности в точном определении их стратиграфического положения и возраста. Поэтому не исключено, что среди метаморфитов, которым приписывается палеозойский возраст, часть может принадлежать протерозою и тем самым входить в фундамент массива.

ными песчаниками ордовика, силура, девона и нижнего карбона, образующими толщу пород общей мощности 5000—5500 м. Палеозойские отложения в отличие от протерозойских, образуют складки северо-восточного простирания.

Уэленское поднятие пространственно четко делится на два блока — Главный, или Северный, сложенный породами протерозоя, и Велькильский, образованный палеозойскими породами. Каждый из этих блоков в свою очередь состоит из отдельных, более мелких блоков, разделен-

ных разломами.

Северный блок протягивается в северо-западном направлении на 200-220 км при ширине около 100 км от бухты Пуотен до лагуны Нескан-Пильхин. Этот блок, сложенный протерозойскими породами, обладает антиклинальным строением. Центральная часть структуры сложена породами нижней серии протерозоя, а периферия — образованиями верхней серии. Простирание пород северо-западное. Складки часто осложняются разрывными нарушениями. В пределах блока широким распространением пользуются крупные интрузии В юго-восточной части Северного блока выделяется Лаврентьевская синклиналь, сложенная верхними горизонтами верхней серии протерозоя, представленными мраморизованными известняками. Эта синклиналь прослеживается на 50 км, имея ширину около 10 км. На северозападе она ограничена зоной разломов, а на юго-востоке скрыта водами залива Лаврентия. В осевой части структуры углы падения слоев составляют 20—30°, на крыльях они увеличиваются до 50—60°. В пределах синклинали выделяется ряд мелких антиклинальных и синклинальных складок шириной 2—3 км, длиной до 10 км, с углами падения крыльев от 30—40 до 60°.

В 30 км к юго-западу от Лаврентьевской синклинали расположена антиклинальная структура хр. Тенианого, сложенная протерозойскими породами верхней серии. Шарнир антиклинали, совпадающий с осевой частью хр. Тенианого, испытывает частые погружения и воздымания, вследствие чего в некоторых участках на поверхность выведены кристаллические сланцы и гнейсы нижней серии протерозоя. В поперечном сечении антиклиналь асимметрична. В северо-восточном более крутом крыле углы падения изменяются от 60 до 70°, в юго-западном они не превышают 45°. Для мелких складок в протерозойских отложениях характерны складки волочения. Антиклиналь осложнена внедрением интрузивных массивов нижнемеловых гранитов и многочисленными разрывами.

Известняки, сланцы и песчаники верхнего ордовика, силура, нижнего, среднего девона и нижнего карбона образуют широкие куполовидные, либо несколько удлиненные брахиморфные складки, крылья которых падают под углом 25—40°. Иногда отмечается сочетание коробчатых и нормальных пологих складок с изоклинальными сложно построенными и резко асимметричными складками, осложненными мелкой, зачастую дисгармоничной складчатостью. Разрывные нарушения среди палеозойских образований развиты слабее, чем в породах протерозойского комплекса.

В центральной и северо-восточной части Уэленского поднятия четко выделяется Велькильский блок. Этот блок обладает синклинальным строением и расположен в бассейне р. Чегитунь. Осевая часть этой структуры образована отложениями карбона, простирающимися в северо-восточном направлении. Северо-западнее этих отложений прослеживаются девонские образования того же простирания, которые еще далее на северо-западе сменяются ордовикскими и силурийскими. Эти породы протягиваются от верховьев р. Утавээм в район горы Велькиль

и затем уходят в сторону Аляски. Структура окружена со всех сторон зонами разломов, разбита многочисленными мелкими дизъюнктивными нарушениями, а в своей центральной части прорвана интрузиями нижнемеловых гранитов.

В северо-западной части блока падение пород более крутое по сравнению с юго-восточной его частью. В пределах этого блока отмечается ряд более мелких складок длиной 10—15 км, шириной 3—8 км, с углами падения крыльев 24—40°. Ориентированы они также в северовосточном направлении. Наиболее крупной является антиклинальная складка, расположенная в юго-восточной части блока, сложенная нижне- и среднедевонскими породами. Ордовикские и силурийские известняки собраны в куполовидные и коробчатые складки с углами падения крыльев 20—25°. Известняки, песчаники и сланцы девона и карбона образуют широкие изометричные складки с тупыми периклинальными и центроклинальными окончаниями.

Сенявинское поднятие, расположенное в самой южной части Чукотского полуострова, по зоне глубинных разломов граничит с Мечигменским прогибом, расположенным севернее этого поднятия; западная и северо-западная границы поднятия маскируются эффузивными образованиями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В строении поднятия принимают участие породы того же древнего комплекса, что и в Уэленском поднятии. В пределах Сенявинского поднятия четко обособляются разделенные друг от друга тектоническими контактами Центральный блок и Этляпетльская антиклиналь. В строении первого главная роль принадлежит протерозойским образованиям фундамента массива; вторая сложена палеозойскими породами, образующими чехол. Строение Центрального блока имеет антиклинальный характер. Центральная часть этой структуры сложена гнейсами, кристаллическими сланцами и мраморизованными известняками нижней части верхней серии протерозоя; периферийные участки образованы самыми верхними частями этой серии, иногда перекрытые меловыми эффузивными образованиями. Простирание протерозойских толщ субширотное с некоторым отклонением на северо-запад. Вся структура протягивается на 150 км от бухты Ленкигней на востоке, через среднее течение р. Каатап, в бассейны рек Курупки и Нунямувеем на западе. Ширина этого блока достигает 50 км. Протерозойские породы интенсивно дислоцированы, собраны в мелкие дисгармоничные складки запад-северо-западного, близкого к широтному, простирания. Изредка наблюдаются складки других направлений, но общий характер нарушений сходен со структурами Северного блока Уэленского поднятия. Обычны интенсивная плойчатость и гофрировка. Разрывные нарушения не только ограничивают блок со всех сторон, но и расчленяют его на части. Протерозойские образования в южной части блока прорваны интрузиями меловых и палеогеновых гранитоидов.

Этляпетльская антиклиналь занимает северо-восточную часть поднятия. Она протягивается в северо-восточном направлении более чем на 50 км, при ширине около 30 км, от бухты Пенкигней долагуны Гетлянен. В строении антиклинали принимают участие нижне- и среднедевонские известняки и сланцы. Строение ее симметричное, углы наклона крыльев колеблются от 10 до 50°. Палеозойские отложения образуют широкие брахиморфные складки. Антиклиналь осложнена многочисленными разломами и прорвана нижнемеловыми гранитои-

Мечигменский прогиб, занимающий центральную часть Восточно-Чукотского массива, протягивается на 250 км от Мечигменского залива на юго-востоке, где его ширина наименьшая (около 50 км), до Колю-

чинской губы на северо-западе, где он расширяется до 150 км. История развития Мечигменского прогиба тесно связана с глубинными разломами. В поперечном разрезе строение прогиба резко асимметричное; северо-восточное его крыло более крутое, чем юго-западное. Прогиб сложен разнообразным комплексом пород. Наиболее широко развиты полимиктовые песчаники и глинистые сланцы нижнего триаса, на которых, по-видимому, несогласно залегают песчано-сланцевые отложения поздней юры и раннего мела (лоренская свита), пользующиеся весьма незначительным распространением среди осадочных образований, выполняющих прогиб. Выше несогласно залегают эффузивы позднего мела и палеогена. Осадочные породы смяты в систему синклинальных и антиклинальных складок, которые в восточной части прогиба обладают северо-западным простиранием, а в центральной и запалной — северо-восточным. В восточной части прогиба углы падения пород на крыльях складок достигают 20—45°, а в западной 50—70°. Вероятно, изменение простирания складчатости можно объяснить неровностью поверхности фундамента, небольшие и редкие фрагменты которого в виде мелких выступов протерозоя иногда наблюдаются среди мезозойских отложений.

Широким развитием пользуются разрывные нарушения. Наиболее крупные из них являются глубинными корового типа и имеют характер тектонических швов, определяющих границы Мечигменского прогиба. В частности, северо-восточная граница этого прогиба, представленная подобным швом, протягивается более чем на 200 км начинаясь около устья р. Лорен на юго-востоке до верховьев р. Тенианваам на северо-западе и продолжается в акватории Восточно-Чукотского и Берингового морей. Этот шов представляет собой серию крутопадающих, кулисообразно заходящих друг за друга разрывных нарушений северо-западного простирания длиной до 50 км и углами падения сбрасывателей 60—90°. Разломы фиксируются интрузиями габбро-диабазов и гранитоидов, часть которых в результате повторных подвижек интенсивно катаклазирована. На некоторых участках по разломам осадочные образования контактируют с метаморфическими породами палеозоя и протерозоя.

Юго-западная граница Мечигменского прогиба также представлена зоной разломов, но часто ее положение маскируется молодыми покровами эффузивов. В бассейне рек Леурваам и Этурервеем, т. е. примерно в центральной части Чукотского полуострова, разломы северозападного простирания хорошо прослеживаются на десятки километров по контактам эффузивов и песчано-глинистых образований поздней юры и раннего мела, а также по наличию интрузий как основных, так и кислых и многочисленных зон дробления. Некоторые разломы северовосточного направления являются более молодыми по отношению к северо-западным, так как пересекая последние смещают их; длина их не превышает 20—30 км. Особенно широко распространены разломы северо-восточного простирания в той части Мечигменского прогиба, которая примыкает к Вельмайскому поднятию. Разделяют эти структуры также разломы северо-восточного простирания. Возраст разломов различен. Наряду с разломами, заложившимися в палеозое, определившими главнейшие структурные элементы Мечигменского прогиба, наблюдаются разломы более молодые, по которым в начале мезозоя происходило внедрение интрузий габбро-диабазов. Часть разломов подновлялась в еще более позднее время, служа каналами для излияния многочисленных эффузивных образований позднего мела и палеогена.

Наличие большого числа различных по величине, возрасту и простиранию дизъюнктивных нарушений, разбивающих крупные структур-

ные элементы Восточно-Чукотского массива на ряд мелких, различно ориентированных блоков, наряду с многочисленными интрузивными и эффузивными образованиями создают чрезвычайно сложную, мозаичную картину его геологического строения.

Раучуанский прогиб

Среди крупных структурных элементов Чукотской складчатой области особое положение занимает Раучуанский прогиб, расположенный примерно в центральной части этой области и разделяющий Анюйскую и Чаунскую складчатые зоны (см. рис. 52). Размер этой структуры, охватывающей бассейн р. Раучуа и часть побережья Чаунской губы имеющей изометрическую форму, достигает 35—37 тыс. км² (длина 220 км, ширина 170 км).

Раучуанский прогиб является внутренней структурой Чукотской складчатой области, возникшей в поздний этап ее геосинклинального

развития.

Прогиб выполнен морскими осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями волжского, бериасского и валанжинского ярусов, достигающими максимальной мощности 2500 м в его центральной части; в краевых частях мощность этих отложений резко уменьшается, и появляются подстилающие их верхнетриасовые отложения. На восточном побережье Чаунской губы прогиб срезается субмеридиональным разломом. На западе, в бассейне р. Ольвергыргываам, прогиб также ограничен системой разломов, но в нижней части бассейна р. Раучуа граница между формациями триаса и породами юры и нижнего мела имеет сложные извилистые очертания, подчеркивающие несогласие и наложенный характер структуры. Юго-восточное продолжение Раучуанского прогиба маскируется покровами эффузивов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, а северо-западное — прибрежными четвертичными отложениями и водами Восточно-Сибирского моря.

Прогиб разделен Эльвенейским антиклинальным поднятием на две резко неравные части, отличающиеся друг от друга своеобразием тектонических структур. Коневаамская синклиналь, или мульда (Тильман, 1962), расположенная к северо-востоку от Эльвенейского поднятия, охватывает район правобережья Раучуа, западного и восточного побережья Чаунской губы, сложена верхнеюрскими — нижнемеловыми отложениями, смятыми в линейные складки северо-западного простирания, с углами падения до 40°. На восточном побережье Чаунской губы бериасские и валанжинские отложения дислоцированы в симметричные складки шириной от 200 до 1000 м (редко более), с углами падения крыльев не более 20°. Эти складки нарушены дизъюнктивами, обычно с небольшой амплитудой смещения и, очевидно, являющимися оперяющими нарушениями крупного субмеридионального разлома, по которому граничат валанжинские и триасовые отложения на восточном берегу губы. В междуречье Ольвергыргываам — Наглёйнынвеем нижнемеловые отложения смяты в линейные складки северо-западного простирания, длина которых достигает 60 км, а ширина не более 15 км; углы падения крыльев 15—30°. На крыльях синклиналей и антиклиналей развита дополнительная, более интенсивная складчатость, особенно характерная для песчано-сланцевых отложений утувеемской свиты. На западном побережье Чаунской губы характер дислокаций несколько меняется. Здесь бериасс-валанжинские отложения смяты в мелкие асимметричные, часто опрокинутые, сундучные и другие формы складок, нарушенные многочисленными разрывами. Простирание складок здесь изменяется на северо-восточное.

В западной части прогиба наиболее четко выражена **Нуаткивеемская синклиналь**, протягивающаяся в северо-западном направлении от среднего течения р. Ромоваам. Длина синклинали достигает 50 км, максимальная ширина 20 км, центральная часть структуры выполнена кварцево-полевошпатовыми песчаниками нижнемеловой погынденской свиты, а крылья — терригенными отложениями поздней юры и мела. Эти отложения также смяты в складки шириной 4—8 км, но они уже не имеют столь четко выраженной линейности, как в пределах Коневаамской синклинали. Складки обычно симметричные, с углами падения крыльев от 15 до 30°.

Эльвенейское поднятие прослеживается от низовьев р. Раучуа до среднего течения р. Коневаам, где оно, вероятно, периклинально замыкается. Поднятие ограничено разломами северо-западного простирания; протяженность некоторых из них достигает 120 км, на отдельных участках сочленение носит характер флексурного перегиба. Ширина поднятия на всем его протяжении (120 км) колеблется в пределах 15—20 км. Центральная часть поднятия сложена главным образом песчаниками и сланцами нижнего—среднего триаса, реже норийскими терригенными породами. Триасовая толща дислоцирована в линейные складки северо-западного простирания шириной 1,5—3 км, с углами падения на крыльях 20—45°; в существенно сланцевых пачках обычно развивается мелкая дополнительная складчатость.

Магматические проявления в пределах Раучуанского прогиба незначительны. Небольшие гранитоидные массивы раннемелового возраста приурочены главным образом к юго-западному борту прогиба и

контролируются разломами, ограничивающими этот прогиб.

Наложенные структуры

Среди структурных элементов Чукотской складчатой области выделяются участки, сложенные современными рыхлыми осадками и представляющие молодые, развивающиеся и в настоящее время тектонические впадины. К ним относятся преимущественно прибрежные низменности, в образований которых главную роль играли новейшие тектонические движения. Они обычно приурочены к глубоко врезанным заливам и бухтам. В числе наиболее крупных структур выделяются впадины: Чаунская, Ванкаремская, Ионийская и залива Креста.

Чаунская впадина расположена в пределах Раучуа-Чаунской низменности и полностью охватывает Чаунскую губу и о. Айон. Образование ее, очевидно, произошло в раннечетвертичное время. Выполнена впадина рыхлыми горизонтально лежащими четвертичными отложениями, максимальная мощность которых отмечается в низовьях р. Чаун и на о. Айон (до 120 м). На юге Чаунской губы рыхлые отложения,

выполняющие впадину, имеют незначительный наклон к северу.

Ванкаремская впадина расположена в пределах Ванкаремской низменности (нижнее течение рек Ванкарем и Кымынывеем). Она выполнена преимущественно ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями верхнего отдела четвертичной системы. Вдоль берега Чукотского моря распространены ледниково-морские отложения среднего отдела и морские отложения верхнего отдела. Морские косы сложены современными морскими образованиями. Вероятно, рассматриваемая структура представляет часть более крупной впадины, расположенной в акватории Чукотского моря.

Общая мощность четвертичных отложений в пределах Ванкаремской впадины составляет 180—200 м. Слабее развиты озерно-аллювиальные отложения верхнего отдела четвертичной системы и современ-

ные озерные и аллювиальные образования.

Ионийская впадина располагается в прибрежной полосе Колючинской губы, являясь восточным продолжением Ванкаремской впадины. Она прослеживается вдоль нижней части бассейна р. Ионивеем. Преимущественным распространением здесь пользуются ледниково-морские отложения среднего отдела четвертичной системы и морские верхнечетвертичные образования. Водно-ледниковые отложения отдела распространены слабее.

Впадина залива Креста расположена по восточному и западному берегам залива Креста в пределах Конергинской и Койнатхунской низменностей. На западном берегу залива Креста впадина выполнена преимущественно ледниково-морскими отложениями среднего отдела четвертичной системы. Ниже по разрезу в отдельных участках обнажаются нижнечетвертичные доледниковые, озерно-аллювиальные

среди которых встречаются прослои и линзы лигнитов.

На восточном берегу залива преимущественным развитием пользуются верхнечетвертичные ледниковые и ледниково-морские образования. Морские, ледниково-морские и ледниковые среднечетвертичные образования, а также морские и озерные осадки верхнего отдела четвертичной системы и современные образования развиты в пределах впадин слабее. Рыхлые отложения, выполняющие впадины, залегают горизонтально.

История развития Чукотской складчатой области берет свое начало с раннего триаса (возможно с конца перми), когда на складчатом основании, вероятно герцинского возраста (среди палеозойских пород, еще имелись отдельные выступы протерозоя), начали формироваться крупные прогибы, в которых накапливались терригенные толщи триасовых осадков. Накопление осадков сопровождалось проявлениями магматизма, в отдельных участках появлялись туфогенные образования, внедрялись пластовые интрузии габбро-диабазов. К началу верхнего триаса началось поднятие и расчленение геосинклинали, наметилось обмеление моря, произошла заметная перестройка тектоническогоплана. Вся Чаунская зона и большая юго-западная часть Анюйской зоны претерпели поднятие. Морской бассейн сохранился лишь на площади Раучуанского прогиба и прилегающей к нему северо-восточной части Мачваамского синклинория. Сколько-нибудь выраженных складчатых движений в это время, видимо, еще не было, так как отложения ранней юры согласно залегают на норийско-рэтских образованиях.

Однако уже с ранней юры четко наметились различия в истории развития Анюйской и Чаунской зон. В первой из них широко и в полном объеме развиты отложения первого и второго структурных ярусов; отложения третьего яруса не установлены. В Чаунской зоне первый структурный ярус представлен только отложениями триаса, более высокие горизонты его здесь полностью отсутствуют. Породы второго структурного яруса развиты на очень ограниченных площадях и имеют небольшую мощность. Угленосные отложения третьего яруса представ-

лены здесь наиболее полно.

Крупные тектонические движения на площади Чукотской геосинклинали произошли в конце поздней юры (кимеридж) и совпадали с ранними движениями в Яно-Колымской геосинклинали. В это время отложения первого структурного яруса были смяты в складки, появились антиклинальные структуры и поднятия, крупные дизъюнктивные нарушения, вероятно внедрились наиболее ранние гранитоиды. Тектонические движения в первой половине раннего мела привели к дальнейшему усложнению структур Чукотской складчатой области, появлению новых и подновлению ранее существовавших разломов, по которым происходили перемещения крупных блоков относительно друг друга. С этим временем связано формирование многочисленных гранитоидных интрузий. В первой половине раннего мела в ряде небольших межгорных впадин происходило накопление угленосных моласс, среди которых большую роль играют вулканогенные породы.

Конец нижнего и поздний мел являются эпохой бурного развития вулканогенных процессов. В это время происходили обильные излияния различных лав, чередующихся с туфогенными породами. С этим же периодом связано внедрение верхнемеловых интрузий гранитоидного состава. Магматическая деятельность в меньшем объеме продолжалась и в палеогене. Наконец, самые молодые движения в четвертичное время привели к новым блоковым подвижкам и к обособлению ряда

впадин.

Своеобразие геологического строения и развития Чукотской складчатой области определило и некоторые особенности ее металлогении. Для нее характерен очаговый характер размещения золотоносности в отличие от линейного, свойственного Главному Колымскому золотоносному поясу. Здесь золоторудные проявления пространственно тяготеют к пластовым интрузиям габбро-диабазов и к мощным зонам сульфидизации.

Особое положение занимает золотое оруденение близповерхностного типа. Этот тип оруденения генетически связан с вулканической деятельностью в пределах собственно Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и в тех участках Чукотской складчатой области, которые

являлись полями локальных вулканических излияний.

Своеобразие металлогении Чукотской складчатой области выражено в наличии благоприятных геологоструктурных условий для оловянного и вольфрамового оруденения. Здесь оказались более благоприятные условия и для формирования россыпных месторождений касситерита. Вольфрамовая минерализация зачастую образует комплексное вольфрамо-оловянное оруденение. Для Чукотской складчатой области характерно ртутное оруденение, пространственно и, видимо, генетически связанное с проявлениями вулканической деятельности.

В пределах рассматриваемой складчатой области известны также находки полиметаллических руд, пространственно связанных с выходами фундамента, имеются признаки молибденового и оловянного оруде-

нения, приуроченного к вулканогенным формациям.

Каменноугольные месторождения, выявленные в орогенных впадинах и прогибах, связанных с лагунно-континентальными образованиями мела, позволяют считать Чукотскую складчатую область перспективной и в отношении угленосности, а специфичность развития Раучуанской впадины и, вероятно, Мечигменского прогиба позволяет предполагать о их возможной нефтегазоносности.

Характерным для Чукотского полуострова является наличие термальных источников, которые, по-видимому, связаны с молодыми эф-

фузивными образованиями.

Весь изложенный выше фактический материал свидетельствует о глубоко специфических условиях развития Чукотской складчатой области. Близко расположенный фундамент, сложенный докембрийскими и палеозойскими породами, сильно редуцированный чукотский геосинклинальный комплекс, блоково-складчатое строение области позволяет рассматривать ее как своеобразную эпикратонного типа геосинклиналь, развивавшуюся на неглубоко залегающем жестком основании.

ОХОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

К Охотской складчатой области принадлежит обширная территория, расположенная к югу и юго-востоку от области развития более ранних мезозоид Северо-Востока, Колымо-Омолонского и Охотского массивов. На юго-востоке она граничит с кайнозойскими складчатыми сооружениями Олюторского прогиба и Восточной Камчатки. На северозападе и севере Охотская область отделяется от соседних структур вулканитами Охотско-Чукотского пояса, в большинстве своем, перекрывающими зону сочленения материкового блока континентальной коры Северо-Востока с земной корой переходного типа внутренней зоны Тихоокеанского подвижного пояса (Косминская и др., 1965). Эта граница отчетливо прослеживается в верхней части бассейна р. Анадырь, по правобережью р. Пенжины, на п-ове Тайгонос и северном побережье Охотского моря, по протяженным линейным положительным магнитным аномалиям и гравитационной ступени. Она имеет шовный характер и фиксируется глубинными разломами. Одним из выражений этой зоны могут служить многочисленные тела гранитоидов, образующих протягивающийся почти на 3000 км интрузивный пояс.

С Яно-Колымской складчатой областью охотиды имеют торцовое сочленение. На Чукотке соотношения с ранними мезозоидами более сложны. В верховьях Анадыря эти структурные области имеют торцовый характер сочленения по разлому. В восточной части, в верховьях левых притоков Анадыря, по рекам Белой, Танюреру, Канчалану, с юговостока на северо-запад происходит постепенное затухание охотид. В этой связи отложения раннего этапа (валанжин) здесь приобретают грубообломочный молассоидный характер и резко сокращаются в мощности. В юго-восточной части Чукотской складчатой области их аналогом являются молассы и вулканиты, выполняющие наложенные впа-

дины.

С Олюторским прогибом граница Охотской складчатой области выражена отчетливо и проходит по глубинному Вивникскому разлому (Титов, 1961), положение которого подчеркивают интенсивные положительные магнитные и гравитационные аномалии.

Складчатые структуры Охотской области возникли в результате орогенических движений, происходивших в конце мела и завершивших длительный цикл геотектонического развития ряда геосинклинальных прогибов. Область проявления позднемеловой складчатости восточной окраины Северо-Востока многие исследователи относят к кайнозоидам или альпидам. Такое решение вопроса идет в разрез с фактическими данными, исключает важный этап развития этого сегмента земной коры, завершившего геосинклинальный цикл образованием складчатых структур. Собственно кайнозойские тектонические структуры на Северо-Востоке занимают незначительную площадь и образуют относительно узкую внутреннюю зону Тихоокеанского подвижного пояса.

Структурный план Охотской области резко дискордантен мезозоидам Северо-Востока. Простирание складчатых зон этой области имеет господствующее северо-восточное направление и они образуют дугообразный складчатый пояс, выпуклой стороной обращенной к северо-западу и северу. Северо-восточный фланг охотид расположен на левобережье Анадыря и в северо-восточной части Корякского нагорья. На восток и юго-восток они продолжаются в акватории Берингова моря. Югозападный фланг в значительной мере скрыт водами Охотского моря. На побережье последнего сохранились лишь незначительные участки на п-ове Тайгонос и в прибрежной части северного Приохотья. Югозападное продолжение охотид устанавливается, по геофизическим дан-

ным (Косминская и др., 1963), между Охотским массивом на севере и Центрально-Охотским массивом (Красный, 1956) на юге. Здесь выделяется полоса утолщения осадочной оболочки земной коры до 5 км. которая, вероятно, принадлежит структурному комплексу охотид. И. П. Косминская и др. (1963) предполагают, что увеличение мощности осадочных образований объясняется существованием здесь Западно-Охотского и Северо-Охотского прогибов. Интерпретируя результаты геофизических работ, выполненных по программе МГГ, можно предполагать, что юго-западным продолжением структур Охотской складчатой области являются позднемезозойские складчатые зоны Нижнего Приамурья и о-ва Сахалина; по-видимому, охотиды огибают с севера, запада и востока гитотетический Центрально-Охотский массив, представляющий собой, по всей вероятности, срединный массив в Охотской: складчатой области. Выходы меловых отложений на западе Камчатского полуострова образуют восточное обрамление этого массива. Вывод о продолжении складок на юго-запад, под водами Охотского моря, подтверждается также материалами аэромагнитных съемок (Соловьев, Гайнанов, 1963).

К аналогичному выводу о существовании позднемезозойской складчатости в границах Охотского региона пришел М. С. Марков (Марков и др., 1967). К области верхнемеловой (ларамийской) складчатости, основываясь на подробном анализе тектоники и истории развития этого региона, он относит районы западной Камчатки, Сахалина и Сихотэ-Алиня, прогибы в акватории Охотского моря, а на северо-востоке Корякское нагорье.

Тектонические структуры Охотской складчатой области образуют пучок крупных складок, сжатый на юго-западе и расходящийся в пределах Корякского нагорья.

Наблюдающаяся в северо-восточной части Корякского нагорья виргация складок, по-видимому, вызвана огибанием жесткой погруженной структуры. Одним из важнейших и вместе с тем трудно разрешимых вопросов тектоники Охотской складчатой области, является вопрос о возрасте основания складчатого комплекса охотид. Судя по фрагментарным выступам палеозоя в Таловско-Майнском и Хатырском поднятиях, формационный состав которого близок одновозрастным отложениям Шантарских островов и бассейна р. Уды, можно допускать, что основание Охотского геосинклинального комплекса образуют, вероятно, палеозоиды Монголо-Охотского пояса (Л. И. Красный, 1960). Охотские структуры, по-видимому, в существенной степени наследуют их структурный план, имевших то же северо-восточное простирание.

Геосинклинальный комплекс охотид формировался в длительный отрезок геологической истории с триаса в западной Тауйско-Тайгоносской складчатой зоне и с поздней юры в Пенжинской и Центрально-Корякской зонах и завершился в конце мела. На границе мела и палеогена в результате всеобщей инверсии и складчатости сформировались тектонические структуры рассматриваемой складчатой области*.

В тектоническом строении рассматриваемой области исключительно важную роль играли согласные с простиранием основных структурных элементов глубинные разломы, протягивающиеся на многие сотникилометров.

^{*} Эти тектонические движения Н. С. Шатский (1957), Г. М. Власов (1958) называют камчатской складчатостью. По времени проявления она близка ларамийской фазе восточной части Тихоокеанского подвижного пояса.

Весьма примечательной особенностью охотид является резко выраженная зональность в размещении интрузивных комплексов. За исключением зоны ранней консолидации, к которой приурочены многочисленные интрузии гранитоидов, для остальной части Охотской области интрузии гранитов явление исключительно редкое. Сказанное подтверждается интрузиями гранитоидов, образующих крупные плутоны Золотого хребта, Ушканьих гор, а также в хр. Пекульней и на п-ове Тайгонос, приуроченные к внешним ее зонам и области затухания. Типичные плутонические тела, образующие интрузивные ряды, представлены здесь гипербазитами, габброидами и их дифференциатами. Этот характер магматизма сохранился на протяжении всего периода развития области и связан как с ранней постваланжинской, так и с общей более поздней инверсиями. Такое своеобразие магматизма можно объяснить особенностями глубинного строения земной коры переходной от континентальной к океанической.

Наиболее ранние высказывания о тектоническом положении рассматриваемого региона принадлежат Грэбо (1924), который выделил в Восточной Азии самостоятельную позднемеловую — третичную Ниппонскую геосинклинальную область. В дальнейшем С. В. Обручев (1937) юго-восточную часть Корякского нагорья и Камчатки включил в Корякско-Камчатскую дугу третичной складчатости. На более поздних тектонических схемах Корякское нагорье и бассейн р. Анадыря относились авторами к области проявления кайнозойской складчатости. Таковы схемы Н. П. Кропоткина и Н. П. Хераскова (1939), которые выделяли Анадырско-Камчатскую складчатую область. Н. С. Шатский (1957) эти районы вместе с Камчаткой и Сахалином, отнес к кайнозойской—камчатской складчатой области Тихоокеанского пояса.

Г. М. Власов (1958) область Восточно-Азиатских складчатых дуг объединил в группу Приохотских складчатых областей альпийской орогении. В этой группе им выделены внутренняя альпийская платформа «Охотия», ряд мелких срединных массивов, сложенных кристаллическими породами докембрия и осадками палеозоя, окраинный на границе мезозоид меловой — палеогеновый вулканический пояс и внутренняя «осадочная зона», которая охватывает часть побережья Охотского моря, Корякское нагорье и бассейн р. Анадыря. Последняя развивалась между мезозоидами на северо-западе и четвертичной геосинклиналью на юго-востоке, расположенной вдоль края платформы Тихого океана. Эта зона Г. М. Власова в большей своей части совпадает с выделяемой нами областью охотид.

По С. Н. Алексейчику (1962), складчатые сооружения мезо-кайнозойского возраста по периферии и в пределах акватории Охотского моря и в Корякском нагорье возникли из Ниппоно-Охотской геосинклинальной области. Б. Х. Егиазаров (1963) Корякское нагорье и прилегающие районы относит к мезо-кайнозойской Корякской складчатой системе.

В дальнейшем Б. Х. Егиазаров (1965) несколько изменил свои представления. Территорию Корякского нагорья он отнес к Корякско-Камчатской складчатой области, возраст которой принят им кайнозойским. В этой складчатой области нагорье выделено в самостоятельную геоструктурную единицу — Корякскую складчатую систему, которая является частью внутренней зоны. Тихоокеанского подвижного пояса. Придерживаясь взгляда о значительной роли палеозойских отложений, в особенности в восточной части нагорья, Б. Х. Егиазаров придает большую роль домезозойским складчатым сооружениям и выделяет ряд крупных структур, представляющих в современном срезе антиклинории (Пикасьваям, Хатырский, Майницкий, Научирынайский). Авторы на-

стоящей главы, основываясь на данных последних лет, палеозойским структурам в современной структуре Корякского нагорья не придают столь решающего значения. Выделенные Б. Х. Егиазаровым структуры сложены почти исключительно отложениями раннего мела, палеозойские же породы образуют мелкие тектонические блоки в зонах разломов.

Ю. М. Пущаровский (1966) выделяет Корякскую складчатую систему, в которую он включает и третичные структуры Олюторского прогиба. Корякская система, по Ю. М. Пущаровскому, принадлежит к внешней зоне кайнозойского Тихоокеанского тектонического кольца, причем в отличие от внутренних тектонических систем и областей, она прошла полный цикл развития. Ряд авторов (Васильев и др., 1959) этот регион выделяют в область позднемезозойской складчатости.

В Охотской складчатой области выделяются три крупные геотектонические зоны: Тауйско-Тайгоносская зона ранней консолидации, Пенжино-Анадырская и Корякская, а также Анадырский погребенный

массив.

Тауйско-Тайгоносская складчатая зона ранней консолидации

Эта зона, частично скрытая под водами залива Шелехова, образует узкую, протягивающуюся более чем на $500 \ \kappa M$ в северо-восточном направлении систему линейных складок. Ее фрагменты пают на полуостровах Тайгонос, Пьягина, Кони и на северном побережье Тауйской губы. На северо-восточном фланге она, вероятно, перекрыта неогеновыми отложениями наложенных впадин (северо-восток Тайгоноса) и вулканитами Охотско-Чукотского пояса (северное побережье Пенжинской губы). Судя по геофизическим данным, складчатые толщи Тауйско-Тайгоносской зоны перекрыты слабоуплотненными осадками Северного прогиба в акватории Охотского моря. На п-ове Тайгонос северо-западный фланг зоны по глубинному разлому сочленяется с тайгоносским докембрийским блоком. На юго-востоке она граничит с сильно перемятыми породами раннемеловой кремнисто-вулканогенной формации, включающей тела гипербазитов, Пенжино-Анадырской складчатой зоны. К северу от полуострова Пьягина и Кони граница Тауйско-Тайгоносской зоны отчетливо прослеживается по приуроченным к ней массивам гранитоидов, а также по линейным, сложного строения магнитным аномалиям шириною 10—40 км (Беляев и др., 1966).

На п-ове Тайгонос зона имеет общее синклинальное строение, причем юго-восточное крыло ее срезается глубинным разломом, к которому приурочен Восточно-Тайгоносский массив гранитоидов, узкой полосой прослеживающийся в северо-восточном направлении более чем на 200 км.

Складчатый геосинклинальный комплекс Тайгоносского отрезка зоны слагают морские терригенные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы мощностью более 15 000 м (Г. Е. Некрасов, 1967 г.; Л. И. Тихомиров, 1963 г.), возрастной диапазон которых охватывает время от среднего триаса до конца раннего мела, когда окончательно были сформированы складчатые структуры. В дальнейшем Тайгоносский отрезок испытывал блоковые движения. В кайнозое здесь образовались наложенные впадины.

Нижняя часть геосинклинального комплекса включает толщу пород триаса, нижней, средней и верхней юры до волжского века включительно. Она представлена песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, частично вулканомиктовыми, с пачками туфов и лавами андезитов и базальтов. Внутри этой толщи мощностью 6000 м существуют перерывы и местные размывы. По-видимому, эта часть комплекса

отвечает раннему этапу развития зоны и образует ее нижний структурный ярус. К среднему ярусу (волжский век — готеривский век) относятся преимущественно средние и основные лавы и обломочные вулканические породы, среди которых встречаются липариты и дациты. Осадочные породы представлены грубозернистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами и редко глинистыми сланцами с примесью вулканогенного материала. В верхах толщи преобладают грубообломочные породы, а также угленосные отложения с пластами каменных углей. Общая мощность этой части геосинклинального комплекса около 7000 м. После готерива последовала инверсия, в резуль-

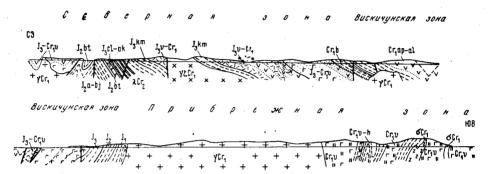


Рис. 54. Геологический разрез Тауйско-Тайгоносской складчатой зоны на п-ове Тайгонос. Составил Г. Е. Некрасов, 1967 г.

гонос. Составил 1. Е. Пекрасов, 1967 г. J_1 — туфы андезитов, базальтов, песчаники, кремнистые сланцы, алевролиты; J_2 — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, туфо среднего и основного состава, кремнистые сланцы; J_3 — лавы и туфы основного и среднего состава, песчаники, туфоалевролиты, глинистые и углистые сланцы; J_3 кт — туфоалевролиты, туфогенные и глинистые сланцы, песчаники, андезиты, базальты; J_3 с-Сг, — андезиты, базальты, туфы; J_3 -Сг, — лавы и туфы основного, среднего и кислого состава; C_1 v — спилиты, базальты, туфы основного состава, песчаники, кремнистые породы; C_1 -v-h — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, кремнистые породы; C_1 -v-h — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы; C_1 -андезиты, туфы андезитов, туфопесчаники, конгломераты, глинистые сланцы; C_1 -андезиты, туфы андезитов, песчаники, конгломераты, алевролиты, глинистые сланцы; C_1 -андезиты, туфы андезитов, песчаники, конгломераты, алевролиты, глинистые сланцы, пласты угля; C_1 -г граносиениты; C_1 -г гранитонды; C_1 -г габбро; C_1 -г гипербазиты

тате которой были смяты в линейные складки породы нижнего и среднего структурных ярусов.

Верхняя часть комплекса сложена толщей апт-альбских наземных вулканогенных и вулканогенно-осадочных, вверху угленосных, образований мощностью 4000 м. Породы верхнего структурного яруса залегают с размывом и несогласно на нижележащих, они развиты в центральной части зоны и, по-видимому, выполняют наложенные впадины.

В юго-восточной части п-ова Тайгонос, по Г. Е. Некрасову (1967 г.), отчетливо выделяется три структурно-формационные зоны. На северозападе расположена Северная зона, в центральной части Вискичун-

ская и на юго-востоке Прибрежная (рис. 54).

Оба края Северной зоны, образующие крупную моноклиналь наклоненную на юго-восток, срезаются разломами, причем на северо-западе, на границе с Тайгоносским блоком наблюдаются терригенные отложения верхней перми, подстилающие триасово-юрские породы. Пермские отложения относятся, по-видимому, к образованиям основания геосинклинального комплекса. Породы триаса и юры смяты в мелкие линейные антиклинальные и синклинальные складки, прослеживающиеся в северо-восточном направлении на десятки километров; ширина их 10 км и более. Крылья складок, как правило, осложнены флексурообразными перегибами и крутопадающими сбросами со смещением по вертикали на 200—300 м. Они осложнены симметричными линейными складками второго порядка с размахом крыльев до 1—4 км. Мелкие складки обычно узкие, часто с острыми замками, запрокинуты к юго-востоку. Углы наклона крыльев складок второго порядка редко превышают 40—50°, у мелких складок они достигают 70—80°. На северо-западном крае моноклинали выделяются кулисообразно расположенные асимметричные синклинальные складки, сложенные позднеюрско-раннемеловыми вулканитами. Центральная ее часть образует полосу, ограниченную разломами, шириной около 25 км. В ней позднеюрские и раннемеловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы наклонены к юго-востоку под углом 15—30°. В зоне разломов развиты флексуры с крутыми падениями слоев и узкие приразломные складки. Среди сильно перемятых пород залегают многочисленные интрузивные тела.

На юго-востоке моноклинали сформировалась синклиналь, выполненная вулканогенными и угленосными отложениями нижнего мела. Ее ось круто погружается в юго-западном направлении, центриклинально замыкаясь на северо-востоке.

Расположенная юго-восточнее Вискичунская структурно-формационная зона характеризуется резко выраженным вулканогенным составом слагающих ее формаций общей мощностью более 10000 м. Зона представляет собой грабен-синклиналь, верхний структурный ярус которой сложен апт-альбскими наземными вулканическими образованиями и континентальными осадочными и угленосными отложениями. Вискичунская грабен-синклиналь (Заборовская и др., 1965) расчленена согласными разломами на ряд параллельных зон, представляющих сочетание относительно пологих (с углами падения 20-25°) моноклиналей и крутых флексур, углы наклона пород в которых колеблются от 40 до 85°. К зонам флексур приурочены небольшие тела гранитоидов. Широко развиты мелкие очень сложной морфологии приразломные складки с размахом крыльев 50—500 м. В юго-восточном, более крутонаклонном, крыле грабен-синклинали, наряду с моноклиналями и флексурами, развиты наклонные и опрокинутые к юго-востоку мелкие складки. Для юго-восточного крыла грабен-синклинали указывается резкое сокращение мощности раннемеловых отложений. Центральная часть грабен-синклинали рассечена зоной разломов (Вискичунская зона по Маркову и др., 1965). Внутри нее выделяется главный разлом и параллельный ему широкий пояс (до 8 км) пластовых интрузий долеритов, прорванный дайками и цепочками массивов гранитоидов. Породы в зоне разлома подвержены интенсивному смятию, дроблению, превращению в милониты и тектонические брекчии и подвержены зеленокаменным изменениям. Наряду с дизъюнктивами сбросового характера выделяются разрывы типа надвигов со смещением масс на юговосток на 2-3 км. По-видимому, зона разломов представляет собой оперяющий разлом более мощного структурного шва, вдоль которого происходит сочленение Тауйско-Тайгоносской и Пенжино-Анадырской складчатых зон. Сказанное подтверждается строением расположенной юго-западнее Нейнегской структурно-формационной зоны. Последняя характеризуется исключительно сложными складчатыми и дизъюнктивными дислокациями. В верхнеюрском — нижнемеловом комплексе выделяются протяженные осложненные разрывными нарушениями складки, размах крыльев которых достигает 10—12 км. Вдоль северо-восточного фланга структурной зоны, по глубинному разлому, в конце раннего мела произошло внедрение огромного, трещинного плутона — Восточно-Тайгоносского гранитоидного массива. Здесь же, среди позднеюрских и меловых сильно перемятых и подверженных интенсивному метаморфизму пород, выделяются тектонические блоки складчатого основания, представленные перемятыми и метаморфизованными карбонатнотерригенными породами среднего карбона. Наиболее крупный блок длиной 15 км и шириной 4 км расположен в бассейне р. Кенгевеем. Блок ориентирован согласно с простиранием складчатых структур. Он ограничен Восточно-Тайгоносским массивом и разрывом, по которому сочленяется с породами верхней юры. Внутренняя структура блока характеризуется развитием линейных складок с размахом крыльев до 1—2 км и полос моноклинального падения пород, ограниченных разрывными нарушениями. Углы наклона пород колеблются от 20 до 75°.

На полуостровах Кони и Пьягина и на северном побережье Тауйской губы развиты осадочно-вулканогенные породы мощностью около 6000 м. Они образуют непрерывную серию морских отложений, начиная с карнийского до верхневолжского ярусов. В составе слоистой толщи, особенно в юрской ее части, преобладают вулканические породы, представленные лавами базальтов и андезитов и реже встречающимися липаритами, дацитами и вулканокластическими породами того же состава. Среди обломочных пород широко распространены грубозернистые разности, часто встречаются пласты и линзы конгломератов.

Рассматриваемая часть складчатой зоны имеет синклинальное строение. Она состоит из ряда складок близкого к широтному северозападного простирания с размахом крыльев 10—12 км, протягивающихся на десятки километров. На юге развиты крупные линейные складки, осложненные более мелкими, шириной от сотен метров до километра, зачастую сильно сжатые, асимметричные, с более пологими северо-восточными крыльями. В ядрах антиклиналей обнажаются лейасовые отложения, а в районе залива Забияка — верхнетриасовые, на крыльях — средне- и верхнеюрские. Севернее выделяется крупная синклиналь северо-западного простирания, мульда которой сложена верхнеюрскими вулканогенными породами.

Складчатые структуры сильно нарушены сетью различно ориентированных разрывных нарушений, среди которых преобладают северозападные и широтные. По некоторым крупным разрывам вертикальное смещение значительно, например, в толще умарской свиты, в обнажениях залива Забияка оно достигает 800 м. Иногда разрывы сильно осложняют складки, расчленяя их на мелкие блоки и клинья.

В южной части зоны проходит глубинный разлом, к которому приурочены массивы раннемеловых гранодиоритов Прибрежного ряда интрузий. Породы, вмещающие интрузии, интенсивно перемяты, в экзоконтактах они плойчаты и наряду с ороговикованием гранитизированы и гнейсированы.

Северное крыло зоны ограничено Магаданским глубинным разломом. В зоне Магаданского разлома в результате подвижек вдоль подновленных и вновь возникших разломов в течение позднего миоцена и в антропогене возникли ряд грабенов и впадин.

Пенжино-Анадырская складчатая зона

Эта зона образует относительно узкую систему линейных дугообразных складчатых структур, протягивающуюся более чем на 2000 км в северо-восточном направлении, а в бассейне р. Анадырь отклоняющуюся к востоку. Юго-западный фланг Пенжино-Анадырской зоны опущен и скрыт под водами залива Шелехова. На п-ове Тайгонос зона по глубинному разлому граничит с Тауйско-Тайгоносской зоной. Северо-восточная граница Пенжино-Анадырской зоны фиксируется покровами эффузивов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, причем вулканиты позднего и отчасти раннего мела в ряде мест перекрывают

структуры складчатой зоны. С другой стороны, в Мургальском антиклинории, в Пекульнейском поднятии, в верховьях левых притоков Анадыря, наблюдается постепенная смена раннемеловых эффузивов вулканогенного пояса геосинклинальными отложениями валанжина и готерива, а позднемеловых вулканитов — сенонскими. Морфология складчатых структур изменяется от напряженных линейных складок на юге до пологих брахиморфных складок на севере, в области перехода к вулканогенному поясу и чукотским мезозоидам. Здесь происходит затухание охотид, смена геосинклинальных формаций грубообломочными, переходными к континентальным угленосным и вулканогенным молассам, выполняющим наложенные впадины мезозоид, и покровным структурам вулканогенного пояса. Юго-восточная граница Пенжино-Анадырской зоны проходит по глубинному разлому, который отделяет ее от Корякской зоны.

Заложение геосинклинальных прогибов в этой зоне происходило в позднеюрское и раннемеловое время. Нижний структурный ярус (верхняя юра — валанжин-готерив) представлен широко распространенными вулканогенно-кремнистыми, вулканогенно-осадочными и терригенными формациями, которые в барреме были смяты в складки. Терригенные формации апт-альба и сеноман-турона, залегающие с угловым несогласием на предаптских отложениях, образуют второй структурный ярус. В альбе и туроне происходили складчатые движения, в результате которых сформировались структуры среднего яруса. В сеноне и дании в пределах Пенжино-Анадырской зоны существовал крупный прогиб позднего этапа ее развития, а выполняющие его мощные грубообломочные осадки образуют верхний структурный ярус.

В структурах Пенжино-Анадырской зоны особое положение занимает интрузивный магматизм. Здесь по внешней границе зоны четко выделяются ряды массивов гранитоидов Охотского комплекса, образующих вместе с аналогичными интрузиями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса Северо-Охотский пояс интрузий. Они образуют ряды в Мургальском антиклинории, в Пекульнейском и Золотогорском поднятиях. В геосинклинальных прогибах сформировались раннемеловые Пекульнейский и Куюльский комплексы ультраосновных и основных пород, тесно связанные с формацией кремнисто-вулканогенных пород, образующих протягивающийся почти на 800 км Таловско-Пекульней-

ский офиолитовый пояс.

Основными структурными элементами Пенжино-Анадырской зоны являются: Мургальский антиклинорий, Пенжинский прогиб, Таловско-Майнское, Пекульнейское, Золотогорское поднятия, широко представлены наложенные послескладчатые кайнозойские прогибы и впадины, а также покровы вулканогенных пород.

Мургальский антиклинорий прослеживается в северо-восточном направлении на 350 км от р. Тылхой на юго-западе до верховий р. Убиенки на северо-востоке. Ширина антиклинория изменяется от 15—25

до 60 *км*.

Северо-западное крыло антиклинория срезано почти на всем простирании Анадырским глубинным разломом. В интервале рек Хиузная — Мургаль — Тылхой — правобережье р. Оклан антиклинорий сочленяется по этому разлому с нижнемеловыми отложениями чехла Омолонского массива. Юго-восточное крыло антиклинория также осложнено крупными разрывными нарушениями и погружено под структуры северо-западного крыла Пенжинского прогиба.

В строении Мургальского антиклинория принимают участие морские терригенные и вулканогенно-кремнистые отложения валанжина и готерива и вулканогенно осадочные образования более высоких гори-

зонтов раннего мела, которые залегают на первых с угловым несогла-Слабо нарушенные позднемеловые вулканиты (эргываамская свита) и грубообломочные породы сеноман-турона и сенона залегают на раннемеловых несогласно. Отложения валанжина и готерива стью 5000—6000 м в результате инверсии в барреме были смяты в линейные складки. Они образуют центральную наиболее приподнятую часть антиклинория. Складки шириной от 3 до 6 км и крутым падением крыльев (50-60°) протягиваются на десятки километров. Иногда они асимметричные наклонные, опрожинутые с осевыми поверхностями, обращенными на юго-восток. Они осложнены мелкими сильно сжатыми, зачастую изоклинальными складками, занимающими обширные площади. Складки секутся многочисленными чаще согласными рывными нарушениями, к которым зачастую приурочены дайки дацитов и андезитов. В бассейне р. Хиузной наблюдается обширный участок моноклинального падения пород на юго-восток. На крыльях антиклинория послеготеривские грубообломочные и вулканогенные породы смяты в широкие с пологими падениями крыльев брахиморфные складки, простирающиеся в северо-восточном направлении.

Пенжинский прогиб принадлежит к наиболее крупным структурам Пенжино-Анадырской складчатой зоны *. На северо-западе прогиб граничит с Мургальским антиклинорием, а на юго-востоке с Таловско-Майнским поднятием. В юго-западном направлении структуры прогиба прослеживаются вплоть до Пенжинской губы. Далее на юг продолже-

ние прогиба скрыто под водами Пенжинской губы.

В северо-восточном направлении прогиб постепенно затухает, центриклинально замыкаясь в верховьях р. Чинейвеем, левом притоке р. Анадырь. В очерченных границах длина прогиба превышает 800 км, ширина его около 100 км. В юго-западной его части выделяется ряд структур второго порядка: Валижгенское поднятие, антиклинали полуостровов Елистратова и Маметчинского, Айнынская синклиналь и др.

Строение прогиба изучено крайне слабо, поскольку большая его часть закрыта отложениями кайнозойской впадины. В основании прогиба залегают сложно дислоцированные терригенные, со значительной примесью вулканогенного материала с слоями кремнистых пород и спилитов отложения валанжина и готерива (первый структурный ярус). Этот комплекс пород включает протяженные узкие тела гипербазитов и базитов. Породы дислоцированы в линейные складки, крылья которых осложнены более мелкими складками и многочисленными разрывными нарушениями. Углы наклона пород на крыльях изменяются от 40 до 90°.

На валанжин-готеривские отложения несогласно и с размывом налегают терригенные породы апт-альба и альб-сеноман-турона (второй структурный ярус). Между сеноман-туроном и апт-альбом установлено угловое несогласие и размыв. В Айнынской синклинали они образуют широкие с пологими крыльями простые брахискладки с горизонтальным залеганием пород в мульде. В антиклиналях п-ова Елистратова и особенно Маметчинского, в толще апт-альба и сеноман-турона наблюдаются узкие линейные складки с крутыми до вертикальных падениями крыльев.

Прогиб имеет асимметричное строение. Отложения апт-альба на северо-западном крыле выклиниваются, наблюдается заметное сокра-

^{*} Пенжинский прогиб впервые выделил В. А. Титов (1959, 1961); другие исследователи (Аникеев и др., 1957; В. Ф. Белый (1963); Егиазаров, 1963, 1966; И. П. Васецкий, 1962 г.) эту структуру считают синклинорием, а Γ . Г. Кайгородцев (1965) прогибом.

щение мощностей и преобладание грубообломочных пород в толщах сеноман-турона и сенона. На юго-восточном крыле прогиба, между реками Орловкой и Майн, отложения апт-альба, смятые в неширокие простые складки с углами наклона крыльев 25—30°, трансгрессивно налегают на верхнеюрские породы. Значительно более интенсивно дислоцированы, часто поставлены на голову и разорваны дизъюнктивами слои апт-альба к югу от Валижгенского поднятия и на Маметчинском полуострове.

Толща конгломератов, песчаников и алевролитов сеноман-турона мощностью более 2000 м образует широкую полосу на северо-западном склоне прогиба, протягивающуюся на северо-восток более чем на 200 км. Она образует слабо волнистую моноклиналь, полого (10—15°) наклоненную к центру прогиба. В юго-западной части прогиба осадки сеноман-турона мощностью около 1200 м, с базальными конгломератами в основании (300 м) на побережье Пенжинской губы смяты в сжатые, а иногда в изоклинальные мелкие складки и слабо дислоцированы к северу от устья р. Белой, левого притока р. Пенжины.

Верхний структурный ярус прогиба сложен толщей сенона, трансгрессивно залегающей на различных, более древних образованиях.

На северо-востоке, в зоне замыкания прогиба, в толще сенона (мощность 1500—2000 м) значительная роль принадлежит лавам и пирокластическим образованиям, которые постепенно замещают осадочные породы.

На юго-восточном крыле прогиба мощность сенона возрастает до 2000—3000 м. Только на Валижгенском поднятии мощность сокращается до нескольких сотен метров, причем морские фации замещаются континентальными, с базальными конгломератами мощностью до 400 м. К югу от Валижгенского поднятия в это время формировалась обширная и глубокая впадина, в которой отложилась толща морских осадков мощностью 3000 м, причем ее верхняя часть представлена грубыми, молассового типа отложениями.

На большей части юго-восточного борта прогиба толща сенона образует пологую моноклиналь, обращенную к центру прогиба, с наклоном 15—25°. У разрывных нарушений, либо в зонах развития мелкой складчатости наклон слоев увеличивается. На северо-западном крыле прогиба И. П. Васецкий (1961 г.) указывает на еще более пологое залегание отложений сенона и развитие в них широких плоских складок.

Для Валижгенского поднятия характерны сложные складчатые структуры в толще раннего мела и простые в позднемеловых отложениях. Последние выполняют широкие мульды, ограниченные разрывными нарушениями. В поднятии выделяется ряд мелких приподнятых блоков палеозойских, позднетриасовых и юрских пород, интенсивно дислоцированных и расчлененных разломами. Обилие различно ориентированных разломов, секущих поднятие, красноречиво говорит о близости фундамента и складчато-блоковом его строении. На южном и юго-восточном склонах Валижгенского поднятия отложения готерива и апт-альба смяты в брахиморфные складки с пологими крыльями (рис. 55). Эти структуры постепенно переходят в Айнынскую и Маметскую синклинали. Одной из особенностей поднятия является развитие в его пределах покровов, потоков и эксплозивных образований ультраосновных лав, мелких штоков и трещинных тел гипербазитов доаптского возраста.

Айнынская синклиналь представляет собой широкую, открывающуюся на север и северо-запад отрицательную структуру. На ее жрыльях развиты отложения валанжина, апт-альба, сеноман-турона, не-

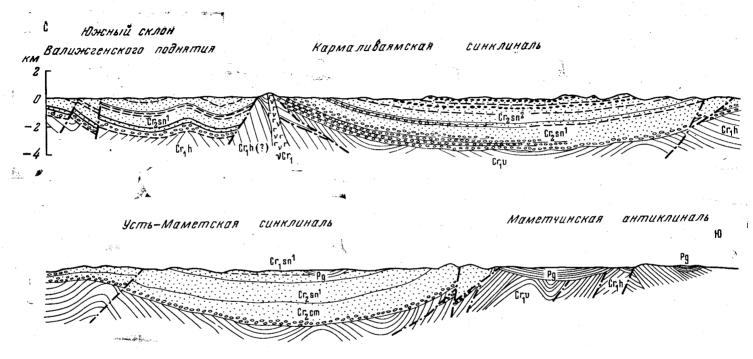


Рис. 55. Схематический геологический разрез меловых отложений восточного побережья Пенжинской губы между мысом Валижген и устьем р. Большой Оммайваям. Разрез составлен А. Ф. Михайловым с изменениями и дополнениями В. А. Титова Сг₁v — полимиктовые и туфогенные песчаники, эффузивы; Сг₁h — туфобрек чии, алевролиты, песчаники, туфы, кремнистые породы; Сг₂cm — конгломераты, песчаники и глинистые сланцы; Сг₂sn¹ — конгломераты, песчаники, угли и аргиллиты (быстринская свита); Сг₂sr² — песчаники, туфы, углистые аргиллиты, конгломераты (пиллалваямская свита); Руб — песчаники, аргиллиты, пласты угля; vCr₁ — основные и ультраосновные породы.

согласно перекрытые толщей сенона. Синклиналь в южном направлении центроклинально замыкается. К внутренней части Пенжинского прогиба шарнир Айнынской синклинали плавно погружается. В центральной части синклинали породы залегают очень полого (10—15°), на крыльях углы наклона достигают 25—30°.

На юго-западном погружении Валижгенского поднятия сформировалась сложно очерченная Маметская синклиналь, строение которой

аналогично Айнынской.

Особенностью строения Пенжинского прогиба является унаследованный характер его развития, приуроченность к зоне длительного погружения, продолжающегося вплоть до современной эпохи. Пенжинский прогиб наследовал валанжин-готеривский эвгеосинклинальный трог. В апт-альбе и сенон-туроне он получил четкие ограничения. В это время в нем накапливались терригенные формации миогеосинклинального типа. После предсенонских движений и начавшегося в раннем сеноне интенсивного погружения формационный состав выполнявших прогиб отложений постепенно приобрел молассовый характер, особенно в позднем сеноне. По-видимому, в сенонское время Пенжинский прогиб представлял собой тыловой прогиб Охотской геосинклинали.

Таловско-Майнское поднятие * расположено между Пенжинским прогибом на северо-западе и Корякской зоной на юго-восточное крыло поднятия опущено по глубинному разлому и перекрыто

эффузивами и рыхлыми отложениями Парапольского прогиба.

Таловско-Майнское поднятие протягивается на 850 км от побережья Пенжинской губы на северо-восток до р. Анадырь, имея ширину 20—50 км, где оно перекрывается рыхлыми отложениями Усть-Бельской впадины. Судя по полосе интенсивных положительных магнитных аномалий, продолжающихся на север, эта структура приобретает меридиональное простирание и продолжается к северу под четвертичными отложениями.

Строение Таловско-Майнского поднятия отличается большой сложностью. Наряду с меловыми отложениями в его пределах развиты палеозойские породы, массивы и дайки раннемеловых ультраосновных и основных пород. Палеозойские образования представлены терригенными и карбонатно-терригенными формациями ордовика и силура, среднего и верхнего девона, нижнего карбона и перми. В толще верхнего девона в Майнских, Понтонейских и Таловских горах выделяются породы вулканогенно-кремнистой формации с пластовыми телами габброидов, а в нижнем карбоне вулканогенно-осадочной формации. Верхняя часть палеозойского комплекса сложена терригенными и вулканогенноосадочными образованиями перми, залегающими несогласно на породах среднего палеозоя. В составе геосинклинального мезозойского комплекса выделяются отложения валанжина, готерива (нижний структурный ярус), апта и альба, сеномана, турона (средний ярус) и сенона (верхний ярус). Внутри этого комплекса имеются локальные и региоперерывы и несогласия. Незначительная роль в строении поднятия принадлежит отложениям верхнего триаса и средней юры, которые залегают с резким угловым несогласием на перми и в свою очередь несогласно перекрываются толщей валанжина.

Возникновение Таловско-Майнского поднятия связано с послеготеривской инверсией. Отложения апта и альба залегают здесь на валанжин-готеривских породах с угловым несогласием и мощными базальными конгломератами в основании. Местами на склонах поднятия на-

^{*} Майнская антиклиналь по В. Н. Верещагину (1959); антиклинорий по Ани-кееву Н. П. и др. (1959), И. П. Васецкому (1962), Б. Х. Егиазарову (1966) и др.

блюдаются незначительные несогласия между отложениями сеномана и апт-альба. Дислокации происходили также в предсенонское время и внутри сенона. Толща сенона, в сравнении с подстилающими ее отложениями, дислоцирована значительно слабее. Между сеноном и осадками эоцена и олигоцена фиксируется угловое и азимутальное несогласия.

Раннемеловой геосинклинальный комплекс представлен терригенными и кремнисто-вулканогенными формациями. С последними ассоциируют трещинные тела Куюльского гипербазитового комплекса. В ту-

роне и сеноне отложения приобретают молассовый характер.

Таловско-Майнское поднятие состоит из ряда структур. С юго-запада на северо-восток располагаются: Таловский горст-антиклинорий, Ганичаланский блок, Понтонейский, Пальматкинский, Майнский антиклинории и Кутинская антиклиналь. Между Ганичаланским блоком и Таловским горст-антиклинорием расположена Упупкинская синклиналь. Ядра антиклинориев сложены отложениями верхней юры, валанжина и готерива, дислоцированными в линейные, крутые складки, многочисленными разрывными нарушениями. Углы падения пород крыльях достигают 40—60° и 80°. Также сильно смяты располагающиеся на крыльях отложения апта и альба. В ядрах антиклинальных складок второго порядка, протягивающихся на 40-60 км шириною до 15 км, выступают сильно перемятые и раздробленные породы среднего девона и перми. Они образуют тектонические блоки и клинья, выходы которых приурочены к дизъюнктивным нарушениям. В рельефе палеозойские породы образуют экзотические скалы и утесы, вытянутые в виде цепочек, согласных с простиранием осей складок.

В осевой части Таловского горст-антиклинория залегает ряд крутопадающих трещинных интрузий гипербазитов и габбро, образующих зону протяжением 115 км, среди которых выделяется крупный Куюльский массив.

Ганичаланский блок образует горстовидное поднятие. Сложен он превращенными в зеленокаменные породы основными и средними эффузивами, карбонатными и терригенными породами ильпинейской свиты среднего девона. На них с размывом и несогласно налегают карбонатные и терригенные породы карбона и перми. Общая мощность толщи палеозоя более 3500 м. Эти образования (особенно нижняя их часть) собраны в сжатые линейные складки, осложненные разрывными нарушениями и плойчатостью. Верхняя часть комплекса менее дислоцирована, в ней развиты складки с углами падения на крыльях 25—40°.

Северо-восточный фланг поднятия (Майнский антиклинорий) в позднемеловое время разграничивал две структурно-формационные зоны. На его северо-западном крыле развиты терригенные морские осадки сенона с горизонтами континентальных отложений, общей мощностью 2000—3000 м, образующие Пенжинскую структурно-формационную зону (Титов, 1961). На юго-восточном крыле распространены исключительно флишевые и кремнисто-вулканогенные отложения мощностью до 7000 м, относящиеся к Ваежской структурно-формационной зоне (Кайгородцев, 1966). Отложения сеноман-турона развиты только на северо-западном крыле антиклинория. В северо-восточной части Майнского антиклинория обнажается крупнейший в Охотской складчатой области Усть-Бельский массив гипербазитов.

Кулисообразно к поднятию причленяется Кутинская антиклиналь, прослеживающаяся в меридиональном направлении почти на 100 км. Ядро складки сложено сильно смятыми норийскими, средне- и верхнеюрскими отложениями, на которых трансгрессивно налегает тол-

ща сенона, смятая в пологие складки. На севере Кутинская антиклиналь перекрыта верхнемеловыми эффузивами и палеогеновыми базальтами.

Пекульнейское поднятие (рис. 56) — узкая сложно построенная асимметричная антиклинальная структура, прослеживающаяся в субмеридиональном направлении почти на 200 км. Ее ширина 20—35 км. Северная часть поднятия отклоняется к востоку и скрыта под эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В южном направлении оно погружается, перекрывается раннепалеогеновыми базальтами и чехлом рыхлых осадков антропогена. Морфологически поднятие приурочено к Пекульнейскому кряжу, разделяющему Усть-Бельскую и Нижне-

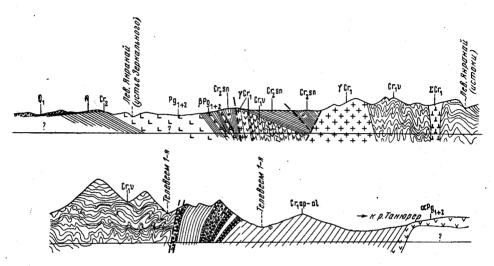


Рис. 56. Схематический геологический разрез Пекульнейского поднятия. Составил Г. Г. Кайгородцев

Анадырскую впадины. По Г. Г. Кайгородцеву (1966), сводовая часть поднятия сложена вулканогенно-кремнистыми образованиями валанжина мощностью 3000 м. К этой зоне пород приурочены трещинные тела гипербазитов и базитов. Раннемеловые породы смяты в систему напряженных линейных складок шириной 1,5—2 км, крылья которых обычно срезаны разрывными нарушениями. Складки сложного строения часто опрокинуты к востоку и разбиты многочисленными сбросами, небольшими надвигами, придающими этой части поднятия чешуйчатое строение. Вдоль разломов углы падения пород достигают 75—85°. Сводовая часть поднятия в современной структуре представляет горст, который расчленен разломами на ряд клиновидных узких блоков.

Крылья поднятия сложены более поздними отложениями мела. Отмечается резкое фациальное различие разрезов и мощностей отложений мела западного и восточного крыла поднятия. На западном крыле выпадают отложения баррем-альба, сеноман-турона, в толще сенона большая роль принадлежит эффузивам и меньшая континентальным отложениям, их общая мощность достигает 5000—7000 м. На север она быстро сокращается. На восточном крыле поднятия их мощность увеличивается до 12 000 м. Эти две структурно-фациальные зоны в период развития геосинклинального трога разделялись глубинным Пекульнейским разломом, хорошо выраженным в современной структуре зонами смятия и интенсивного зеленокаменного метаморфизма, цепочкой раннемеловых дайкообразных, вытянутых на десятки километров, интрузий гипербазитов и основных пород и лентовидных тел гранитоидов.

На крыльях поднятия развиты простые и брахиморфные складки северо-восточного простирания. Ближе к центральной части поднятия они сменяются узкими линейными складками с крутыми крыльями (40—75°).

На западном склоне поднятия терригенная и осадочно-вулканогенная толщи валанжина дислоцированы в простые пологие складки северо-западного простирания. Появление здесь структур северо-западного направления обусловлено, по-видимому, наследованием структурам неглубоко погруженных мезозоид, простирающихся в северо-западном направлении.

На восточном крыле южной части поднятия отчетливо выделяется крупная Телевеемская синклиналь. Ее строение характеризуется развитием субмеридиональных складок второго порядка, причем в ядрах антиклиналей выходят морские отложения апт-альба, сеномантурона и сенона, в синклиналях континентальная угленосная моласса позднесенон-датской рарыткинской свиты.

На юге Телевеемская синклиналь перекрыта покровами палеогеновых базальтов и андезито-базальтов, в основании которых лежат грубообломочные осадки. Телевеемская синклиналь, по-видимому, про-

должается южнее в основании Красноозерской впадины.

Золотогорское поднятие морфологически приурочено к одноименным горам. В структурах Пенжино-Анадырской складчатой зоны является структурой, обрамляющей Анадырский погребенный жесткий массив. Это горстовидное антиклинальное сооружение, состоящее из ряда нешироких блоков, к северо-западу и югу от которого расположена Нижне-Анадырская впадина. Поднятие простирается в северо-восточном направлении на протяжении более 150 км, максимальная ширина его 40—45 км. Оба его фланга опущены и перекрываются рыхлыми осадками антропогена Нижне-Анадырской впадины.

Золотогорское поднятие сложено терригенными и осадочно-вулканогенными породами валанжина и готерива. Имеется предположение о докембрийском возрасте глубоко метаморфизованных пород, залегающих в толще валанжина в виде блоков (В. В. Купер-Конин, 1928 г.; Е. Ф. Мартынов, 1953 г.). Породы раннего мела смяты в линейные складки северо-восточного простирания с размахом крыльев 10—12 км. Последние осложнены мелкими сложной морфологии складками, нарушенными многочисленными дизъюнктивами. На них с размывом и угловым несогласием налегают покровы эффузивов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. На юго-западном погружении поднятия выделяется небольшая впадина, выполненная угленосной молассой олигоцена, перекрытой горизонтально лежащими покровами неогеновых базальтов.

Складчатый комплекс раннего мела и толща позднемеловых вулканитов поднятия прорваны крупными телами гранитоидов и мелкими штоками габбро и диоритов. Положение интрузий контролируется крупными северо-восточными разломами глубинного заложения, срезающими крылья поднятия, которые опущены на значительную глубину. Повидимому, и центральная сводовая часть поднятия сечется разломом, к которому приурочена депрессия, заполненная отложениями антропогена.

Корякская складчатая зона

Корякская складчатая зона на юго-востоке граничит с Олюторским прогибом, а на севере и северо-западе с Пенжино-Анадырской зоной. В Корякской зоне наиболее полно проявился поздний этап развития Охотской геосинклинали, охватывающий турон, весь сенон и может быть-

начало дания, отложения которого накапливались во впадинах, на фоне начавшегося общего поднятия страны и складчатых движений. С сенонским этапом развития в этой зоне связано образование крупных и глубоких эвгеосинклинальных прогибов, в которых накапливались мощные (6000—8000 м) терригенные, вулканогенно-кремнистые и вулканогенно-осадочные толщи. Вулканическая деятельность имела широкое развитие, поскольку и в терригенных сериях сенона существенное значение имеет примесь вулканического материала. С эвгеосинклинальными структурно-фациальными зонами, которых в сенонское время намечается не менее четырех (Ваежско-Алганская, Тамватнейско-Майницкая, Хатырская и Ватыно-Вывенская), парагенетически связаны офиолиты (Ватыно-Вывенский ряд). Намечается некоторая преемственность в положении эвгеосинклинальных зон валанжин-готеривского и сенонского этапов.

В Корякской зоне нижний структурный ярус представлен отложениями верхов волжского, валанжинского и готеривского ярусов, включающими тектонические блоки триаса и палеозойских пород. Средний структурный ярус, с размывом и угловым несогласием налегающий на нижний, охватывает образования, начиная от апт-альба до низов турона. Местами внутри этого яруса фиксируются перерывы и несогласия, не меняющие общего структурного плана зоны. Формации среднего этапа, по-видимому, не имели широкого распространения и приурочены к положительным структурам. Не исключено, что они залегают в основании глубоко погруженных прогибов сенонского этапа.

Отложения верхнего структурного яруса с размывом и структурным несогласием перекрывают более ранние, причем сенон часто непосредственно лежит на формациях нижнего структурного яруса. В толще сенона также отмечаются перерывы, особенно отчетливо выделяется предмаастрихтский размыв и угловое несогласие, установленное во многих местах. Отложения маастрихта сложены прибрежно-морскими, континентальными и вулканическими породами, а также угленосными отложениями, выполняющими впадины.

Граница между Корякской и Пенжино-Анадырской зонами проводится по глубинному разлому, срезающему структуры Таловско-Майнского поднятия, и по изменению фациального состава отложений. В последнем случае происходит постепенная смена глубоководных геосинклинальных отложений мелководными осадками на участках центриклинального замыкания позднемеловых прогибов Корякской зоны.

В структурах Корякской зоны широко развиты разломы глубинного заложения. В восточной части зоны они расчленяют складчатые структуры на ряд узких протяженных блоков.

Основными тектоническими элементами зоны являются: Ваежский и Тамватнейский антиклинории, Рарыткинское и Хатырское поднятия, Энычаваямская антиклинальная и Алганская синклинальная зоны, Ванэтат-Великореченский, Алькатваамский и Лулу-Ватынский синклинории.

Алганская синклинальная зона представляет систему напряженных складок, расположенных между Таловско-Майнским и Пекульнейским поднятиями и Ваежским антиклинорием. Некоторые исследователи выделяют ее как Парапольский синклинорий (И. П. Васецкий, 1962 г.; Егиазаров, 1963). Однако отнесение этой структуры к Парапольскому синклинорию не отвечает ни географическому положению рассматриваемой территории, ни ее геологическому строению, поскольку данная структура отделена от Парапольского наложенного прогиба Ваежским антиклинорием.

В составе алганской серии, развитой в пределах зоны мощностью около 7000 м, участвуют терригенные породы, среди которых встречаются пачки флишоидных отложений. В верхней части серии выделяется толща вулканогенно-кремнистых пород с покровами и потоками базальгов, мандельштейнов и диабазов.

Алганская серия смята в мелкие, сжатые и наклонные, с крутыми падениями крыльев, иногда изоклинальные и веерообразные складки, осложненные многочисленными небольшой амплитуды разрывными нарушениями. Преобладающее простирание складок северо-восточное, либо субмеридиональное, часто отклоняющееся к северо-западу. Для пород, слагающих эти складки, характерна значительная уплотненность и рассланцованность, что резко отличает их от одновозрастных пород Таловско-Майнского поднятия. Судя по наличию покровов эффузивов и линейных положительных магнитных аномалий, приуроченных к зоне перехода от Алганской зоны к Таловско-Майнскому поднятию, границей между ними служит глубинный Майнский разлом.

Ваежский антиклинорий (выделен в 1963 г. Б. Х. Егиазаровым) прослеживается в северо-восточном направлении из района верховий р. Ваеги в бассейн р. Ламутской. Протяженность его около 450 км, ширина до 70 км. В плане антиклинорий образует дугу, выпуклую к юговостоку. На юго-западе он, вероятно, кулисообразно примыкает к Таловскому горст-антиклинорию. В ядре средней части антиклинория выделяется небольшой Мукарылянский блок с выходами на поверхность песчано-глинистых и вулканогенных пород норийского яруса, кремнистых и зеленых сланцев, яшм и спилитов валанжина. Блок ограничен и рассечен разломами, к которым приурочены небольшие отторженцы карбонатно-терригенных образований девона. Породы блока интенсивно смяты в линейные складки северо-восточного и субширотного простирания, с углами падения пластов на крыльях до 60—70°.

В наиболее приподнятой части антиклинория обнажаются терригенные и вулканогенные породы валанжина и готерива мощностью более 1500 м.

На крыльях антиклинория залегает толща верхнемеловых кремнисто-вулканогенных и терригенных пород мощностью более 2000 м, которые дислоцированы столь же интенсивно, что и нижележащие толщи раннего мела.

Ваежский антиклинорий характеризуется развитием узких линейных складок, часто изоклинальных, с падением пластов на крыльях 40—60°, наблюдается опрокидывание слоев к востоку с разрывом сплошности. Широко развиты зоны смятия, явления волочения и будинажа песчаников и яшм. Только на юго-восточном крыле наблюдаются менее нарушенные складки. На юго-западе структуры антиклинория бронируются поздненеогеновыми покровами платобазальтов и далее на юге скрыты под рыхлыми отложениями Парапольского дола.

Ванэтат-Великореченский синклинорий представляет узкую северовосточного простирания структуру протяжением около 500 км, от р. Уннейваям на юго-западе до средней части бассейна р. Великой на северовостоке. Синклинорий с юго-запада на северо-восток заметно расширяется — от 25—30 до 40—45 км. В средней части и на северо-восточном фланге структуры синклинория перекрыты покровами поздненеогеновых платобазальтов. На северо-востоке происходит замыкание синклинория.

Северо-западное крыло синклинория рассечено разломом, положение которого фиксируется цепочкой небольших тел гипербазитов, базитов и гранитоидов и неогеновыми эффузивами Уннейского вулканического поля в юго-западной части синклинория. Разрывные нарушения 24 3ак. 1016

отделяют Ванэтат-Великореченский синклинорий и от Тамватнейского антиклинория.

Ванэтат-Великореченский синклинорий образуют отложения среднего и верхнего структурного ярусов мощностью более 7000 м. Породы среднего структурного яруса мощностью около 4000 *м* обнажаются на крыльях синклинория. На северо-западном крыле выделяется антиклинальная складка с размахом крыльев 10—15 км, прослеживающаяся на 75 км. Она осложнена мелкими линейными, гребневидными складками, наклон крыльев которых колеблется от 40—45 до 60—80°.

Породы верхнего структурного яруса выполняют центральную часть синклинория. На юго-восточном его крыле выделяется узкая полоса кремнисто-вулканогенных пород верхнего сенона, дислоцированных в сжатые, сильно нарушенные разрывами складки. К северо-востоку кремнисто-вулканогенная толща замещается терригенной. В том же направлении происходит увеличение мощности отложений верхнего структурного яруса от 1500 до 3000 м.

В верхнем структурном ярусе формы складок отличаются более простым строением и пологими крыльями, за исключением вулкано-

генно-кремнистой формации.

В строении Рарыткинского поднятия * участвуют терригенные формации валанжина, апт-альба и сеноман-турона, а также терригенные и континентальные, частью угленосные отложения сенона и позднего

сенона-дания (ратыткинская свита).

Западное крыло поднятия отделяется от Ваежского антиклинория продольным Березовским разломом. Восточное — также осложнено крупным разломом и опущено на значительную глубину, что подтверждается геофизическими данными. Восточнее разлома располагается Нижне-Анадырская впадина. На севере Рарыткинское поднятие оборвано поперечным разломом, о чем можно судить по резким крутым склонам хр. Рарыткин на границе Нижне-Анадырской впадины. Поднятие прослеживается на 165 км, ширина его 10-15 км на юге, в средней и северной частях достигает 30-35 км.

В юго-западной части поднятия выделяется узкая сложенная толщей сенона синклиналь, прослеженная почти на 100 км по простиранию. Она разбита на ряд блоков продольными и поперечными к простиранию осей складок разломами, вдоль которых возникли мелкие впадины, выполненные осадками палеогена. На юго-западе синклиналь центриклинально замыкается, а на севере срезается одним из оперяющих сбросов Березовского разлома. В том же направлении происходит погружение шарнира синклинали, вследствие чего отложения сенона сменяются молассами рарыткинской свиты.

В северной части поднятия выделяется протяжением до 60 км горстантиклиналь, ограниченная разрывами. В ее ядре выходят отложения апт-альба и сеноман-турона. К северу от нее расположена небольшая Северо-Рарыткинская впадина, выполненная отложениями рарыткинской свиты мощностью 1600 м. Характерной чертой этой структуры, по данным Г. Г. Кайгородцева (1960 г.), является широкое развитие палеогеновых пластовых и секущих интрузий габбро-диабазов,

ташенит-диабазов и кринанитов.

Породы апт-альба и сеноман-турона собраны в линейные узкие и крутые складки, часто опрокинутые на восток. Отмечаются небольшой амплитуды надвиги этих пород на отложения сенона и сенон-дания. Пло-

^{*} По Б. Х. Егиазарову (1963), Березовская антиклинальная у Г. Г. Кайгородцева (1962 г.) — Рарыткинский горст-антиклинорий.

скости надвигов имеют крутое падение на запад и северо-запад. Отложения сенона и сенон-дания смяты в мелкие пологие складки.

Тамватнейский антиклинорий в плане образует плавную дугу, выпуклую к северо-западу и северу. Его северное крыло погребено под осадками Нижне-Анадырской впадины. На северо-западе антиклинорий по разлому граничит с Ванэтат-Великореченским синклинорием, а на юго-востоке также по разломам с Алькатваамским синклинорием и Хатырским поднятием.

Поворот складок Тамватнейского антиклинория от северо-восточного простирания к широтному и отклонение структур Рарыткинского поднятия к меридиональному образуют виргацию складок Корякской складчатой зоны, связанную с существованием погруженного Анадыр-

ского массива.

Антиклинорий прослеживается на протяжении 300 км, его ширина от 25—30 км на юго-западе увеличивается до 60 км на северо-востоке *. Веерообразное расширение пучка складок антиклинория и воздымание его шарнира в северо-восточном направлении характерно для структур Корякской складчатой зоны. В ядре антиклинория обнажаются подформации валанжина со спилитами и яшмами и терригенной — готерива, общей мощностью 4500 м. На крыльях антиклинория развиты терригенные отложения апт-альба и сенона мощностью около 2500 м. Толща сенона, представленная преимущественно грубообломочными фациями, с размывом и несогласно перекрывает подстилающие отложения в северо-восточной части антиклинория. На юго-западе мощность сенона возрастает, причем в его составе преобладают тонкообломочные породы, латерально замещающие грубообломочные.

Тамватнейский антиклинорий возник в результате инверсии геосинклинального прогиба в конце готерива — барреме и окончательно сформировался в конце позднего мела. В его пределах развиты протяженные линейные складки с размахом крыльев 8—10 км и более, которые осложнены складками меньших порядков и дизъюнктивными нарушениями, образующими зоны интенсивного смятия и дробления, придающие антиклинорию блоковое строение. Небольшие складки обычно узкие, часто изоклинальные асимметричные и наклонные, с множеством мелких разрывов на крыльях. Углы наклона крыльев скла-

док более 40° (рис. 57).

В зонах разломов центральной части антиклинория часты тектонические отторженцы и блоки размером от нескольких метров до 1—2 км в длину, шириной десятки и сотни метров, состоящие из палеозойских карбонатных, эффузивных и кремнистых пород. Эти блоки выделяются в виде экзотических скал и уступов, протягивающихся вдоль разломов на десятки километров.

В зонах развития зеленокаменноизмененных пород валанжина широко распространены интрузии гипербазитов и многочисленные небольшие тела габброидов и гранитоидов. Они образуют ряды, расположен-

ные согласно с простиранием складчатых структур.

Характерной особенностью строения Тамватнейского антиклинория является развитие в нем параллельных, согласных с простиранием складок, разломов, протягивающихся на 150—180 км, которые расчленяют его на ряд узких протяженных блоков.

Алькатваамский синклинорий возник на месте широкого миогеосинклинального прогиба; на востоке он имеет северо-западное близкое

^{*} Б. Х. Егиазаров (1965) на месте Тамватнейского антиклинория выделяет два антиклинория — Майницкий и Научирынайский, которые относит к структурам герцинского основания.

к широтному простирание, западнее он постепенно отклоняется на югозапад. Вблизи впадения р. Иомраутваям в р. Хатырку синклинорий замыкается. На восток, постепенно расширяясь, он продолжается в акватории драгова на продолжается в акватории драгова на простепенно расширяясь, он продолжается в акватории драгова на продолжается на продолжается

торию Анадырского залива.

Протяженность Алькатваамского синклинория около 250 км, ширина от 15—20 км на юго-западе до 50—60 км на востоке. В его строении участвуют терригенные отложения валанжина, апт-альба, развитые на крыльях, и сеноман-турона, сенона, выполняющие его центральную часть. В западной и юго-западной частях синклинория эоцен-олигоце-



Рис. 57. Тамватнейский антиклинорий; складчатые структуры в толще вулканогенно-осадочной формации нижнего мела по р. Эльгенаям. Фото Н. А. Колоды

новые отложения залегают с угловым и азимутальным несогласием на

подстилающих породах.

В составе синклинория выделяется ряд нешироких (8—10 км) складок, протягивающихся на 60—80 км. Южное крыло складок обычно разорвано согласными с простиранием их осей сбросами. Наблюдается развитие некомпетентной складчатости (рис. 58).

Складчатые структуры синклинория, начиная с отложений пекульнейской свиты, слагающей нижний структурный ярус и вплоть до верхнего яруса, характеризуются простой формой и спокойными условиями залегания пород. Углы наклона слоев на крыльях 20—30°, в мульдах 10—15°, нередко наблюдаются участки горизонтально залегающих от-

ложений (рис. 59). **Хатырское поднятие** — одна из крупнейших структур Корякской складчатой зоны. На северо-западе поднятие по разломам граничит с Алькатваамским синклинорием, Тамватнейским антиклинорием, южнее с Энычаваямской антиклинальной зоной и Лулу-Ватынским синклинорием. * На юго-восточном его фланге, в кайнозое, сформировался

наложенный Нижне-Хатырский прогиб.

^{*} Б. Х. Егиазаров (1965) в указанных границах выделил Пикась-Хатырский антиклинорий палеозойского складчатого основания.

Поднятие прослеживается почти на 450 км от верховьев р. Пикасьваям на восток почти до мыса Наварина, где оно скрыто под водами Берингова моря. Его ширина колеблется от 25 до 50 км и более.

Хатырское поднятие принадлежит к структурам раннего этапа и возникло на месте эвгеосинклинального прогиба, вероятно, еще в барреме *. В позднем мелу произошло усложнение его структур и расчленение на ряд блоков, ограниченных многочисленными разрывными нарушениями. В современном виде поднятие представляет собой крупную складчато-глыбовую структуру. Фланги поднятия имеют субширотное простирание, средняя его часть ориентирована в северо-восточном на-



Рис. 58. Алькатваамский синклинорий; развитие некомпетентной складчатости в верхнесенонских отложениях в бассейне р. Алькатваам. Фото Н. А. Колоды

правлении. Юго-западный фланг рассечен рядом поперечных ступенчатых разрывов, по которым происходили смещения в горизонтальной плоскости.

Поднятие сложено кремнисто-вулканогенными породами верхов поздней юры и валанжина мощностью 5000 м, которые вмещают многочисленные небольшие тела гипербазитов, приуроченные к разломам северо-восточного направления. Сенонские, терригенные и вулканогенно-осадочные образования развиты на склонах поднятия и в грабенах.

Их мощность не превышает 2500 м.

Характерной особенностью внутренней структуры поднятия являются довольно многочисленные блоки и тектонические останцы палеозойских карбонатных, кремнисто-вулканогенных и терригенных пород, приуроченных к крупным разломам. Размеры их варьируют в широких пределах от небольших глыб и отторженцев до довольно крупных блоков, таких как Четкинваамский горст (Гладенков, 1963, 1964). Эти блоки, как правило, встречаются в тех же зонах разломов, в которых залегают тела гипербазитов и других глубинных пород (рис. 60). Возможно, что часть глыб и останцов палеозойских пород, представляют

^{*} Возможно, что вулканический геосинклинальный прогиб существовал на этом месте и в среднем палеозое. Выделение эффузивных и кремнистых пород этого возраста в Хатырском поднятии является предметом дискуссии.

собой фации обвалов островной кордильеры, существовавшей здесь в раннемеловое время.

Породы нижнего структурного яруса (валанжин) в Хатырском поднятии интенсивно дислоцированы. Они смяты в сложную систему

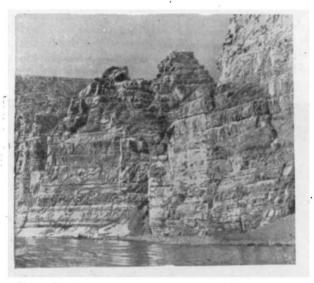


Рис. 59. Алькатваамский синклинорий; горизонтальное залегание отложений пекульнейской свиты (валанжин) на морском берегу в 1,5 км к северо-западу от устья р. Незаметной. Фото Г. П. Тереховой

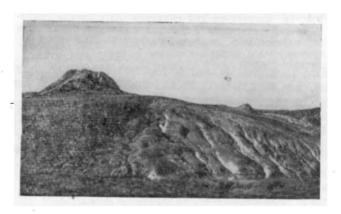


Рис. 60. Четкинваамский гипербазитовый массив с останцами среднепалеозойских известняков. Фото И. М. Рускова

линейных складок, простирающихся в северо-восточном и субширотном направлениях. Складки прослеживаются на десятки километров при ширине от 5—7 до 10—12 км. Осложняющие их мелкие складки имеют размах крыльев от десятков и сотен метров до 1—3 км. Углы падения пород на крыльях этих складок от 60—70 до 90°. Среди них часты асимметричные и наклонные формы с запрокидыванием к юговостоку. Они нарушены многочисленными разрывами, сопровождаю-

щимися широкими зонами дробления и смятия пород, частыми явлениями будинажа, особенно известковых глыб в пачках песчано-сланцевых пород.

Сенонские породы верхнего структурного яруса обычно смягы

в складки более простого профиля.

В кайнозойское время Хатырское поднятие представляло собой горстовидное сооружение, подвергавшееся складчато-блоковым движениям.

Энычаваямская антиклинальная зона протягивается в северо-восточном направлении почти на 500 км, имея ширину от 25—30 до 50—60 км. На северо-западе с ней граничит Ванэтат-Великореченский синклинорий, на юго-востоке — Лулу-Ватынский синклинорий. Юго-восточный фланг скрыт под поздненеогеновым Ветроваямским вулканическим покровом. На северо-востоке Энычаваямская зона разветвляется: одной ветвью она причленяется к Тамватнейскому антиклинорию, другой обтекает юго-восточный, погружающийся здесь фланг Хатырского поднятия. Линейные складки, образующие рассматриваемую структуру, прослеживаются на многие десятки километров, ширина их 5—7 км, редко более. Ляпганайская антиклиналь, например, имея ширину 5-7 км, прослеживается более чем на 100 км. Отдельные складки кулисообразно сочленяются между собой. Характерной особенностью их строения является правильная форма с крутым (40—60°) наклоном крыльев и развитием продольных сбросовых трещин. Они сложены мелкими асимметричными, наклонными, часто опрокинутыми к востоку и западу, и изоклинальными складками. В породах сильно проявлен кливаж, часты зоны дробления.

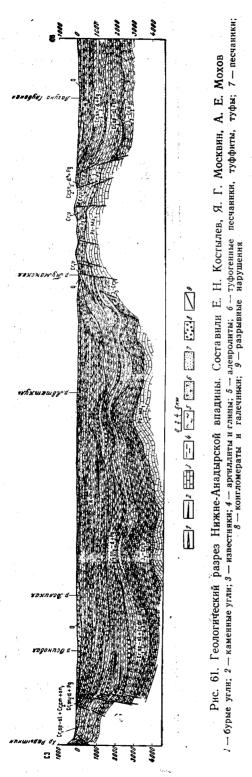
Для рассматриваемой структуры характерно ограниченное развитие интрузивных пород. Известные здесь мелкие штоки гранитоидов образуют цепочку послескладчатых миоценовых массивов, локализующихся в зоне разлома. К ядрам антиклиналей приурочены свиты даек обычно среднего состава и редкие мелкие штоки того же состава.

В строении Энычаваямской антиклинальной зоны принимает участие довольно однообразный комплекс позднемеловых терригенных отложений корякской и частично кремнисто-вулканогенной ватынской серий. Этот комплекс пород, общая мощность которых достигает 6000 м, сформировался в глубоком миогеосинклинальном прогибе, ограниченном с обеих сторон эвгеосинклинальными зонами.

Лулу-Ватынский синклинорий представлен только своим северным крылом. Южное крыло синклинория срезано глубинным Вывникским разломом. Юго-западный фланг синклинория скрыт покровами неогеновых эффузивов, на востоке его частично перекрывают антропогеновые платобазальты. Синклинорий образует дугу, выпуклую к северозападу, протягивающуюся более чем на 400 км при ширине 25—40 км, заметно расширяющуюся на северо-востоке, где сочленяется по раз-

лому с Хатырским поднятием.

В строении синклинория принимают участие породы позднемеловой кремнисто-вулканогенной формации ватынской серии и ачайваямской свиты, представленной базальтами и мандельштейнами, диабазами, спилитами и их туфами, яшмами, кремнистыми сланцами, радиоляритами, различными метаморфизованными зеленоцветными сланцами, включающими пластовые и секущие тела гипербазитов, базитов и их дифференциатов ватынского и ачайваямского интрузивных комплексов, образующих позднемеловой офиолитовый пояс. Складчатые структуры синклинория отличаются большой напряженностью с преобладающим развитием мелких сложных складок с крутыми падениями крыльев, часто опрокинутых к востоку. В восточной части синклинория на-



блюдаются дисгармоничные складки от узких линейных до широких и пологих. Довольно часты надвиги с перемещением масс в юго-восточном направле-Вдоль продольных разлосеверо-восточной части синклинория, в кайнозое образограбены, выполненные терригенными палеоген-раннемиоценовыми отложениями.

Анадырский погребенный массив

Отчетливая виргация складок в северо-восточной части Охотской складчатой области привлекала внимание многих исследователей. В 1957 г. В. А. Титов высказал предположение, что поворот складчатых структур, расположенных к югу и юго-востоку от Анадырской низменности, вызван наличием здесь погребенной жесткой структуры типа срединного массива. В дальнейшем эту точку зрения под-В. Ф. Белый держали (1963. 1964), Б. Х. Егиазаров (1965) и др.

Анализ геофизических ных, а также новые факты о геологическом строении территории Анадырской низменности и обрамления позволяют говорить существовании достаточно крупной жесткой массы, расположенной между двумя ветвями охотид В низовьях р. Анадырь и в акватории Анадырского лимана.

Наблюдается довольно четливое изменение фациального состава отложений берриаса (?) и валанжина от вулканогеннокремнистых к нормальным терригенным осадкам и сокращение их мощности к северу от ватнейского антиклинория в сторону Нижне-Анадырской впади-Также уменьшаются мощности отложений верхнего мела, которые приобретают более грубообломочный характер.

Установлено, что помимо

ограничивающих массив разломов глубокого заложения, к которым приурочены многочисленные интрузии раннемеловых гипербазитов и

пластовые тела палеогеновых щелочных габброидов, происходит запрокидывание складок и образование чешуйчатых структур в направлении к массиву. Изменяется также и морфология складок. Если в складчатом обрамлении развиты типичные линейные складки с крутыми падениями крыльев, то в поднятиях Анадырской низменности они приобретают простые симметричные формы, углы падения крыльев у них редко превышают 20—25°.

Границы Анадырского массива подчеркиваются отчетливыми протяженными линейными положительными аномалиями и гравитационной ступенью. Магнитное и гравитационное поля в пределах массива резко

отличаются от физических полей его складчатого обрамления.

По геофизическим материалам кровля докембрийского кристаллического фундамента устанавливается на глубине немногим более 5000 м. В районе Туманского поднятия она, по-видимому, значительно приподнята и находится всего лишь в 2000 м от дневной поверхности. Нижняя граница предположительно триасово-юрских отложений, вероятно, налегающих на породы палеозоя, расположена на глубинах около 4000 м. Основание раннего мела залегает на глубине около 3000 м, причем в Туманском поднятии оно находится всего лишь в 1000 м от дневной поверхности. Палеогеновые и неогеновые осадки, относящиеся уже к образованиям, выполняющим Нижне-Анадырскую впадину, налегают на позднемеловые, причем поверхность сенон-датских отложений располагается на глубинах от 600 до 2000 м (рис. 61).

Подводя итоги сказанному, можно сделать вывод о длительном опускании Анадырского массива, начиная с палеозоя и особенно в пе-

риод развития Охотской геосинклинали.

Разломы

В тектоническом устройстве Охотской складчатой области роль разломов исключительно велика. Разломы вызывают смещение и нарушение складчатых структур, а также образование зон смятия и дробления. Они создают условия для образования зон повышенной проницаемости для магматических расплавов. Поэтому разломы часто трассируются линейным четковидным положением различных интрузивных тел. Наличие разломов фиксируется также покровами палеогеновых, неогеновых и четвертичных лав и шлаковых накоплений, образованием неотектонических структур. Ведущая роль принадлежит разломам в образовании прогибов и геоантиклинальных поднятий, они разграничивают структурно-фациальные зоны и контролируют размещение формаций офиолитов. Многие разломы раннего заложения завуалированы более поздними образованиями. Преобладают разломы северо-восточного направления согласные с генеральным простиранием структур Охотской складчатой области. Часты северо-западные разломы. Падения плоскостей разломов обычно крутые до вертикальных, реже встречаются пологие разломы, переходящие в надвиги небольшой амплитуды.

Вдоль юго-восточного края Омолонского массива длительное время, может быть еще с герцинского этапа, существовала протяженная полоса тектонической и магматической активности, образующая Охотско-Чукотский пояс глубинных разломов, достигающих, вероятно, базальтовой оболочки и верхней части мантии. Этот пояс разломов подтверждается существованием узких (от 5—7 до 35 км), прослеживающихся на сотни километров зон магнитной активности, обусловленной залегающими на глубине массивами пород интенсивной магнитности.

С существованием этого пояса разломов, по-видимому, связано образование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, рядов гранитоидных массивов Северо-Охотского интрузивного пояса и заложение внешних геосинклинальных прогибов Охотской складчатой области. Они представляют широкую зону, разграничивающую блоки различного типа строения земной коры (континентального на северо-западе и переходного на юго-востоке). Разломы в фундаменте, предопределившие заложение геосинклинальных трогов, представляют зоны крупных разрывов и сопровождаются системой оперяющих трещин. К наиболее протяженным относятся: Южно-Тайгоносский 450 км, Майнский 400 км, Пекульнейский более 300 км и Орловско-Каменский, по материалам аэромагнитной съемки имеющий протяженность не менее 500 км.

В центральной части охотид выделяется ряд разломов, разграничивающих основные структурные элементы и структурно-формационные зоны, например, Парапольский и Березовский разломы, разделяющие Ваежскую эвгеосинклинальную зону от Великореченской миогеосинклинальной. Протяженная Пикась-Хатырская зона глубинных разломов, подновлявшаяся многократно и в послескладчатый этап, намечается вдоль северного крыла Хатырского поднятия.

На юго-востоке вдоль границы Охотской складчатой области с Олюторским прогибом располагается Вивникская зона глубинного разлома (Титов, 1961). Этот важнейший структурный шов прослеживается более чем на 600 км и уходит в юго-западном направлении на Камчатку, а восточным концом — в Берингово море. Он характеризуется насыщенностью магматическими телами, образующими ряды интрузий гипербазитов, габбро- и более поздних гранитоидов. Он контролирует излившиеся породы ватынской кремнисто-вулканогенной формации и по глубине заложения, вероятно, относится к подкоровым.

Наряду с крупнейшими разрывными нарушениями длительного развития, в восточной части Корякского нагорья выделяется система региональных разломов неглубокого заложения, параллельных складчатым структурам, связанным с заключительными этапами их формирования. Эти разломы широко развиты в Тамватнейском антиклинории, Хатырском поднятии и Алькатваамском синклинории, расчленяя их на ряд узких лентовидных блоков.

В Корякском нагорье отчетливо проявляются имеющие важное значение в строении и истории региона поперечные разрывы типа сбрососдвигов, по-видимому, достигавшие базальтового слоя, поскольку они контролируют положение покровов базальтов поздненеогенового времени. С ними связаны горизонтальные смещения отдельных блоков в Хатырском поднятии (на расстоянии 40—60 км) и, вероятно, смещения структур на севере Таловско-Майнского и Рарытского поднятий. Интересно отметить, что положение этих разломов совпадает с северозападными разломами Омолонского массива, обрамляющими Умкувемскую и Верхне-Пенжинскую впадины. Некоторые из этих разломов подтверждаются данными геофизики и отчетливо выражены в рельефе. Их активизация в позднем неогене и в четвертичное время отражает важный этап в развитии северного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса и прилегающей акватории Берингова моря.

К группе неотектонических разрывных нарушений принадлежат разрывы, ограничивающие поздненеогеновые и антропогеновые впадины и прогибы и горстовидные поднятия. Их существование сказывается в очертаниях и в клиффовой природе морских берегов, а также в рисунке речной сети.

Наложенные кайнозойские структуры

В пределах Охотской складчатой области выделяется группа структур, возникших после завершения складчатых процессов. Они сформированы в кайнозойский этап развития региона, когда образовались палеогеновые и неогеновые наложенные прогибы и впадины.

Блоковые подвижки, происходившие вдоль ранее существовавших подновленных или возникших в кайнозое разломов, сопровождались излияниями преимущественно основных и реже средних и кислых лав. В связи с этими процессами возник ряд вулканоструктур и субвулканические интрузии.

К наиболее ранним структурам подобного типа принадлежат впадины и прогибы, выполненные морскими, частью континентальными угленосными отложениями, возраст которых датируется в пределах средне-верхнего эоцена — олигоцена. В некоторых таких структурах прогибание и накопление осадков продолжалось в миоцене и плиоцене.

Размещение впадин и прогибов, особенно палеогеновых, в общих чертах наследует отрицательные структуры, созданные позднемеловой охотской складчатостью. Так, например, в пределах Пенжинского прогиба после длительного перерыва от дания до позднего эоцена возник ряд наложенных впадин — Орловкинская, Марковская и др. К западу и востоку от Пекульнейского поднятия также развивались Бельская и северная часть Нижне-Анадырской впадины.

В восточной части Алькатваамского синклинория, в палеогене, возник Беринговский прогиб, выполненный толщей грубообломочных морских и континентальных отложений эоцена. Вероятно, этот прогиб представляет лишь небольшую часть центриклинально замыкающейся здесь крупной отрицательной структуры, открывающейся в акваторию Берингова моря.

Вдоль северо-западного крыла Хатырского поднятия, частью накладываясь на структуры Тамватнейского антиклинория и Алькатваамского синклинория, начиная с конца эоцена и вплоть до раннего миоцена, сформировался узкий (10—30 км), протягивающийся на 300 км И омраутский прогиб. Выполняют прогиб терригенные морские отложения мощностью более 3000 м, причем верхние 400—500 м сложены грубой молассой.

К юго-востоку от Хатырского поднятия образовался Нижне-Хатырский прогиб, выполненный толщей морских эоцен-нижнемиоценовых отложений общей мощностью до 9000 м. Эта толща сложена алевролитами и песчаниками с горизонтами конгломератов и гравелитов. На нее с угловым несогласием налегают грубообломочные молассового типа средне-верхнемиоценовые отложения ундал-уменской свиты, максимальной мощностью 1870 м (Богидаева, Гладенков, 1963). Значительная часть Нижне-Хатырского прогиба скрыта под водами Берингова моря. Может быть Нижне-Хатырский прогиб представляет краевую структуру, принадлежащую к образованиям Восточно-Камчатско-Курильской геосинклинальной области, обрамляющей гипотетическую Берингию. В юго-западной части Нижне-Хатырского прогиба в нижней части слагающей его толщи развиты крутые, линейного типа складки, в центральной части преобладают более спокойной формы складки. Среди них выделяются широкие, куполообразные брахиантиклинали и мульды, местами осложненные мелкими складками с более крутым наклоном крыльев (до 40°).

Ю. К. Бурлин и В. В. Донцов (1967 г.) в центральной части впадины отмечают структуры, напоминающие диапировые. Породы ундал-

уменской свиты деформированы слабо, образуют пологие брахиструктуры.

Орловкинская впадина и расположенные к северу от нее Марковская и к югу Усть-Черненская* выполнены терригенными морскими и континентальными отложениями эоцена и олигоцена, с размывом и угловым несогласием налегающие на отложения сенона и сеноман-турона. Континентальные образования слагают верхнюю

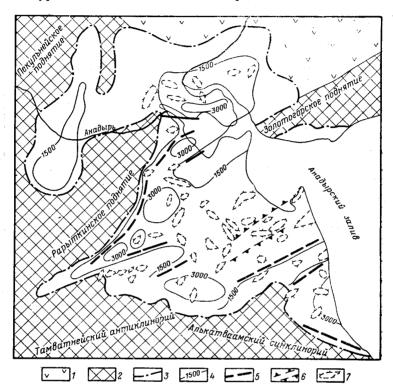


Рис. 62. Схема тектоники Нижне-Анадырской впадины. Составили В. В. Донцов, В. В. Иванов, 1965

1 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 2 — складчатые сооружения Охотской области; 3 — граница Нижне-Анадырской впадины; 4 — ориентировочные стратоизогипсы по поверхности складчатого основания впадины; 5 — разломы; 6 — Автакульская антиклинальная зона; 7 — локальные поднятия

часть олигоцена. Мощность этих отложений с севера на юг убывает с 1500 (И. П. Васецкий, 1961 г.) до 300 м. Они перекрыты в ряде мест покровами неогеновых лав среднего и основного состава.

Нижне-Анадырская впадина (рис. 62) представляет собой крупную наложенную структуру кайнозойского этапа развития, расположенную в северо-восточной части Охотской складчатой области. Она отличается сложной конфигурацией в плане. На востоке впадина открывается в акваторию Анадырского залива. Площадь, занимаемая впадиной, около 30 000 км².

Впадина сформировалась, по-видимому, на значительной части Анадырского погребенного массива и частично на складчатых структурах. Наиболее крупный участок впадины расположен между Пекульнейским кряжем и хр. Золотым. По-видимому, северная часть впадины

^{*} На схеме тектоники эта впадина не показана. Ее существование подтверждается выходами отложений палеогена в бортах Пенжинского прогиба.

сформировалась частично на покровах эффузивов Охотско-Чукотского пояса. С положительными структурами складчатого обрамления Нижне-Анадырская впадина сочленяется по разрывным нарушениям со зна-

чительной амплитудой смещения.

Фундамент Нижне-Анадырской впадины слагают глубоко погребенные кристаллические породы докембрия, их палеозойский чехол и мезозойский комплекс пород. Он расчленен разломами на ряд блоков частью приподнятых, частью опущенных. Блоковая структура фундамента отчетливо устанавливается данными геофизики. Крупнейшим приподнятым блоком впадины является юго-западное продолжение Золотогорского поднятия — поднятие Дионисия (Иванов, Донцов, 1965),

делящего впадину на северную и южную части.

Блоковая структура основания предопределила характер и размещение отдельных структурных элементов выполнения впадины. Выделяется ряд поднятий (Дионисия, Чирынайское, Туманское, Кыргынайское и Автакульское) и Красноозерский, Прирарыткинский, Майницкий, Лагунный, Центральный прогибы. Кроме того, по данным гравиметрических исследований, оконтурены многочисленные положительные локальные структуры протяжением 10—20 км и шириной 5—10 км (Иванов, 1967). Комплекс прибрежно-морских и континентальных отложений и отчасти вулканитов кайнозоя, выполняющий Нижне-Анадырскую впадину, достигает в пониженных частях 3000—3500 м, на большей части впадины мощность его колеблется в интервале 1000—1500 м (Должанский и др., 1966). Верхняя часть кайнозойского комплекса впадины сложена рыхлыми поздненеогеновыми и четвертичными осадками мощностью 150—200 м.

Кайнозойские отложения впадины залегают почти горизонтально; по данным бурения и геофизики в толще палеогена и раннего неогена отмечаются весьма пологие наклоны слоев, увеличивающиеся только вблизи разрывных нарушений. В обрамлении впадины степень дислокаций более значительна, особенно это касается отложений палеогена. Они образуют моноклинали с падением слоев в сторону впадины под углом $10-15^\circ$, осложненные многочисленными мелкими разрывными нарушениями. Аналогичный характер палеогеновых отложений установлен в Орловкинской впадине, в Беринговском и других про-

гибах

На восточном побережье Пенжинской губы, на юг от Маметчинского полуострова, располагается северный фланг Западно-Камчатского прогиба*. В строении этой части прогиба участвуют эоценолигоценовые, миоценовые и плиоценовые морские, континентальные и вулканогенные породы, общая мощность которых около 6000 м. Отложения палеогена дислоцированы в простые складки северо-восточного простирания с размахом крыльев до 10—12 км, местами осложненные мелкими складками с крутыми углами падения слоев на крыльях. Осадки миоцена, несотласно и с размывом налегающие на толщу палеогена, дислоцированы в симметричные, гармоничные, либо брахиморфные складки с углами наклона крыльев 20—30°. Толща плиоцена (кавранская серия), сложенная отложениями молассового типа, образует пологие брахиморфные складки.

Аналогичное строение и формационный состав имеет Парапольский прогиб, представляющий собой крупный грабен, простирающийся в северо-восточном направлении на 300 км. Парапольский про-

^{*} По Г. М. Власову и Е. П. Кленову, Западно-Камчатский прогиб представляет структуру типа краевого, либо тылового прогиба, состоящего из ряда впадин и под-

гиб морфологически приурочен к современной депрессии- Парапольскому долу. Прогиб на всем своем протяжении перекрыт чехлом рыхлых отложений антропогена. Нижележащие отложения обнажаются в бортах прогиба и на побережье Рекинникской губы, в районе которой происходит его соединение с Западно-Камчатским прогибом.

Положительные структуры, созданные охотской складчатостью, претерпели некоторую перестройку в позднем кайнозое в связи с явлениями разрывной тектоники. В современном плане они представляют горстовидные сооружения. Такова северная часть Рарыткинского поднятия, горст горы Дионисия близ г. Анадыря, южная часть Пе-

кульнейского поднятия и т. д.

На фоне Нижне-Анадырской впадины и Нижне-Хатырского прогиба центральная и северо-восточная часть Корякского нагорья, включающая Тамватнейский антиклинорий, Хатырское поднятие, северо-восточную часть Энычаваямской антиклинальной зоны, представляет крупное современное сводовое поднятие, где максимальные высоты превы-

шают 2000 м (гора Ледяная — 2562 м).

К структурам, возникшим после создания охотид и представляющих наложенные, бронирующие их образования, принадлежат широко развитые поля вулканитов, достигающих иногда значительных размеров (до 9000 км²). К наиболее ранним вулканическим структурам принадлежат покровы раннепалеогеновых плато-базальтов, частично липаритов, дацитов и связанных с ними пирокластических накоплений. К ним относится Красноозерская вулканоструктура проседания в районе Красного озера. Вулканогенные образования разби-

ты разломами и слабо покороблены.

В раннем неогене образовались вулканические поля, локализующиеся вдоль продольных разломов. К ним относятся Уннейваямское, Ильвапинанское и Коначанское поля, ограничивающие Парапольский прогиб. В Пенжинском прогибе к аналогичным структурам принадлежит обширное Окланское поле эффузивов. Мощность эффузивов в ряде случаев превышает 1000 м, покровы и потоки лав слегка покороблены, но обычно залегают горизонтально. Более четко выражены дислокации в юго-западной части Окланского вулканического поля, где наряду с широко развитыми разрывными нарушениями в горизонтах туфогенных пород наблюдаются складки с падением крыльев до 20° и размахом от сотен метров до 1—3 км.

Поздненеогеновые и частью антропогеновые излияния образуют крупные структуры плато-базальтов, четковидно располагающиеся по секущим северо-западного простирания разломам. К ним принадлежат Верхне-Майнское, Инквулинвеемское и Верхне-Опухское поля. Мощность эффузивов достигает многих сотен метров, залегают они на выровненной поверхности позднемеловых структур и отчасти на палеогене, в наложенных впадинах. Среди этих покровов наблюдаются вулканоструктуры проседания, сооружения щитовых вулканов, например в Русских горах в пределах Орловкинской впадины.

В истории развития Охотской складчатой области выделяется несколько этапов, каждый из которых характеризуется определенными условиями осадконакопления и формационным составом, тектоническими движениями, магматизмом. Каждому такому этапу отвечает структурный комплекс, характеризующийся единством развития, при этом комплексы разделяются региональными несогласиями и перерывами.

Исходя из сказанного, в развитии рассматриваемой области выделяется три таких этапа. Это, во-первых, этап, предшествовавший образованию Охотской геосинклинали, охватывающий палеозойскую эру и, по-видимому, ранний триас; второй этап — этап развития геосинклинального и орогенного комплексов Охотской геосинклинали охватывает средне-верхний триас, поздний мел. И, наконец третий, посторогенный кайнозойский этап.

В палеозое сформировались структуры основания охотского геосинклинального комплекса *. Фрагментарные выходы пород палеозоя приурочены к положительным структурам. Среди них выделяется ордовик-силурийские терригенно-карбонатные породы с горизонтами кислых эффузивов; среднедевонские терригенные и эффузивно-туфовые образования среднего и основного состава процессами метаморфизма, превращенные в зеленые сланцы, которые включают пластовые тела габбро и диабазов (илпенейская свита Таловско-Майнского поднятия). По-видимому, они представляют формацию зеленокаменных пород раннего прогиба палеозойской геосинклинали. Выше залегает терригеннокарбонатная формация раннего карбона, на которой залегают терригенные образования верхнего палеозоя, включающие торизонты базальтовых лав и туфов. Нижнекаменноугольные отложения лежат с угловым несогласием и размывом на среднедевонских, на которые также с размывом и несогласием налегает толща верхнего палеозоя. В Пенжинско-Анадырской зоне толща верхнего палеозоя представлена грубообломочными осадками с прослоями угленосных сланцев и может быть с определенной долей условности отнесена к позднегеосинклинальным образованиям.

В восточной части Корякского нагорья в палеозое, по-видимому, существовал другой геосинклинальный прогиб, в котором, по данным Б. Х. Егиазарова (1965), отлагались существенно вулканогенно-кремнистые с подчиненными терригенными и карбонатными отложениями мощностью до 4000—5000 м. Возраст этой эвгеосинклинальной серии охватывает средне-верхнепалеозойское время.

Палеозойские отложения собраны в системы линейных складок геосинклинального типа, простирающиеся в северо-восточном направлении. Они осложнены мелкой складчатостью и разрывными наруше-

ниями, в связи с чем выделяются зоны чешуйчатых структур.

Неясен вопрос о палеозойском магматизме, особенно это касается орогенных интрузий гранитоидного состава. Отнесение к этому времени небольших тел гранитоидов, а также и гипербазитов в Хатырском поднятии не подтверждено надежными наблюдениями о характере взаимоотношений этих пород с палеозойскими отложениями.

Палеозойская геосинклиналь, ранние стадии развития которой относятся к ордовик-силурийскому времени, завершила свое развитие в конце перми — начале триаса. Складчатые структуры возникли на месте палеозойской геосинклинали в результате позднепалеозойских (герцинских) движений и служат основанием формаций складчатого комплекса охотид, разделенных всюду угловым и азимутальным несогласием.

Герцинская зона складчатости, основные направления которой унаследовали позднемеловые структуры Охотской складчатой области, повидимому, на юго-востоке соединялась с герцинидами Монголо-Охот-

^{*} Достоверно установленные докембрийские образования в пределах Охотской складчатой области неизвестны. Условно докембрийский возраст допускается для гнейсов в Золотогорском поднятии, И. М. Русаков, Б. Х. Егиазаров (1959) относят к верхнепротерозойским слабо метаморфизованные породы восточной части Корякского нагорья.

ской геосинклинали. К востоку от нее отделялась ветвь, огибавшая с севера проблематичный массив Берингии. Эта ветвь герцинид соединялась с герцинскими структурами Южной Аляски, с которой она имеет близкий формационный состав и сходный тип структур.

На складчатых сооружениях герцинид, по-видимому, уже в среднем — верхнем триасе в западной примыкающей к Омолонскому массиву зоне, а с поздней юры на остальной части региона, заложились прогибы Охотской геосинклинали. Среди охотид герцинские структуры

образуют небольшие поднятия и блоки.

С переработки герцинид начинается новый этап развития региона, охватывающий время от среднего триаса до конца позднего мела и отвечающий собственно охотскому этапу, в конце которого сформирова-

лись складчатые структуры.

Наиболее ранние расколы и погружения герцинского фундамента начались в западной части Охотской геосинклинали, где сформировались протяженные прогибы Тауйско-Тайгоносской зоны. В течение относительно короткого времени (средний триас — ранний мел) в этих прогибах отложилась толща мощностью более 15000 м. На ранних стадиях в этих прогибах отлагались существенно терригенные с горизонтами средних и частью кислых лав и их туфов. Начиная с средней юры и особенно в позднеюрское время в них протекала бурная вулканическая деятельность. В это время сформировалась толша базальтов и андезитов и вулканокластических образований, происходило внедрение пластовых тел диабазов и габбро. Во время образования этой серии происходили складчатые движения и местные размывы в позднем триасе и юре. В раннем мелу намечается резкое изменение режима. Уже в валанжине восточная часть прогиба испытывает инверсию, расчленяется на ряд поднятий и узких прогибов, в которых накапливаются молассовые морские и континентальные с углями отложения и происходят наземные излияния существенно андезитовой лавы. Таким образом, прогибы Тауйско-Тайгоносской зоны уже в раннем мелу были выведены из стадии прогибания, выполнявшие их слоистые толщи смяты в линейные складки и интрудированы гранитной магмой.

Районы, расположенные восточнее, в геосинклинальное были вовлечены в позднеюрское время. В течение триаса, ранней и средней юры здесь существовали остаточные орогенного типа прогибы и впадины герцинского этапа. В результате блоковых подвижек в позднеюрское время здесь возникли крупные геосинклинальные прогибы. На ранних стадиях в них образовались терригенные и весьма характерные кремнисто-вулканогенные формации. С ними пространственно тесно связано внедрение валанжин-готеривских интрузий базит-гипербазитовых Курольского, Ганичаланского, Пекульнейского, Хатырского и других комплексов. Уже в барреме и альбе, в этих прогибах произошла ранняя инверсия, в результате которой геосинклинальные прогибы были расчленены на внутренние поднятия (Таловско-Майнское, Хатырское, Пекульнейское, Золотогорское) и прогибы (Пенжинский прогиб). В результате перестройки в туроне возник новый отвечающий среднему и позднему этапу развития Охотской геосинклинали Центрально-Корякский и, вероятно, также меловой Олюторский прогибы, разделенные глубинным Впвникским разломом (Титов, 1959). В них отложились терригенные и кремнисто-спилито-диабазовые и андезит-диабазовые формации позднего мела. Суммарная мощность отложений в этих прогибах около 10000 м. Характерной особенностью указанных прогибов и тем самым и Охотской геосинклинали в целом является образование позднегеосинклинальной кремнисто-вулканогенной формации и связанных с ней интрузий базит-пироксенитового ватынского и ачай-

ваямского комплексов, образующих вторую, позднюю офиолитовую серию. Ингересно, что наиболее поздние члены вулканогенно-кремнистой ватынской серии (хакинская и ачайваямская свиты маастрихтского возраста) несут отчетливые черты внутренних размывов, несогласий и грубообломочный фациальный состав, сближающий их с молассовыми образованиями.

В Пенжино-Анадырской зоне после раннемеловой инверсии обособились внешние прогибы и ряд впадин, которые в течение сеномана, турона и сантона выполнялись терригенными и местами угленосными осадками. В Пенжинском прогибе позднемеловые отложения представ-

лены молассовыми отложениями.

В туроне в Охотской геосинклинали происходили новые движения, с которыми связано более отчетливое обособление прогибов и поднятий, как областей накопления и сноса.

В маастрихте отмечают незначительные, но, по-видимому, повсеместные складчатые движения. В конце сенона и, вероятно, в конце сенона-дания обособились орогенного типа впадины, в которых накапливалась континентальная угленосная моласса (рарыткинская свита) и происходили ареальные излияния андезитовой и базальтовой лавы. В дании и может быть в самом начале палеогена (палеоцене) произошла всеобщая инверсия, в результате которой окончательно сформировались складчатые структуры Охотской области. Эти движения — охотская фаза, близки во времени ларамийской фазе Северной Америки.

В палеоген-неогеновое время рассматриваемый регион представлял собой складчатую область, в пределах которой происходили блоковые подвижки по ранее существовавшим подновленным разломам, причем амплитуда перемещения достигала значительной величины, измеряемой тысячами метров. В это время образовались и продолжали развиваться наложенные структуры, которые заполнялись терригенными морскими и континентальными, часто молассового типа толщами, происходили массовые излияния базальтовых и более кислых лав, в связи с чем образовался ряд крупных вулканоструктур в палеогене, миоцене (Ункайваямская, Орловкинская и др.) и плиоцене. Наряду с формированием отрицательных продолжали развиваться положительные структуры, образовавшиеся еще в геосинклинальный и орогенный этапы Охотской геосинклинали, частично возникли и новые.

В миоцене вдоль активизированных разломов произошло внедрение малых интрузий гранитоидной магмы. Таковы гипабиссальные интрузии кварцевых диоритов и гранодиорит-порфиров, приуроченных Парапольскому разлому.

В четвертичное время общий план развития основных структурных элементов сохранился, вулканическая деятельность ознаменовалась излияниями базальтовой магмы.

В заключение отметим, что в кайнозое сохранился общий план строения Охотской области, причем молодые тектонические элементы,

как правило, развивались унаследованно.

Рассмотренное выше тектоническое строение Охотской складчатой области позволяет наметить некоторые общие закономерности ее строения. Прежде всего следует подчеркнуть отчетливое ее зональное строение. Тауйско-Тайгоносской, Пенжино-Анадырской и Қорякской зонам присущ линейный характер складчатости. Имея тенеральное северовосточное простирание, структуры этих зон образуют ряд дуг, которые постепенно расширяясь в северо-восточной части, отклоняются к во-

Весьма своеобразно и интенсивно проявился здесь магматизм, продукты которого также размещены зонально. Во внешних частях обла-

сти широко проявились вулканические процессы в поздней юре, мелу и палеогене, по времени совпадающие с вулканизмом Охотско-Чукотского пояса, имея с ним взаимопереходы. В краевых зонах охотид известны интрузивы гранитоидов, достигающие подчас крупных размеров. Во внутренних частях охотид резко выражен основной и ультраосновной магматизм. Проявления кислых изверженных пород редки и незначительны. Для геосинклинального комплекса Охотской области характерно широкое развитие пород кремнисто-вулканогенной и вулканогенно-осадочной формаций. В геосинклинальных трогах выделяются структурно-фациальные зоны эвгеосинклинального типа, которые существовали на ранних и, вероятно, поздних стадиях их развития. С кремнисто-вулканогенными формациями пространственно и близко во времени связаны ранне- и позднемеловые ультраосновные и отчасти основные интрузии, образующие офиолитовые пояса — Таловско-Пекульнейский. Восточно-Камчатский и Тамватнейско-Хатырский, протягивающиеся на многие сотни километров. По формационному составу геосинклинального комплекса Охотскую область можно отнести к эвгеосинклинальному типу, характерному для мезозоид внутренней части Тихоокеанского подвижного пояса.

В строении Охотской области весьма значительная роль принадлежит глубинным разломам. Во внешних ее частях выделяется мощный Охотско-Чукотский пояс разломов (существование этой зоны краевых глубинных разломов предопределило образование геосинклинальных трогов Тауйско-Тайгоносской и Пенжино-Анадырской зоны), во внутренней — Вивникский глубинный разлом.

Охотская область пережила два цикла геотектонического развития: герцинский и мезозойский. Структуры герцинского цикла образуют тектонические блоки, выступы и отторженцы в положительных структурах поздних мезозоид. Мезозойский цикл охватывает интервал геологического времени от позднего, местами среднего триаса до конца позднего мела, когда произошло завершение геосинклинального процесса и в результате общей инверсии образование складчатой области.

Геосинклинальные троги закладывались и заканчивали свою эволюцию в разное время, поэтому охотский теосинклинальный комплекс в различных частях имеет не только неоднородный формационный состав, но и различный объем. В северной части области ранний этап наиболее ярко проявился в интервале от конца юры до готерива. В триасовое, раннеюрское и среднеюрское время эта часть геосинклинали не была вовлечена в интенсивное прогибание. Средний этап — от баррема до турона — характеризуется заполнением послеинверсионных прогибов, возникших после готеривской инверсии. Поздний этап — сенон — даний — характеризуется резким разделением зон. В Пенжино-Анадырской зоне в это время накапливались формации, типичные для межгорных и краевых прогибов. В Корякской же зоне происходило накопление геосинклинальных толщ с образованием кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций.

Рассматривая эволюцию геосинклинальных прогибов, можно сделать вывод о смещении геосинклинальных трогов во времени с севера

и северо-запада на юго-восток, в сторону Тихого океана.

Особенности строения и развития Охотской складчатой области предопределили некоторые черты ее металлогении и размещения горючих ископаемых. Раннемеловая инверсия в окраинных зонах привела к образованию впадин в позднемеловое время, в которых происходило накопление моласс. К этому этапу относится образование каменных углей турон-сенонского времени на побережье Пенжинской губы, на юге Пекульнейских гор, а также в хр. Рарыткин. Угленосными являются

олигоцен-эоценовые отложения наложенных впадин. К ним относятся месторождения ископаемых углей бухты Угольной, Анадырское, Рарыткин, Пенжинского кряжа и т. д. (Попов и др., 1962). В отношении нефтегазоносности заслуживают внимания отложения турон-сенона, палеогена и неогена Пенжинского прогиба, Нижне-Анадырской впадины, Нижне-Хатырского, Беринговского прогибов, Алькатваамского синклинория, Марковской и Орловкинской впадин, северная часть Западно-Камчатского прогиба.

Широкое развитие вулканогенно-кремнистых формаций рассматривать как благоприятный признак для поисков медно-колчеданных и осадочных железо-марганцевых руд. В парагенетической связи с формацией гипербазитов возможны открытия, отчасти уже подтвержденные, месторождений полезных ископаемых, ассоциирующих с этими породами. В связи с гранитоидами в Тауйско-Тайгоносской зоне, Мургальском антиклинории, Пекульнейском поднятии, Таловско-Майнском поднятии известны проявления золотой минерализации и россыпи золота. Следует подчеркнуть структурно-металлогеническое значение раннемеловых положительных структур в отношении локализации в них золотого оруденения. В этих же зонах отмечены проявления свинцовоцинкового оруденения с медью и серебром.

Широкое развитие имеет ртутная минерализация. Ее проявления находятся в парагенетической связи с неогеновыми вулканогенными формациями и малыми интрузиями миоценовых гранитоидов. Ртутное оруденение контролируется обычно крупными разломами и оперяющими

их трещинами.

Несомненный интерес представляют находки золото-серебряной и сульфидной минерализации, пространственно связанной с неогеновыми эффузивами и субвулканическими телами в вулканических полях. Следует подчеркнуть, что в ряде районов развития третичных наложенных структур Корякской складчатой зоны встречены проявления оловянной минерализации. С поздненеогеновыми — антропогеновыми эффузивами связаны проявления серного оруденения. Проявления полезных ископаемых в Охотской складчатой области выдвигают ее в число металлогенических провинций с разнообразным оруденением.

восточно-камчатско-курильская геосинклинальная область

Юго-восточная часть Корякского нагорья, в которую входит территория Олюторского полуострова, бассейны рек Ватыны, Апуки и Пахачи, п-ов Говена, левобережье Вывенки и п-ов Ильпинский, относится к самым молодым тектоническим структурам ней зоны северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. В тектоническом отношении эта территория В. А. Титовым (1959) выделена под названием Олюторского прогиба. Еще Н. С. Шатский (1957) эту и расположенные к западу Корякское нагорье и на юге Камчатку относил к области незавершенного геосинклинального развития. Эти положения нашли дальнейшее развитие в высказываниях Л. И. Красного (1966), М. С. Маркова (1967) и др. Ряд исследователей этот регион выделяют в особую, наиболее молодую кайнозойскую систему или область складчатости с завершившимся развитием и пережившую послеорогенную стабилизацию (Белый и др., 1964; Егиазаров, 1965; Беляев, Мигович, 1966; Титов, 1966).

На тектонической карте Евразии (1966), составленной коллективом авторов под редакцией А. Л. Яншина, структуры Олюторского прогиба отнесены к кайнозойской складчатости (без структур орогенного яруса), а прилегающие акватории Олюторского залива и Берингова

моря показаны как современная геосинклинальная область. В объяснительной записке к этой карте упомянутая территория включена в складчатую систему, относящуюся к числу структурных районов, в которых не только складчатые, но и геосинклинальные процессы протекали одновременно (стр. 243), поэтому она представляет собой складчато-геосинклинальную систему.

На структурные связи и сходство истории развития Олюторского прогиба с Восточной Камчатской и Алеутской дугой указывают П. Н. Кропоткин и К. А. Шахварстова (1965), которые эту территорию выделяют в «Олюторско-Вывенскую зону эвгеосинклинального характера».

Олюторский прогиб по времени развития, формационному составу геосинклинального и орогенного комплексов, по типу складчатых структур, матматизму, протяженным зонам глубинных разломов и другим признакам весьма близок Восточной Камчатке. Это подтверждается и характером его глубинного строения по геофизическим данным. Поэтому Олюторский прогиб рассматривается как северо-восточный фланг или зона складчатых структур Восточной Камчатки и связанных с нею общностью строения Курильских островов. Вместе с тем эта территория от Восточной Камчатки и Курил отличается рядом особенностей. Для нее характерна меньшая сейсмичность, современная вулканическая деятельность здесь не проявляется, складкообразующие процессы также не происходят, к ней не прилегает глубоководный Однако резкая контрастность движений в антропогене, мощные излияния базальтов в раннем и среднем антропогене, «захват» океаном части структур этой тектонической зоны и образование глубоководных океанического типа впадин, наконец, такая же, как на Восточной Камчатке, переходная к океанической земная кора (Косминская и др., 1965) все это позволяет Олюторский прогиб отнести к структурам современной Восточно-Камчатско-Курильской геосинклинальной области.

Общий характер тектонического строения, истории развития, формационного состава геосинклинальных толщ, выполняющих Олюторский прогиб, резко отличает его от позднемеловых структур Охотской складчатой области, расположенной к северо-западу и северо-востоку от него. Исходя из сказанного, нельзя согласиться с авторами (Белый и др., 1964; Етиазаров, 1965 и др.), которые Олюторский прогиб рассматривают как внутреннюю, наиболее позднюю зону Корякско-Кам-

чатской кайнозойской области.

Приуроченность рассматриваемой территории к периферической части Тихоокеанской впадины отразилась на всем ходе ее развития— на процессах седиментации, вулканизма, образовании вулканогенно-кремнистой формации, на тектонических движениях и особенно на воз-

никновении системы протяженных зон глубинных разломов.

Олюторский прогиб (рис. 63) с северо-запада и севера граничит со структурами Корякской зоны Охотской складчатой области. Граница между ними на значительном протяжении отчетливо устанавливается по долине р. Вывенки и проходит вдоль Вывенской зоны глубинных разломов, которая срезает позднемеловые складчатые структуры. На юго-западе сочленение упомянутых зон скрыто обширным Ветроваямским полем поздненеогеновых и антропогеновых андезитов и андезитобазальтов, лежащих на дислоцированных отложениях позднего мела Корякской складчатой зоны и неогена Олюторского прогиба. На севере структуры Олюторского прогиба имеют торцовое сочленение с охотидами, частью скрытое под плато базальтами апукской свиты. По этой границе резко меняется характер магнитного и гравитационного полей. Юго-восточная и восточная границы прогиба скрыты под водами Бе-

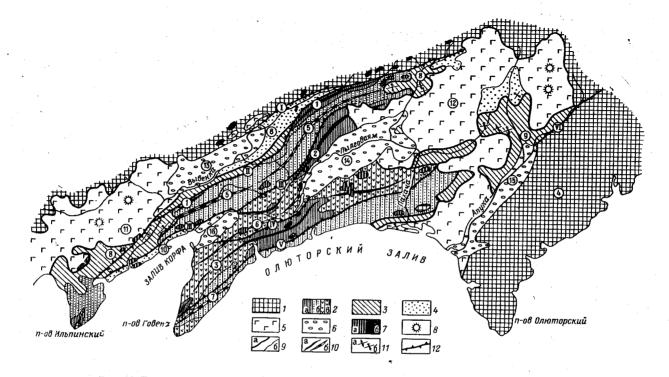


Рис. 63. Тектоническая схема Олюторского прогиба. Составили И. М. Мигович, В. А. Титов

1—складчатый фундамент Олюторского прогиба (верхний мел); 2—нижний структурный ярус (эоцен—нижний миоцен): а—нижний подъярус (эоцен—олигоцен) — кремнисто-вулканогенная формация ранней стадии геосинклинального развития, б, в—верхний подъярус (олигоцен — нижний мноцен) — формации средней стадии геосинклинального развития; в—андеэнто-базальтовая); 3—средний структурный ярус (средний и верхний мноцен) — морская молассовая формация позднего этапа геосинклинального развития; в—верхний структурный ярус (плиоцен) — угленосная формация (моласса) заключительной стадии геосинклинального развития; в рус и послескладчатый чехол (плиоцен) — наний антропоген) — андеэнто-дацитовая формация (вулканическая моласса) заключительной стадии геосинклинального развития и андеэнто-базальтовая плейстоценовая формация (послескладчатая); в—рыхлые антропогеновые отложения неовпадин; л—интрузии (а—кислого и среднего состава, в—основного и ультраосновного состава); в—центры вулканических извержений; в—границы (а—структурных ярусов, в—формации); 10—оси складчатых структур (а—анти клинориев); 11—оси (а—антиклиналей, в—синклиналей); 12—главнейшие разломы.

Наименование основных тектонических структур. Антиклинории: 1— Яхтынынский, 2— Хахинанский, 3— Пылгинский, 4— Поднятие Олюторского полуострова. Синклинории: 5— Авынский, 6— Илирский, 7— Пахачинский. Прогибы: 8— Вывенский, 9— Апукваямский, 10— Корфовский. Покровы: 11— Ветроваямский, 12— Апукско-Пахачинский, Неовпадины; 13— Ветвейская, 14— Пылговаямская, 15— Апукская, 16— Култушнинская. Разломые: 1— Право-Вывенский, II— Хакинский, III— Тиличинский, IV— Потатский, V_{III}— Навайенский, VI— Ачайваямский

Mtp:///arassic.ru

рингова моря. По-видимому, глубоководная впадина, расположенная к югу от акватории Олюторского залива, является тектоническим наложенным элементом на погруженные складчатые структуры К этому же ряду образований относится и подводный хр. Ширшова (Олюторский), который представляет значительно приподнятый участок складчатого основания.

Начало геосинклинального развития Олюторского прогиба относится к раннепалеогеновому времени, а его завершение и образование складчатых структур произошло в конце плиоцена — раннем антропогене. Он возник на месте позднемелового эвгеосинклинального гиба. Позднемеловой складчатый комплекс образует складчатое основание прогиба, которое выступает в поднятии Олюторского полуострова, в ядре Пылгинского антиклинория и образует складчатое обрам-

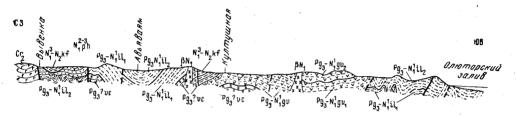


Рис. 64. Геологический разрез Олюторского прогиба

 Pg_3 vc — вовчинская свита (спиллиты, кремнистые породы, сланцы); Pg_3 — N_1 il $_2$, Pg_3 — N_1 il $_2$ — нижняя и верхняя подсвиты ильпинской свиты (сланцы, алевролиты, аргиллиты, песчаники); Pg_3 — N_1 gv $_1$ и Pg_3 — N_1 gv $_2$ — нижняя и верхняя подсвиты говенской свиты (андезиты, базальты, туфобрекчик, туфоконгломераты, сланцы); N_1 2—3ph — пахапчинская свита (конгломераты, гравелиты, песчаники); N_1 3— N_2 kf — корфовская свита (песчаники, аргиллиты, бурые угли, туфы); βN_1 — интрузивные базальты

ление прогиба. Геосинклинальный олюторский комплекс мощностью более 10 000 м, с резким угловым и структурным несогласием лежит на позднемеловых породах. Он представлен вулканогенно-кремнистой формацией вовчинской свиты, залегающей в его основании, терригенной флишевой формацией ильпинской свиты и вулканогенно-осадочной формацией говенской свиты. Позднегеосинклинальный комплекс представлен морскими молассовыми формациями среднего и позднего миоцена пахачинской свиты. К позднеорогенным относятся грубообломочные морские, континентальные и вулканогенные породы корфовской свиты, образующие третий структурный ярус (рис. 64).

В пределах Олюторского прогиба выделяются следующие структурные элементы. К складчатым структурам нижнего структурного яруса относятся: антиклинории (с северо-запада на юго-восток) — Яхтынынский, Хахинанский, Пылгинский; синклинории — Авьинский, Илирский и Пахачинский. К этой же группе структурных образований отнести поднятие Олюторского полуострова. элементам позднего и заключительного относятся Вывенский, Апукваямский и Корфовский прогибы, Ветроваразвития ямский и Апукско-Пахачинский вулканогенные покровы. К наложенным, послескладчатым тектоническим образованиям принадлежат Ветвейская, Пылговаямская, Апукская и Култушная впадины и, по-видимому, глубоководная западная котловина Берингова моря.

Складчатые структуры

Складчатые структуры Олюторского прогиба образуют систему сопряженных антиклинориев и синклинориев, прослеживающихся в северо-восточном направлении на 150-200 км и более. Юго-восточный

фланг этих складок скрыт под водами Берингова моря, их продолжением являются складчатые структуры о-ва Карагинского и прибрежных участков п-ва Камчатки. На северо-востоке они срезаются глубинным разломом северо-западного простирания. Значительная их часть здесь замаскирована наложенными структурами Апукско-Пахачинского покрова, Апукваямского прогиба и Апукской впадины.

Складчатые структуры характеризуются узкой линейной формой. Их ширина изменяется от 10 до 40-45 км, причем они более сжаты на юго-западе и несколько расширены на северо-востоке. Складки второго порядка имеют размах крыльев от 2-3 до 5 км; по простиранию

они прослеживаются на десятки километров. Крылья антиклинориев и синклинориев обычно срезают крупные, согласные разрывные нарушения. Поперечными дизъюнктивами они расчленены на ряд блоков. антиклинориев плавно изогнуты в виде растянутой синусоиды, причем северовосточная часть их отклоняется к востоку, а юго-западная к западу. Шарниры складок испытывают значительные ундуляции, в связи с чем в ядре антиклиноринижней части породы геосинклинального комплекса по простиранию сменяются породами более высо-



Рис. 65. Пологое залегание флишевой формации верхнего олигоцена— нижнего миоцена в Пылгинском антиклинории, юго-западная часть п-ова Говена. Фото Л. А. Анкудинова

ких горизонтов. Северо-западное крыло **Яхтынынского антиклинория** срезается крупным северо-восточным сбросом, по которому отложения ильпинской свиты опущены на значительную глубину, вследствие чего осадки, выполняющие Вывенский прогиб, частично перекрывают эту структуру. Сходная обстановка наблюдается в среднем отрезке северо-западного крыла **Хахинанского антиклинория**, причем здесь складчатые структуры антиклинория, по-видимому, образуют крутой надвиг и перекрывают орогенные образования Култушной впадины.

Наиболее сложное строение имеет Пылгинский антиклинорий, в ядре которого обнажаются кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы вочвинской и говенской свит, вмещающих пластовые и секущие интрузии пикритовых порфиритов, габброидов и диабазов. В центральной части антиклинория выделяется ряд узких линейных складок асимметричного строения, наклоненных и нередко запрокинутых к юго-востоку. Последние осложнены мелкими, преимущественно изоклинальными складками с крутыми до вертикальных углами падения крыльев.

Углы наклона крыльев складок второго порядка 35—40°, реже достигают 60°. В терригенных отложениях интенсивно развит кливаж. Складки разбиты многочисленными сбросами и сбросо-сдвигами, а также разрывными нарушениями надвигового типа. В зонах широкого развития последних, на юго-восточном крыле Пылгинского антиклинория, образовались чешуйчатые структуры с перемещением масс на юго-восток от сотен метров до 1—2 км. Наряду с зонами напряженных складок выделяются участки относительно спокойного залегания (рис. 65).

Синклинории в центральной части сложены терригенными породами верхней части ильпинской свиты, на крыльях развиты ее нижние горизонты, либо вулканогенно-осадочные отложения говенской свиты. В центральной части упомянутых свит наблюдаются брахиструктуры симмет-

ричного строения с некрутыми углами наклона на крыльях.

Юго-восточное крыло Пахачинского синклинория срезано продольным разломом и скрыто под водами Олюторского залива, а на северовосточном фланге маскируется наложенным Апукваямским прогибом. Для северо-западной части этого синклинория характерно развитие напряженных, линейных запрокинутых к юго-востоку асимметричных складок с крутыми падениями крыльев и многочисленными складками волочения.

Поднятие Олюторского полуострова (рис. 66) располагается к юговостоку от р. Апуки до побережья Берингова моря. Оно прослеживается более чем на 150 км, от р. Ватыны до мыса Олюторского. Южнее, уже в акватории Берингова моря, судя по изобатам глубин и геофизическим данным, продолжением поднятия является подводный хр. Ширшова, расположенный между Западной и Центральной глубоководными котловинами Берингова моря.



Рис. 66. Поднятие Олюторского полуострова; характер складчатых структур в поздне-меловых отложениях. Фото Б. Х. Егиазарова

Поднятие Олюторского полуострова сложено сильно дислоцированными зеленокаменными породами кремнисто-вулканогенной ватынской серии, включающей многочисленные небольшие массивы гипербазитов и базитов, вытянутых в субширотном направлении. На югозападе и по направлению к хр. Ширшова поднятие приобретает почти

меридиональное простирание.

С северо-запада и юго-востока поднятие ограничивается региональными разломами, положение которых отчетливо прослеживается по узким протяженным магнитным аномалиям. На северо-западе поднятие сочленяется с Апукским прогибом. Остается неясной природа его юго-восточной части, скрытой водами Берингова моря, поэтому трудно сказать, является ли поднятие окраинным или внутренним в структуре Олюторпрогиба. Структура поднятия сформировалась в позднемеловую фазу складчатости и представляет собой высоко поднятий блок фундамента среди поздненеогеновых складчатых структур Олюторского прогиба.

Строение поднятия характеризуется развитием небольшой амплитуды линейных складок с крутыми крыльями, оси которых от северо-восточного, постепенно изгибаясь, приобретают широтное и даже юго-восточное простирание. Складки разорваны многочисленными разрывами субширотного и северо-западного простирания.

Наложенные прогибы имеют общие черты геологического строения и принадлежат к категории межгорных прогибов, формирование которых происходило в позднюю стадию развития региона. Выполнены они молассовой формацией пахичинской и корфовской свит мощностью до 3500 м. Возникновение этих прогибов связано с активизацией движений в зонах глубинных разломов, что обусловило контрастные движения блоков земной коры. Сформировались они на различных тектонических элементах нижнего структурного яруса.

Вывенский и Апукваямский прогибы отделяют складчатые сооружения охотид от структур Олюторского прогиба. Только в верховьях р. Вывенки граница этих прогибов проходит по краевому Вывникскому раз-

лому.

Вывенский прогиб представляет узкую, дугообразную выпуклую к северо-западу структуру, протягивающуюся к северо-востоку от р. Ветроваям до верховьев р. Пахчи на 300 км, имея ширину от 3 до 30 км. В юго-западном направлении прогиб скрыт эффузивами Ветроваямского покрова, прослеживаясь затем на Ильпинском полуострове. Морфологически на значительном расстоянии прогиб выражен одноименной депрес-

сией в рельефе.

В мульде Вывенского прогиба породы залегают полого и образуют несколько простых складок северо-восточного простирания, с углами падения на крыльях 10—30°. На юго-восточном крыле прогиба, вдоль Хакинского разлома, наблюдается моноклинальное к юго-востоку падение пород под углами 50—85°. В верхнем течении р. Пахачи прогиб имеет широтное простирание. На северо-востоке формации, выполняющие прогиб, перекрыты плиоцен-антропогеновыми эффузивами, под которыми, возможно, он соединяется с Апукваямским прогибом, образуя единую структуру. Отложения, выполняющие прогиб, собраны здесь в широкие синклинали и брахискладки, разделенные узкими антиклиналями, оси которых имеют широтное простирание.

Апукваямский прогиб располагается вдоль поднятия Олюторского полуострова. Северо-западное крыло прогиба скрыто под эффузивами Апукско-Пахачинского покрова. В юго-западном направлении прогиб открывается в акваторию Олюторского залива. Молассовая формация, выполняющая прогиб, смята в широкие пологие брахискладки с размахом крыльев около 15 км и углами падения на крыльях 5—12°. Кроме северо-восточных простираний, отмечаются меридиональные. На юго-востоке, близ устья р. Пахачи, в прогибе выделяется пологая линейная складка северо-восточного простирания, в ядре которой вулканогенные образования корфовской свиты образуют вулканоструктуру, а северо-

западное крыло сложено отложениями пахачинской свиты.

Корфовский прогиб в отличие от упомянутых прогибов, занимающих окраинное положение, является внутренним. Он представлен только северо-восточным флангом, располагающимся в бассейне р. Култушной, протягиваясь на 100 км. Его юго-западная часть скрыта под водами залива Корфа. Выполнен прогиб плиоценовыми угленосными отложениями корфовской свиты. Угленосная толща дислоцирована в северо-восточные складки со значительными углами падения на крыльях и разбита разрывными нарушениями. Крутые падения крыльев складок, повидимому, объясняются близостью Тиличинского разлома, ограничивающего прогиб с северо-запада. Заложение прогиба произошло вдоль этого разлома в позднем миоцене, на продолжении Хахинанского антиклинория, опущенного здесь на значительную глубину.

Вулканические покровы

Ветроваямский и Апукско-Пахачинский покровы сложены плиоценовыми и раннеантропогеновыми вулканическими породами. Они на значительном протяжении перекрывают зону сочленения охотид и Олю-

торского прогиба. Формирование плиоценовых эффузивов связано с завершающими фазами поздненеогенового орогенеза. Тектонические движения в это время носили блоковый характер и сопровождались подновлением ранее существовавших и заложением новых разрывных нарушений, благоприятных для выведения магматических расплавов на земную поверхность.

Ветроваямский покров, расположенный на юго-западном окончании Вывенского прогиба, сложен вулканогенными образованиями корфовской и апукской свит общей мощностью до 1800 м. Вулканиты корфовской свиты залегают несогласно на отложениях пахачинской свиты и с размывом перекрываются апукской. Они выполняют широкую мульду с субгоризонтальным залеганием пород в центральной ее части и максимальными углами падения до 10° на крыльях. Вдоль тектонических нарушений отмечаются более крутые углы падения и незначительные блоковые смещения. В пределах покрова отмечаются отдельные субвулканические и экструзивные тела и разрушенные конусы вулканов. Покровы эффузивов расчленены многочисленными разрывными нарушениями, часть которых служила выводящими каналами, на что указывают приуроченные к ним остатки разрушенных вулканических построек.

Апукско-Пахачинский покров сложен лавами и пирокластами основного, среднего и кислого составов, залегающих несогласно на образованиях нижнего и среднего структурных ярусов. Общая мощность толщи вулканитов достигает 1600 м. Нижняя часть эффузивов датируется поздним плиоценом, представлена андезитами, дацитами и риолитами с большим объемом туфов и туфобрекчий. В ее пределах Г. А. Закржевский (1962 г.) выделяет отдельные вулканоструктуры с жерловыми экструзиями дацитов и андезито-дацитов, а также тела диоритов в наиболее глубоко эродированных частях вулканических центров. Формированию залегающих выше андезитов, базальтов, трахибазальтов и туфов апукской свиты предшествовало разрушение покровов и построек плио-

ценовых эффузивов.

Строение Апукско-Пахачинского покрова характеризуется пологим, субгоризонтальным залеганием пород, нарушаемых иногда значительным наклоном отдельных лавовых потоков вблизи разрывных нарушений.

Наложенные впадины

В антропогене происходит обособление интенсивно прогибающихся участков, образующих наложенные впадины, выполненные рыхлыми отложениями. Размеры впадин достигают 100 км в длину и 40 км в ширину. Обычно они являются унаследованными структурами относительно позднегеосинклинальных прогибов и сложены толщей ледниковых, водно-ледниковых и аллювиальных отложений, мощность которых достигает 100 м и более.

Ветвейская впадина возникла на структурах Вывенского прогиба, а Пылговаямская сформировалась на продолжении Илирского синклинория, вовлеченного в прогибание, вероятно, еще при образовании Апукваямского и Вывенского прогибов. Апукская впадина развилась в пределах Апукваямского прогиба и приурочена к Ачайваямскому разлому. Култушная впадина располагается на северо-восточном окончании Корфовского прогиба и занимает бассейн нижнего течения р. Култушной.

Разломы

Характерной особенностью рассматриваемого региона является развитие глубинных разломов, игравших важную, если не определяющую роль в образовании ее основных тектонических элементов. Зоны

глубинных разломов разграничивают площади с различным характером магнитного поля. Они отделяют отрицательные гравитационные поля от положительных, вдоль них фиксируется гравитационная ступень значительной амплитуды (например, Вывникский разлом). Поэтому можно сделать вывод, что зоны разломов служат плоскостями раздела фундамента. На основании анализа геофизических данных выделяется Камчатско-Вивенский пояс глубинных разломов шириной более 100 км (Чиков и Иванов, 1963). В пределах этого пояса четко обособляются несколько глубинных разломов — Вивникский (Титов, 1961), Карагинский, Ачайваямский и Олюторский, относящиеся к системе продольных разломных структур. Кроме того, отчетливо выделяется Ватынский и Пылговаямский поперечные разломы той же категории (Беляев, Мигович, 1966). Ватынский разлом является пограничным краевым разломом между позднемеловыми складчатыми структурами и Олюторским прогибом. Зоны этих разломов совпадают с линейными положительными магнитными аномалиями, приуроченными к полосам основных эффузивных пород и основных и ультраосновных интрузий. Вдоль них развиты штоки орогенных интрузий гранитоидного комплекса, а также протяженные нарушения сколового типа со значительной

Зоны глубинных разломов ограничивают отрицательные тектонические структуры и впадины в рельефе. Так, например, с Вывникским разломом связано образование Вывенского прогиба; Карагинский разлом срезает Илирский синклинорий и Пылгинский антиклинорий. Границы зон глубинных разломов являются одновременно границами различных структурно-фациальных зон. Внутри зон разломов или вблизи них в позднем мелу, олигоцене и раннем миоцене формировались кремнисто-вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования. Между зонами разломов в этот период происходило накопление преимущественно терригенных пород.

Время заложения глубинных разломов не ясно. Однако в связи с их активизацией устанавливаются три тектоно-магматических этапа. Первый относится к сенону, когда происходили движения в зоне Вывникского разлома, образование кремнисто-вулканогенных формаций ватынской серии и внедрение ультраосновных интрузий. Второй охватывает эоцен-раннемиоценовое время — образование вочвинской и говенской свит. Третий этап активизации разломов происходит в плиоцене и антропогене. К этому времени относятся излияния эффузивов и образование неовпадин.

С зонами глубинных разломов сопряжены крупные региональные разрывные нарушения: Хакинский, Тиличинский, Потатский. Навайенский. Для них является общим северо-восточное простирание, значительная протяженность (Хакинский разлом до 260 км), крутое падение плоскости разрыва, обычно к северо-западу. Разломы разграничивают основные складчатые структуры, развиваясь на крыльях антиклинорием, и смещают их. Амплитуда смещения в плоскости разрыва Хакинского разлома составляет 1,5—2 км, а Потатского 0,5—1 км.

На поверхности разломы, помимо приуроченности к ним интрузивных тел вулканитов и метаморфизованных до фации зеленых сланцев пород, проявляются зонами дробления и смятия, нередко достигающими мощности многих десятков метров. В Навайненском разломе зона дробления имеет мощность от 10 до 70 м, а в Хакинском достигает 2 км. По-видимому, большинство разломов принадлежит к разрывам сбросового типа, местами (юго-восточный фланг Тиличинского и Потатского разломов) отмечается взбросовый харак-

тер. В Навайненском разломе наблюдаются пологие надвиги с направлением смещения масс в юго-восточном направлении. В зоне разломов происходит усложнение складчатых форм, резко проявляется кливаж.

Складчатые структуры Олюторского прогиба, представляющего собою северо-восточный фланг Восточно-Камчатско-Курильской геосинклинальной области, образовались в результате тектонических движений в поздненеогеновое время. Формационный состав геосинклинального комплекса, характер магматизма, тип складчатых структур вают, что рассматриваемая территория является своеобразным тектоническим элементом внутренней зоны Тихоокеанского подвижного пояса, которая за сравнительно короткое геологическое время (эоцен-плиоцен) пережила геосинклинальную стадию развития и превратилась в складчатую систему, по-видимому, с законченным циклом Для нее характерны линейные тектонические структуры, резкая зональность, сквозной магматизм базитового состава, зоны глубинных разломов, отсутствие крупных батолитовых гранитоидных интрузий. Весьма характерны блоковые подвижки в поздний этап развития после завершения основной складчатости. Вертикальные движения интенпроявляются и в современную эпоху. Причем в настоящее время идет дальнейшее погружение депрессионных зон и прогибов. В пределах акватории Берингова моря новейшее погружение захватило значительную часть региона, срезая ранее сформировавшиеся структуры, что является отражением тектонических процессов более ного масштаба в глубоководных Алеутском и Курило-Камчатском океанических желобах и впадинах Берингова моря, и характеризует новый этап тектонического развития. В этом отношении большой интерес представляет природа Западной глубоководной котловины Берингова моря, расположенной между подводным хр. Ширшова и побережьем Камчатки. Эта котловина, вероятно, возникла в результате крупных тектонических движений, происходивших в плиоцене и раннем

антропогене. По типу формаций описываемый регион ближе всего стоит к эвгеосинклиналям, хотя в позднегеосинклинальный этап его развития, наряду с андезито-базальтовой формацией в эвгеосинклинальных зонах, происходит образование флишоидной формации в миогеосинклинальных зонах. Покровные излияния базальтов, по-видимому, следует отнести к вулканическому чехлу. Последний характеризует переход подвижной зоны в послескладчатую стадию ее тектонического развития.

Рассматриваемый регион представляет собой рудную провинцию, для которой характерно проявление ртутной, сурьмяно-ртутной, мышьяковой (аурипигмент-реальгаровой), медноколчеданной, полиметаллической, золото-баритовой, а также золото-серебряной и висмутовой рудных формаций. К этому следует добавить признаки марганцевого оруденения среди пород кремнисто-вулканогенной формации нижнего структурного яруса и серное оруденение среди эффузивов плиоцена и антропогена. Оруденение связано с явлениями магматизма второй половины миоцена и плиоцена. Можно говорить с некоторой долей условности о связи низкотемпературного золотого оруденения с позднеплиоценовыми субвулканическими телами, а полиметаллического с миоценовыми малыми интрузиями среднего состава.

С эпохой образования прогибов в позднем миоцене и плиоцене связано угленакопление, достигающее в ряде мест промышленного мас-

штаба (Корфовское м-ние бурых углей). Рассмотренная часть складчатой области принадлежит к потенциальным нефтегазоносным территориям.

ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС

Полоса вулканогенных пород, протягивающаяся от Удской губы до Чукотского полуострова, образует Охотско-Чукотский вулканогенный пояс *.

Вопросам магматизма и тектоники пояса уделяли внимание многие исследователи Северо-Востока СССР. К. И. Богданович (1905) в юго-западной — Удско-Джугджурской — части пояса показал «линии массовых излияний габброидной, гранитной, диабазовой и андезитовой магмы».

Позднее С. В. Обручев (1934, 1938) выделил «Охотско-Чаунскую дугу «разрывов», ограничивающую азиатский материк с востока и представляющую, по его мнению, аналог современных островных дуг. Ю. Н. Попов (1952) назвал эту структуру Охотско-Анадырским лавовым поясом. Н. С. Шатский и др. (1957) вулканогенные образования Охотского побережья и Чукотки на тектонической карте СССР выделили в «окраинный вулканический пояс кайнозойской складчатости», представляющий образование начального этапа заложения геосинклинальных прогибов кайнозойской складчатости Тихоокеанского пояса. В 1958 г. К. Я. Спрингис комплекс излившихся пород рассматривал как «Приохотскую зону разломов», подчеркнув при этом, что вулканические формации приурочены к структурам проседания, отделенным от поднятий системой ступенчатых сбросов. Б. А. Снятков и Л. А. Снятков (1959) выделили Охотско-Чукотскую гирлянду континентальных вулканических дуг, которая возникла в позднемеловое время, вдоль глубинных разломов.

Большое значение для понимания рассматриваемой структуры имеют работы Е. К. Устиева (1949, 1959, 1962), впервые выделившего Восточно-Азиатский тектоно-магматический пояс, одним из звеньев которого является «Охотский» вулканический пояс. Последний Е. К. Устиевым рассматривается как древняя континентальная вулканическая дуга, возникшая «на границе между оформившейся в конце верхнеюрского — начале нижнемелового времени Колымо-Чукотской складчатой областью и зарождавшейся Охотско-Камчатской геосинклиналью» (1959). В дальнейшем Е. К. Устиев (1963, 1966) подчеркнул, что для краевых вулканических поясов типа Охотско-Чукотского весьма характерно широкое развитие вулкано-плутонических формаций. Возникновение краевых поясов, по его мнению, связано с процессами активизации тектонических движений в областях завершенной складчатости и на платформах в связи с движениями в смежной более молодой гео-

синклиналью.

Большинство исследователей относят Охотско-Чукотский вулканогенный пояс к структуре особого типа, сформировавшейся в зоне сочленения кайнозойской геосинклинальной системы и складчатых мезозойских сооружений восточной окраины азиатского континента.

Ю. М. Пущаровский (1958, 1960) возникновение вулканического пояса связывает с ранними этапами кайнозойской геосинклинали. По мнению И. М. Сперанской (1962, 1963, 1964), Охотско-Чукотский пояс и его формации представляют образования орогенного этапа мезозоид.

^{*} Ряд авторов Охотско-Чукотский вулканогенный (вулканический) пояс называют Охотско-Чаунским.

Позднее Ю. М. Пущаровский (1966) отметил особый характер вулканогенных структур Чукотско-Катазиатского пояса, которые не могут быть отнесены ни к геосинклинальным, ни к геоантиклинальным образованиям. Пояс представляет новую структуру, отделяющую материковый блок Азии от промежуточной зоны, лежащей между этим блоком и ложем Тихого океана. Л. И. Красный (1966) подчеркивает шовную природу Охотско-Чукотского пояса и приуроченность его к континентальной и промежуточной гетерогенной коре, переходной к коре океанического типа.

В. Ф. Белый, С. М. Тильман (1966) относят Охотско-Чукотский пояс к наложенным краевым структурам в зоне продольных краевых швов. Начало формирования пояса, по их мнению, происходило в апте, а завершение— в начале палеогена; вулканогенный пояс «напоминает многие краевые прогибы», от которых он отличается формационным составом, условиями и временем образования. Эти авторы в составе пояса выделяют внутреннюю и внешнюю зоны относительно области кайнозойской складчатости, сменяющие друг друга вкрест его простирания. Внешняя зона представлена апт-туронскими толщами эффузивов, наложенными на мезозоиды. Внутренняя зона примыкает к складчатым структурам Анадырско-Корякской системы (Белый и др. 1964); она сложена главным образом сенон-датскими и палеогеновыми породами. Необходимо отметить, что выделение указанных зон весьма условно и может быть в какой-то мере правомерно только для Анадырско-Чаунского отрезка пояса. Кроме зон, авторы, выделяют структуры второго порядка — компенсационные прогибы, грабены и просадки.

Б. А. Петрушевский (1964) отвергает структурное единство пояса, а также связь его становления с тектоническими процессами в кайнозойской складчатой области. Б. А. Петрушевский полагает, что различные части пояса развивались самостоятельно и неодновременно. Образование этих частей связано с активизацией разновозрастных раз-

ломов, заложившихся в различных структурных условиях.

Э. В. Деньгин (1965) в Охотской части вулканического пояса выделяет три зоны. Внутреннюю зону слагают наиболее древние эффузивные толщи триасово-юрского возраста полуостровов Кони и Пьягина. Промежуточная зона представлена раннемеловыми эффузивами, среди которых преобладают андезиты, а также континентальные молассы, выполняющие впадины. Внешняя зона образована преимущественно позднемеловыми эффузивами кислого состава, образующими наложенные на мезозоидах структуры. Выделяются структуры второго

порядка: Ульинский, Преджугджурский и Удский прогибы.

По представлениям Н. П. Аникеева, В. А. Титова (1966). Охотско-Чукотский пояс образует гетерогенную структуру типа краевого шва, развивавшуюся от юры до палеогена, а на Чукотском полуострове вплоть до неогена. Пояс возник в зоне планетарных разломов, активизация движений в которой была тесно связана с тектоническими движениями в Охотской геосинклинальной области. На мезозоидах и Колымо-Омолонском массиве вулканические формации пояса образуют наложенные структуры. Характер сочленения с Охотской областью отличается сложностью; наряду с участками постепенного перехода они граничат по разрывным нарушениям и образуют наложенные структуры. Внутри пояса авторы выделяют вулканические зоны, вулкано-тектонические прогибы, вулканические дуги и т. д.

Кроме того, геологическое строение вулканического пояса и вопросы его металлогении рассмотрены в статьях М. И. Ициксона и Л. И. Красного (1959), В. А. Титова (1945, 1966), В. Т. Матвеенко, Е. Т. Шаталова (1958), Ф. Р. Апельцина (1959), Б. Н. Ерофеева,

С. Ф. Лугова (1962), Н. П. Аникеева, И. Е. Драбкина и др., (1965), М. С. Нагибиной (1966).

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс протягивается более чем на 3500 км в северо-восточном и широтном направлениях от Удской губы на юго-западе до восточного побережья Чукотского полуострова на северо-востоке. Юго-западная часть пояса от Удской губы до р. Наяхан образует Охотскую ветвь, прослеживающуюся почти на 1500 км, а северо-восточная — Чукотскую ветвь, которая протягивается почти на 2000 км. Ширина пояса изменяется от первых десятков километров до 200—300 км, а между вершиной р. Кувет и Нижне-Анадырской впадиной достигает 400 км.

Мощность вулканических образований пояса изменяется в широких пределах от десятков и сотен метров до 1—2 км. В крупных отрицательных структурах мощность вулканогенных образований достигает 3—3,5 км. Исходя из сказанного, объем излившихся пород пояса близок 1 млн. км³. Из общей массы эффузивов на Чукотский отрезок пояса приходится более половины объема вулканитов. Примерно две трети этого объема составляют меловые эффузивы. Следовательно, Охотско-Чукотский пояс по масштабам вулканических излияний можно сопоставлять с крупнейшими вулканическими провинциями (Скалистые горы, плато Колорадо, Анды, Индонезийский архипелаг).

В строении вулканогенного пояса выделяются: 1) структуры основания пояса, 2) структуры, возникшие в вулканогенном комплексе в период его формирования, 3) наложенные впадины и вулканические

плато.

Вулканические и связанные с ними континентальные развивались на складчатом основании мезозоид и древних массивов. На этих структурах вулканогенный комплекс Охотско-Чукотского пояса имеет отчетливый наложенный характер и отделен от них поверхностью структурного несогласия. В ряде мест вулканические покровы сочленяются с мезозоидами по разломам. Следует подчеркнуть, что возникновение структурных элементов пояса, вероятно, в значительной мере имеет унаследованный характер. Так, например, крупные отрицательные структуры пояса возникли на ранее существовавших прогибах или впадинах в основании вулканогенного пояса (Ульинский и Янский прогибы). Определяющим фактором образования структур пояса были тектонические движения, а не процессы компенсации, как полагают В. Ф. Белый (1956, 1958) и И. М. Сперанская (1958, 1964). Явления компенсации в результате оттока магмы в связи с извержением крупных масс лавы имеют ведущую роль при возникновении небольших вулканоструктур *.

С Охотской складчатой областью вулканогенный пояс имеет сложный характер сочленения. При существующей изученности пояса можно наметить три типа соотношений структур пояса с внешними зонами охотид. Вдоль северо-западного борта Пенжинского прогиба, в Мургальском антиклинории, Пекульнейском поднятии наблюдается переслаивание, либо вклинивание горизонтов лав андезитового и дацитового состава в толщу геосинклинальных осадков валанжин-готерива, либо они подстилают отложения сеноман-турона. Такие соотношения позволяют говорить о зонах, в которых происходит постепенное замещение в латеральном направлении формаций вулканогенного пояса геосинклинальными формациями. Такие зоны взаимоперехода наблюда-

^{*} Примером образования подобных вулканоструктур могут служить описанные Э. Н. Эрлихом (1966) вулканоструктуры Восточной Камчатки.

Структурные ярусы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

Геологический возраст		Структур- ные ярусы	Ульинский прогиб	Приохотская вулканическая зона	Эвенская и Чаунская вулканические зоны	Восточно-Чукотская вулканическая зона
Антропоген			Ледниковый и аллювиально-делювиальный комплекс впадин и речных долин			
Неоген		IV		Континентальная терригенная формация межгорных впадин неогена с бурыми углями и лигнитами		Формация щелочных базальтоидов и континентальных отложений неовпадин
Палеоген			Формации плато- базальтов и ли- парито-дацитов	Формация плато-базальтов	Формация плато-базаль- тов	Формация андезитов и липаритов
Верхний мел	Сенон- даний	III	Формация кайно- типных андези- тов Липаритовая фор- мация	Формация кайнотипных липаритов- Формация кайнотипных двупироксе- новых андезитов, андезито-базаль- тов	Липаритовая формация Молассовая формация Андезитовая формация	
	Сеноман-	II	Андезитовая фор- мация Молассовая фор- мация	Верхняя и нижняя молассовые формации Андезит-липаритовая формация Континентальная угленосная (Омсук-		Мечигменская вулкани- ческая формация
жел	Апт — альб			чанская формация) Континентальные угленосные отло- жения (Хасынская формация)	Формации: липарит-да- цитовая, липаритовая, андезитовая	Формация палеотипных андезитов

	Складчатое основание: мезозоиды Чукотской складчатой области. Структуры "Анадыр-ского массива;	
Формация палеотипных андезитов и вулкано- генноосадочных обра- зований — имрэвеем- ская серия (?)	Структуры Омолонского массива Мезозоиды Чукотской складчатой области	
Палеотипные андезиты, андезито- базальты, дациты, липариты, пиро- кластические породы	Мезозоиды Яно-Колымской складча- той области — дислоцированный терригенный верхоянский комплекс складчатой области	
Формация палео- типных андези- тов	Структуры Охот- ского массива	
_	Структуры основания пояса	
 -напая — ваОН аидэтэт — ниж	Докем- брий— триас	
 йинжи н — s qOl		

ются среди образований юрского времени, первой половины раннего мела и начала позднего мела.

В ряде мест вулканиты образуют наложенные структуры, срезающие складки Мургальского антиклинория, Пенжинского прогиба, Пекульнейского поднятия и других структур. Такие соотношения характерны для формаций позднемелового этапа развития пояса. Наконец, нередки случаи, когда вулканогенный пояс граничит с охотидами по крупным разломам. Сопряженность пояса со структурами Охотской складчатой области отражается на усложнении складчатых форм в вулканогенных толщах от внешней границы к внутренней.

Формационный состав вулканитов пояса отличается многообразием и сложностью их соотношений (табл. 20). Однако можно наметить некоторые закономерности в их размещении. В Охотской ветви в позднеюрско-раннемеловое время преобладали андезитовые лавы и их пирокласты, значительной была роль континентальных отложений. В позднем мелу преобладали кислые лавы, очень широкое развитие получили игнимбриты, обломочные вулканогенные породы и молассы.

В Чукотской ветви в основании вулканогенного пояса развиты палеотипные андезиты и их туфы начала раннего мела. В апт-альбе и сеномане происходили излияния кислых лав липарит-игнимбритовой формации. В позднемеловое время излияния основных лав чередуются с кислыми.

В палеогеновое время сформировались покровы базальтовой формации. В юго-западной части пояса (Ульинский прогиб) и на Чукотском полуострове в палеогене, кроме базальтов, происходили извержения субщелочных липаритов, дацитов, трахитов и андезитов. На Чукотском полуострове незначительная вулканическая деятельность продолжалась в неогене, когда происходили излияния существенно шелочных лав кислого и основного состава.

В целом для пояса намечается четыре этапа формирования вулканогенного комплекса. Ранний этап охватывает юрскораннемеловое время (валанжин-готерив); второй этап — апт-сеноман и отчасти турон; третий — позднемеловое, сенон-датское время и последний этап — палеоген и местами неоген. Палеогеновые платоба-

зальты и более поздние излияния рассматриваются нами как послеорогенные образования, отвечающие стадии стабилизации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Наряду с формированием толщ вулканогенных пород, в каждый из этих этапов происходило образование моласс, выполнявших впадины и грабены *. Молассы представлены континентальными грубообломочными, иногда с значительной примесью обломочного вулканического материала, нередко угленосными осадками мощностью от десятков досотен метров. Широкое развитие моласс является характерным формационным признаком вулканогенного пояса. Чаще молассы формировались в начале указанных этапов становления пояса.

Выделенные выше этапы развития пояса отвечают четырем структурным ярусам (см. табл. 20). Граница между первым и вторым структурными ярусами, вероятно, приходится на готерив (?) и баррем. Толщи вулканитов и моласс второго структурного яруса налегают на дислоцированные породы нижнего яруса с отчетливым несогласием и размывом. Аналогичные соотношения наблюдаются между вторым и третьим и между третьим и четвертым ярусами. Между ярусами имела место заметная перестройка структурного плана. Выражением этой перестройки может служить налегание позднемеловых эффузивов на мезозоиды в Приохотской вулканической зоне. Палеогеновые базальты зачастую имеют дискордантное положение к простиранию структур эффузивных толщ сенон-датского времени, налегая на апт-сеноманские и более ранние вулканиты. Время перерывов и границы структурных ярусов в Охотско-Чукотском поясе совпадают с фазами складчатости и перестройкой в Охотской складчатой области.

Строение структурных ярусов пояса существенно различно. Для первого и частично второго ярусов отмечается широкое развитие брахиформных, реже линейных складок с пологими и иногда средними углами наклона крыльев, с размахом в сотни метров до нескольких километров, прослеживающихся на значительном расстоянии. Напряженность складчатых форм усиливается в зонах разломов и вблизи крупных интрузивных тел. Для вулканических формаций сенон-датского времени типичны пологие и широкие складки, сундучные и брахиформные. В отдельных участках формации верхнего яруса образуют моноклинальные, слабо волнистые структуры, осложненные флексурными изгибами. Наклон покровов и потоков в этих структурах редко превышает 10—20°, встречаются почти горизонтально лежащие эффузивы.

В Чукотской ветви наблюдается закономерное усложнение складчатых форм с северо-запада на юго-восток по направлению к Охотской складчатой области. Здесь часты системы линейных узких складок с наклоном крыльев 30—40° и более.

Покровы палеогеновых базальтов образуют вулканические плато, они залегают горизонтально, либо слабо наклонены, среди них нередки отрицательные структуры — впадины и грабены. Неогеновые эффузивы лежат горизонтально.

Наложенные неоген-четвертичные впадины выполнены плиоценовыми и четвертичными континентальными, а в Чукотской ветви и морскими отложениями. Плиоценовые отложения в них лежат почти горизонтально, небольшой амплитуды складки наблюдаются вблизи разрывов и бортов впадин.

Как уже указывалось выше, одной из примечательных черт Охотско-Чукотского вулканического пояса является мощное проявление плу-

^{*} Молассовые отложения кроме тектонических впадин, выполняют небольшие: впадины эрозионно-денудационного и межвулканического характера.

тонического магматизма. Вулканические формации и интрузивные комплексы представляют две стороны единого глубинного процесса. Образование интрузивных комплексов вулканогенного пояса находится в тесной пространственной и временной связи с развитием его вулканических формаций. Типичным выражением этих связей являются пользующиеся широким распространением гранитоидные вулкано-плутонические формации (Устиев, 1963, 1966). И. М. Сперанская (1964) подчеркивает, что проявление вулкано-плутонических формаций характерно для сенон-датского этапа становления вулканогенного пояса, когда наиболее интенсивно проявился итнимбритовый вулканизм.

Многочисленные интрузивные тела гранитоидов залегают среди меловых вулканогенных образований и в структурах фундамента. По оперяющим разломам они выходят за границы развития вулканических покровов пояса, размещаясь в пределах Яно-Колымской и Чукотской складчатых областей. Интрузивные тела мелового возраста прослеживаются на протяжении всего пояса и достигают подчас очень крупных

размеров.

Размещение интрузий в поясе контролируется разломами глубинного заложения, поэтому интрузивные тела часто имеют удлиненную, лентовидную форму, образуют цепочки массивов, прослеживающихся на многие сотни километров, выполняя ослабленные зоны разломов. Нередки плутоны, протягивающиеся на 150—500 км. Примером таких трещинных тел могут служить интрузии гранитоидов Сеймкано-Туманского, Прибрежнего и Ульбейского интрузивных рядов в Охотской ветви пояса и Мургальского, Северо-Пекульнейского, Колючинско-Мечигменского — в Чукотской ветви. Они внедрились вдоль продольных разломов пояса и лишь отчасти приурочены к поперечным (Ульбейский, Омсукчанский, Коркодоно-Неяханский ряды).

Крупные массивы залегают преимущественно среди пород первого

и второго структурных ярусов.

Наиболее мощно интрузивная деятельность проявилась в два этапа: 1) в раннем мелу — Охотский, Мургальский и Танюрерский гранитоидные комплексы; 2) в позднем мелу, вероятно, в предсенонское время. В предпалеогеновое время (третий этап) внедрились интрузии гранитов, среди которых широко распространены лейкократовые разности — Омсукчанский и Кавралянский интрузивные комплексы и, вероятно, Уракский комплекс субщелочных интрузий (Чертовских, 1964).

Интрузивная деятельность в палеогене и неогене резко уступает по масштабам меловой и существенно отличается своим составом. В палеогене это малые интрузии основного и среднего состава с повышенной щелочностью. Исключением является интрузивный палеогеновый комплекс Чукотского полуострова со значительным развитием лейко-

кратовых и щелочных гранитов и сиенитов.

Возникновение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса тесно связано с существованием Восточно-Азиатского краевого шва, служившего зоной раздела между материковым блоком Северо-Восточной Азии промежуточной зоной, отделяющей этот блок от Тихого океана. Этот краевой шов образует вместе с тем рубеж между внешней и внутренней зоной Тихоокеанского подвижного пояса.

Охотско-Чукотский краевой шов протягивается в северо-восточном направлении более чем на 3000 км, на Охотском и Чукотском отрезках он образует субширотные изгибы. На юго-западе, по-видимому, он сочленяется с зоной глубинных разломов — Станового лениамента (Ициксон, 1963). Краевой шов представляет широкую зону продольных, весьма протяженных разломов глубинного заложения, в периоды активизации достигавших базальтового слоя земной коры.

Разломы вулканогенного пояса образуют систему дугообразных, кулисообразно расположенных трещин скола широтного и северо-восточного простирания. На Чукотке заметная роль принадлежит разломам северо-западного простирания, вероятно заложившихся еще в геосинклинальную стадию Чукотской складчатой области. Амплитуда смещения в плоскости разломов достигла большой величины — от нескольких сотен до первых тысяч метров. Так, например, южное крыло Магаданского разлома опущено не менее чем на 2,5—3,0 км.

С продольными разломами сопряжены поперечные, которые также служили выводящими каналами для магматических расплавов. К ним принадлежат наиболее крупные Коркодонский, Ульбейский и другие, прослеживающиеся в пределах мезозоид и жестких массивов на сотни километров. Этим двум системам основных разрывных нарушений сопутствуют многочисленные оперяющие разломы меньшего масштаба, игравшие, однако, важную роль в вулканической деятель-

Основание вулканогенного пояса, будучи расчленено многочисленными разломами, характеризуется мозаичным строением и состоит из ряда блоков. Мозаичная структура основания пояса способствовала созданию высокой проницаемости земной коры. Это предопределило присущие поясу структуры складчато-глыбового типа с развитием прерывистой складчатости, образованием грабенов и впадин, горстовидных поднятий, Моноклиналей.

В целом структура вулканогенного пояса может быть представлена как весьма широкая полоса, состоящая из ряда прогибов (вулкано-тектонические прогибы). В поперечном сечении некоторые прогибы, вероятно, имеют асимметричный профиль, с более опущенным внутренним краем. В приподнятых участках, особенно на жестком основании Охотского и Омолонского массивов, сформировались обширные вулканические поля, в которых покровы эффузивов залегают почти горизонтально, либо горизонтально. Наряду с этими крупными структурными элементами пояса выделяются структуры меньшего ранга, связанные с компенсационными просадками, депрессиями, грабенами, а также купола, вздутия. В отдельных районах выделяются кольцевые структуры, например Лабынкырская кольцевая структура.

Исходя из анализа формационного состава вулканогенных образований пояса, соотношения последних со структурами основания и разломами, внутреннего строения вулканогенного комплекса, истории его развития, в составе пояса выделяются вулканические зоны, которые в свою очередь состоят из вулканических дуг, вулкано-тектонических про-

гибов, вулканических полей и мелких вулканоструктур.

С юго-запада на северо-восток в пределах рассматриваемой территории выделяются: Джугджуро-Ульинская, Приохотская, Эвенская, Чаунская, Восточно-Чукотская вулканические зоны, в составе которых возникли отмеченные ранее структуры меньшего ранга.

Джугджуро-Ульинская вулканическая зона

Главной особенностью этой зоны является развитие вулканического комплекса на структурах юго-восточной части Сибирской платформы и Охотского массива.

Джутджуро-Ульинская вулканическая зона включает две крупные вулканические структуры: на северо-востоке — Ульинский (Чертовских, 1964) и на юго-западе — Предджугджурский * (Моралев, 1962), вулкано-тектонические прогибы.

^{*} Предджугджурский прогиб расположен за пределами рассматриваемой территории и здесь не описывается.

Ульинский вулкано-тектонический прогиб образует наложенную структуру на Охотском массиве. Имея северо-восточное простирание, этот прогиб прослеживается более чем на 360 км при средней ширине около 150 км. Площадь распространения вулканических формаций достигает 60 тыс. км², а общий объем изверженных пород, выполняющих прогиб, 150 тыс. км³. На северо-западе прогиб ограничен структурами раннепалеозойского Юдомо-Майского прогиба, а на юго-западе — палеозойскими складчатыми сооружениями Монголо-Охотской складчатой области. От Приохотской вулканической зоны прогиб отделяется рядом поднятий, сложенных палеозойскими породами, и докембрийским Кухтуйским выступом Охотского массива. От этих тектонических структур прогиб, вероятно, отделяется разломами, к которым на северо-западе относится зона Джугджурского глубинного разлома (Красный, 1959 г.), вмещающая многочисленные интрузии и жильные тела гранитоидов мелового и более древнего возраста. Цепочка гранитных массивов, расположенных вдоль берега Охотского моря, также, по-видимому, контролируется разломом северо-восточного простирания. Кроме интрузивных тел они контролируют многочисленные экструзивные купола, жерловины и трещины, заполненные эффузивами. Вырисовывается два главных направления разломов, выводивших лавы на поверхность, -- северо-восточное и северо-западное.

Основание вулканического комплекса прогиба представлено кристаллическими породами архея и перекрывающими его осадочными породами перми, триаса и юры; в юго-западной его части развиты терригенно-карбонатные породы среднего палеозоя Монголо-Охотской геосинклинали (Красный, 1959). Вероятно, в конце юры и в раннем мелу произошли блоковые опускания фундамента, сопровождавшиеся интенсивной субаэральной вулканической деятельностью, приведшие к воз-

никновению прогиба.

В развитии процессов вулканизма наблюдается определенная последовательность излияний лав различного состава. Наиболее ранние вулканические образования представлены формацией палеотипных андезито-базальтов и базальтов, достигающих мощности 1000 м и более. Эта формация залегает в основании нижнего структурного яруса вулканогенного комплекса. В западной и юго-западной части прогиба в ее составе заметная роль принадлежит континентальным осадочным отложениям. Эффузивы нижнего структурного яруса подверглись довольно интенсивной складчатости, напряженность которой усиливается в зоне крупных разломов, проявляясь в усложнении форм складок и образовании разрывов. Простирание осей складок в толще палеотипных андезито-базальтов и базальтов выдержанное северо-восточное, местами отклоняющееся к меридиональному. Наклон крыльев обычно 30—40°, нередко увеличивается до 60°. Эффузивы нижней формации развиты на периферии прогиба.

Выше лежат также палеотипные, базальтовые лавы и связанные с ними туфы, агломераты и лавобрекчии мощностью около 1000 м, по времени образования относящиеся к сеноману и отчасти турону. В основании этой толщи залегает горизонт конгломератов мощностью до 300 м. В северо-западной части прогиба развита континентальная толща песчаников с флорой сеномана, мощность которой достигает 600 м. Вероятно, в конце раннего мела и начале позднего здесь возник ряд впадин, в которых происходило отложение преимущественно грубообломочных пород.

Строение толщи базальтовых лав и туфов сеноман-турона мало огличается от нижней андезитовой формации. Наблюдаются несколько меньшие углы падения слоев осадочных пород и согласно лежащих на

них эффузивов, образующих пологие складки того же северо-восточного

простирания.

На нижний структурный ярус с угловым несогласием и размывом налегают формации второго структурного яруса, представленные кислыми, средними и основными эффузивами. Нижняя часть верхнего структурного яруса мощностью до 600 м представлена липаритами, дацитами и реже андезито-дацитами и пирокластами того же (амкинская свита). Эффузивные и обломочные породы амкинской свиты пользуются широким распространением и заполняют внутреннюю часть прогиба.

Вулканические явления в эпоху образования липаритовой формации отличались огромными масштабами и мощью извержений. Объем

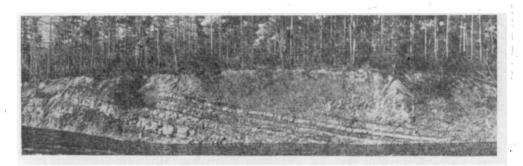


Рис. 67. Ульинский прогиб; левобережье р. Амки, условия залегания эффузивно-туфового комплекса амкинской свиты. Фото В. Т. Шейкашевой

выброшенного и излившегося вулканического материала может быть оценен не менее чем в 25 тыс. км3. Извержения этого времени носили ярко выраженный эксплозивный характер и происходили из большого числа вулканических центров, сопровождаясь выбросом колоссальных масс пирокластического материала, зачастую преобладающего над собственно лавовыми накоплениями. Для липаритовой формации весьма характерно широкое развитие некков, экструзивных куполов, субвулканических интрузий, которые образуют единый вулкано-плутонический

На кислых эффузивах согласно залегают андезиты, андезито-базальты, местами дациты, туфы и агломераты хетанинской свиты сенондатского возраста. Извержения средних и основных лав (хетанинская свита), по-видимому, были обязаны щитовым и отчасти стратовулканам, приуроченным к трещинам разломов.

Верхняя формация этого яруса имеет ограниченное распространение. Мощность ее достигает 500 м. Она приурочена, по-видимому, к наиболее прогнутым частям прогиба, в связи с чем образует ряд изолированных полей, согласно лежащих на подстилающих ее кислых эффузивах.

Вулканиты второго структурного яруса смяты в пологие прерывистые складки северо-восточного простирания с падением крыльев обыч-

но не более 15—20° (рис. 67).

В самом конце мела происходили извержения кислых лав уракской свиты, которые с некоторой долей условности можно отнести также к образованиям второго структурного яруса. Уракскую свиту слагают породы липарито-дацито-трахитовой формации, причем преобладающая роль принадлежит обломочным фациям и особенно игнимбритам. Мощность этой вулканогенной толщи колеблется от десятков до 600 м. Осо•бенности ее состава позволяют говорить о весьма мощных эксплозивных извержениях.

Весьма характерным для этой формации является широкое развитие субвулканических образований, соотношения которых с отдельными потоками и покровами говорят о многократности их внедрения. Г. Н. Чертовских (1963) формацию кайнотипных липаритов, отличающуюся повышенной щелочностью, рассматривает как единый уракский эффузивно-интрузивный комплекс, возникший из остаточного магматического расплава, прошедшего длительную эволюцию.

Последовавшие в палеогене (?) излияния базальтов и андезито-базальтов происходили по разломам северо-восточного и северо-западного

направлений. Базальты образуют ряд изолированных, горизонтально или слабо наклоненных покровов, согласно налегающих на кисэффузивы уракской свиты и с угловым несогласием перекрывающих зальты сенона. Они образусравнительно небольшие вулканоструктуры проседания (рис. 68), особенно в местах налегания на стратифицированную толщу эффузивов сенона. исключено. что палеогенобазальты наследуют более ранние вулканоструктуры, возникшие связи с образованием xeтанинской и уракской свит.



Рис. 68. Ульинский прогиб; восточная часть вулканоструктуры проседания на водоразделе Чульбкан — Гырбы. Фото В. Ф. Карпичева

Одной из характерных черт Ульинского прогиба является приуроченность батолитовых интрузий гранитоидов к его краевым частям, к зонам разломов в отличие от субвулканических тел, приуроченных к определенным структурным ярусам прогиба. Особенно четко связь с разломами наблюдается на юго-западном фланге прогиба, где ряд крупных массивов гранодиоритов, диоритов и гранитов образуют цепочку северо-восточного простирания.

Следует подчеркнуть, что морфологически Ульинский прогиб отчетливо выражен в своей центральной части, отвечающей максимальному опусканию. Суммарная мощность всего вулканогенного комплекса Ульиского прогиба оценивается в 3—3,5 тыс. м. Опускание основания прогиба достигает, по-видимому, не менее чем 2—2,5 тыс. м. В отдельных депрессиях, где происходило накопление континентальных отложений, подстилающих эффузивы, основание прогиба опущено, вероятно, еще более. На общем фоне тектонических движений определенное значение в формировании его структуры принадлежало и компенсационным просадкам, вызванным огромными объемами излившихся масс.

Приохотская вулканическая зона

Строение Приохотской вулканической зоны характеризуется разнообразием вулканических образований, вулкано-тектонических структур, сложностью строения основания, а также весьма значительной ролью многочисленных батолитовых интрузий гранитоидов.

К Приохотской зоне отнесены поля эффузивных пород северного и восточного склонов Охотского массива и непрерывная полоса вулканитов, протягивающаяся от верховий рек Челомджи и Яны (Охотской) на западе до р. Наяхан на востоке (Хасынская дуга). В плане она имеет дугообразную форму, вытянутую в северо-восточном направлении, подчеркивая тем самым положение глубинных разломов в пределах зоны. Глубинные разломы трассируются цепочкой крупных массивов гранитоидов и поздненеогеновыми — антропогеновыми впадинами.

Приохотская зона протягивается с запада на восток на 1200 км, при весьма изменчивой ширине от 60 до 250 км*. Размеры отдельных вулкано-тектонических структур варьируют от сотен до многих тысяч квадратных километров. Значительным колебаниям подвержена мощность вулканогенных образований, максимальная мощность достигает 2—3 тыс. м. Площадь, занимаемая вулканогенными образо-

ваниями, составляет 95 тыс. км2.

О колоссальных масштабах вулканической деятельности в меловое время можно судить по объему излившихся на поверхность лав и вул-

канических выбросов, которые оцениваются в 230 тыс. км³.

Вулканогенный комплекс Приохотской вулканической зоны залегает с резким структурным несогласием на весьма неоднородном основании. В западной части зоны лавовые покровы и пирокласты покоятся на структурах платформенного чехла и местами на докембрийском фундаменте северного и восточного склонов Охотского массива. Восточнее они залегают на мезозойских структурах юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области и Сугойского прогиба. На юге Приохотская зона вдоль субширотного разлома сочленяется с охотидами Тауйско-Тайноносской складчатой зоны.

В вулканогенном комплексе Приохотской зоны выделяются крупные покровы средних и основных лав ранней стадии развития, покровы

позднемеловых игнимбритов и палеогеновых плато-базальтов.

Начало формирований структур Приохотской зоны, по-видимому, относится к поздней юре — раннему мелу. Присутствие туфогенных пород в толще триаса и юры на восточном склоне Охотского массива и в смежных районах мезозоид, преобладающая роль вулканогенных пород в разрезе триаса и юры Тауйско-Тайгоносской складчатой зоны говорят о том, что вулканические явления в этом отрезке пояса происходили и ранее. Завершение вулканической активности относится к палеогену. Это подтверждается тем, что базальты перекрывают палеоценовые угленосные отложения ряда впадин на Охотском (Уйканинская, Гармандинская и др.) и подстилают олигоценовые отложения по р. Авековой, на Тайгоносе.

В строении вулканогенного комплекса Приохотской зоны отчетливо

выделяется четыре структурных яруса (см. табл. 20).

Структурные ярусы разделены перерывами в вулканической деятельности, с которыми совпадали проявления складчато-глыбовых движений, деформировавших покровы эффузивов и толщи осадков. В это же время происходил размыв подстилающих толщ и накопление в тектонических и эрозионно-денудационных впадинах молассовых отложений.

Для первого и второго структурных ярусов характерно развитие простых широких складок с пологим наклоном крыльев, редко превышающим 30°. Увеличение угла наклона до 40—60° и усложнение форм складок наблюдается вблизи разломов и в экзоконтактах массивов гра-

^{*} Вероятно, значительные площади вулканитов скрыты под водами зал. Шелехова (Беляев и др., 1966).

нитоидов. Только на северном побережье Тауйской губы вблизи зоны сочленения с Тауйско-Тайгоносской зоной охотид в толще нижнего структурного яруса развиты складки нормального профиля с средними до крутых наклонами крыльев. В западной и центральной частях зоны преобладают субширотные с отклонением к северо-западу или северо-востоку простирания осей складок, в восточной части — северо-восточные

В основании вулканогенных толщ третьего структурного яруса залегают конгломераты, галька которых представлена эффузивными породами и гранитоидами. Для этого структурного яруса весьма характерен преобладающий кислый состав лав и пирокластов, среди которых широко распространена очень типичная для него игнимбритовая формация (Сперанская, 1964). Основные и средние эффузивы представлены формацией кайнотипных двупироксеновых андезитов и андезито-базальтов. Последняя сложена потоками и покровами лав общей мощностью от нескольких десятков до 500—700 м.

Образование игнимбритовой формации происходило преимущественно в позднемеловое время. Игнимбриты образуют слоистые толщи, лежащие горизонтально или полого наклоненные, мощностью до 1200—1500 м (Янский и Арманский вулкано-тектонические прогибы). Мощность отдельных покровов игнимбритов достигает 300 м. Для ареалов игнимбритового вулканизма весьма характерно образование кольцевых структур и компенсационных просадок. Не менее типичной особенностью этой формации является обилие в ее составе экструзий, даек, силлов и субвулканических тел.

В большинстве своем толщи игнимбритов, липаритов и андезитов залегают почти горизонтально, иногда имеют слабый наклон, редко превышающий 10°. В Янском и Арманском прогибах, как и в некоторых эффузивных полях (верховья р. Конаныги, Малтанском и Ольском), наблюдается синклинальное и моноклинальное залегание вулканических толщ. Характерно слабое коробление покровов, осложненных разрывами; наблюдаются простые прерывистые складки в приразломных участках.

Наиболее интенсивная вулканическая деятельность в Приохотской зоне происходила в апт-сеноманское и сенонское время. С ними ассоциирует множество субвулканических тел, экструзий и гипабиссальных интрузий гранитоидов, образующих вулкано-плутонические формации (Устиев, 1963). Последние проявляются, по-видимому, в компенсированных вулканическими излияниями структурах опускания (проседаний) блоков земной коры, ограниченных разрывами, среди которых зна-

чительная роль принадлежит кольцевым структурам.

Анализ теологического строения Приохотской вулканической зоны показывает частую приуроченность вулканических формаций к отрицательным структурам в основании вулканогенного комплекса, которые частично представляют собой впадины, ограниченные разрывными нарушениями. Эти впадины, заложенные в конце поздней юры, либо в начале раннего мела, вырисовываются нечетко, будучи замаскированными потоками эффузивов. К числу таких наложенных впадин относятся: Верхне-Нютская, Майманджинская (Ларин, 1962), Арманская, Хасынская, Черноозерская, возникшие на мезозоидах и на Колымо-Омолонском массиве, и Омсукчанская впадина (Балыгычан-Сугойская наложенная структура, Матвеенко, 1957).

Образование перечисленных впадин, по-видимому, тесно связано с происходившими интенсивными тектоническими движениями в конце юры и в раннемеловое время в Яно-Колымской и ранними движениями

в Охотской областях.

Впадины выполнены молассами, состоящими из конгломератов, песчаников и алевролитов, включающими горизонты угленосных отложений. В толще моласс Хасынской и Арманской впадин присутствуют пирокластические породы и потоки эффузивов. Континентальные отложения слабо дислоцированы, в небольших впадинах толщи имеют брахисинклинальное либо моноклинальное залегание с углами падения 10—30°, увеличиваясь до 40—50° у бортов. Между толщей моласс и перекрывающих их вулканитов зачастую устанавливается несогласие и размыв.

Некоторые впадины, заложенные в конце юры — начале раннего мела, продолжали существовать и в позднем мелу, например Омсукчанская и Арманская. В Омсукчанской впадине зоринскую свиту пере-

крывает толща эффузивов Кенской лавовой полосы.

Кроме крупных выделяются мелкие впадины, которые представляют собой приразломные структуры. К ним относятся мелкие впадины в верховьях Буюнды и Килганы, образующие цепочку вдоль разлома и выполненные грубой молассой мощностью до 500 м. Эта континентальная, слабо деформированная толща конгломератов и грубозернистых песчаников с угловым несогласием перекрыта толщей андезитов, дацитов и их туфов. На них с размывом лежит вторая эффузивнотуфовая толща кислого состава, включающая многочисленные субвулканические интрузии (Ю. Г. Кобылянский, 1963 г.).

Амплитуды колебательных движений, в связи с которыми образовались впадины, достигали большой величины. Об этом можно судить по мощности молассовых толщ во впадинах. Так, например, мощность континентальных толщ в Майманджинской, Омчанской впадинах, во впадине верховий р. Нют превышает 1000—1500 м, на площади Челомджинского угольного месторождения она достигает 2000 м.

В ряде случаев вулканогенные толщи наследуют подстилающие их синклинальные структуры. К таким структурам принадлежат Кенская лавовая полоса, Янский вулкано-тектонический прогиб и другие. Наряду с отрицательными структурами выделяются приподнятые струк-

туры, образующие вулканические поля.

В западной части зоны эффузивы образуют покровную структуру, залегающую на дислоцированном основании Охотского массива. Вулканические породы лежат здесь почти горизонтально. Наиболее ярким примером подобных структур может служить Куйдусунское вулканическое поле, расположенное на северном склоне Охотского массива. Аналогичного типа структуры известны и на складчатом основании мезозоид, например Малтано-Ольское и Хетинское поля.

Хасынская вулканическая дуга протягивается от Охотского массива на западе до р. Наяхан на востоке. Значительная часть ее скрыта водами залива Шелехова. В строении Хасынской вулканической дуги участвуют формации первого и второго структурных ярусов. Как уже отмечалось ранее, для нее свойственно проявление складчатых форм относительно сложной морфологии. На юге покровы Хасынской дуги обрываются Магаданским глубинным разломом, вдоль которого образовалась Ямо-Тауйская система приразломных впадин.

К северу от Хасынской вулканической дуги развиты позднемеловые вулканиты и молассовые отложения третьего структурного яруса. Покровы эффузивов образуют здесь ряд вытянутых в меридиональном направлении вулканических полей, прослеживающихся на 150 км и более, при ширине 30—50 км. Причем значительная часть этих вулканогенных пород налегает на мезозоиды. Здесь выделяются Малтано-Ольское и Хетинское вулканические поля. Центральную часть Малтано-Ольского

вулканического поля слагают палеогеновые плато-базальты Ольского плато. Покровы вулканических пород этих полей лежат горизонтально, либо они слабо покороблены, тогда наблюдается синклинальное или моноклинальное их залегание, с углами падения до 10°. Мощность эффузивных толщ в них, включая плато-базальты палеогена, достигает 2000 м.

Восточнее Хетинского поля намечается еще ряд субмеридиональных вулканоструктур. Они в значительной степени эродированы и фиксируются по покровам, прослеживающимся в меридиональном направлении, и по ассоциирующим с ними интрузиям гранитоидов. К ним принадлежат Килгано-Арбутлинский и Верхне-Купкинский ряды вулканоструктур. К этой же группе структур относится протягивающаяся более чем на 300 км Кенская лавовая полоса, покровы которой перекрывают осадочную толщу Омсукчанской впадины. К аналогичным структурам, почти целиком эродированным, относятся небольшие площади вулканитов и моллас, связанных с ними экструзивов, и цепочки массивов в зоне Коркодонского поперечного разлома.

Ю. Г. Кобылянским (1962 г.) в верховьях р. Буюнды выделена Хетаньинская кольцевая структура. Она сложена толщей игнимбритов и туфов, в центральной ее части залегает Хетаньинский гранитный массив и многочисленные экструзивные тела. По морфологическим признакам Хетаньинская кольцевая структура представляет

собой образование компенсационного типа.

По-видимому, к данной группе структур принадлежит комплекс пород Тальского субвулканического массива (Васьковский и др., 1945; Сперанская, 1963), поле эффузивов и ассоциированных с ним субвулканических пород по р. Хета.

К другим тектоническим элементам Приохотской вулканической зоны принадлежат расположенное на западном фланге Куйдусунское эффузивное поле и Янский, Арманский и Маяканский вулкано-тектоничес-

кие прогибы.

которого Куйдусунское вулканическое поле, площадь 40 тыс. κm^2 , расположено на северном склоне Охотского массива, на границе с Эльги-Кулинской зоной мезозоид. В формировании вулканических пород Куйдусунского поля ведущую роль играли разрывы северо-западного (Восточно-Охотский разлом, Ларин, 1962) и субмеридионального (Ульбейский разлом) направлений. В основании эффузивов залегают кристаллические породы докембрия, слабо дислоцированные терригенные отложения верхней перми и нижнего и среднего отделов триасовой системы. Позднемеловые эффузивы, слагающие поле, представлены лавами и туфами кислого и среднего состава общей мощностью до 2000 м. В северной части Куйдусунского поля расположена описанная Н. И. Лариным (1954) Лабынкырская кольцевая вулканоструктура. Она имеет форму окружности радиусом до 100 км. По ее периметру выделяется ряд дугообразных разломов, хорошо выраженных в рельефе депрессиями и поднятиями. Намечается отчетливое размещение интрузивных и субвулканических тел, эруптивных центров, приуроченных к этим дугам. Внутренняя часть кольцевой структуры сложена эффузивно-туфовыми накоплениями мощностью более 1500 м. Подмечено, что осадочные породы, подстилающие вулканогенные образования, и покровы последних имеют наклон к центру кольцевой структуры. Н. И. Ларин Лабынкырскую кольцевую структуру понимает как концентрически кольцевой грабен.

В строении Янского, Арманского и Маяксанского вулкано-тектони-ческих прогибов много общего. Располагаясь вдоль Магаданского про-

дольного разлома, они образуют структуры синклинального типа, наложенные на мезозоиды. Все они довольно близки по размерам, длина от 85—120 км (Арманский и Маяканский прогибы) до 180 км (Янский прогиб), при средней ширине 60-65 км. Анализ подстилающих мезозойских структур указывает на существование здесь крупных брахисинклинальных складок, сложенных нижне- и среднеюрскими отложениями. В Арманском прогибе отсутствуют крупные тела гранитов, характерные для центральной части Маяканского и юго-восточной — Янского прогибов. Здесь широко развиты позднемеловые кайнотипные двупироксеновые андезиты, в то время как в Янском и Маяканском прогибах они отсутствуют совсем, либо пользуются незначительным распространением. Для этих прогибов весьма характерна формация игнимбритов, образующих толщу мощностью 1200 м (Арманский прогиб), многочисленные субвулканические тела порфировых пород и небольших близповерхностных интрузий гранитов, зачастую приуроченных к нижней части вулканической толщи (Сперанская, 1963). Меловые эффузивы Янского и Арманского прогибов перекрыты палеогеновыми базальтами, приуроченными к внутренним, наиболее прогнутым их частям.

Строение прогибов подчеркивается мощностями выполняющих их стратифицированных вулканогенных толщ. Основание сенон-датской игнимбритовой формации в Янском прогибе максимально опущено на 2500 м, а с учетом мощности нижнего структурного яруса — на 3500 — 4000 м. Близка к приведенной цифре величина опускания в Арманском и, вероятно, Маяканском прогибах. Описывая строение вулканических толщ Янского прогиба, И. М. Сперанская (1963) подчеркивает наклон лавовых покровов и потоков от периферии к центру прогиба, причем в центральной его части явно преобладают пирокластические породы, переслаивающиеся с пачками континентальных осадков. Лавы более распространены на периферии прогиба.

Одной из особенностей Приохотской вулканической зоны является широкое развитие в ее пределах интрузивных тел, представленных весьма крупными массивами гранодиоритов, средними и небольшими массивами гранитов и сравнительно редкими телами диоритов, габбро-диоритов и габбро. Последние часто образуют оторочки массивов гранодиоритов либо ксенолиты в них. Положение массивов контролируется глубинными разломами. Магаданский разлом контролирует Сеймкано-Туманский ряд интрузий, среди которых выделяются очень крупные Туманский и Магаданский массивы. К поперечному Ульбейскому разлому на западном склоне Охотского массива приурочен Нют-Ульбейский интрузив.

Коркодонский поперечный разлом «трассируется» цепочкой гранодиоритовых массивов Коркодон-Наяханского интрузивного ряда.

К наложенным структурам Приохотской вулканической зоны принадлежит Ямо-Тауйская система неотектонических впадин. Впадины выполнены континентальными неогеновыми и четвертичными отложениями и представляют собой систему грабенов, возникших вдоль Магаданского глубинного разлома в результате движений блокового характера в конце палеогена — начале неогена. Толща неогена, включающая угленосные отложения, слабо дислоцирована. Для нее обычны пологие широкие брахиструктуры и моноклинали, осложненные многочисленными разрывными нарушениями. Наклон крыльев складок редко превышает 10—15°, простирание осей складок почти широтное. Встречающиеся более напряженные дислокации приурочены к разрывным нарушениям, амплитуда смещения по которым достигает 200—250 м.

Эвенская вулканическая зона

Эвенская вулканическая зона * прослеживается в северо-восточном направлении почти на 800 км от р. Наяхан на юго-западе до верховий р. Анадырь на северо-востоке. Ширина ее постепенно увеличивается в северо-восточном направлении от 100 км в бассейне р. Гижиги до 200 км в бассейне р. Пеледон. Она представлена комплексом излившихся и пирокластических пород, расположенных на опущенном восточном крае Омолонского массива.

Вулканогенный комплекс Эвенской зоны характеризуется преобладанием вулканитов среднего и основного состава. Роль первых постепенно нарастает с юго-запада на северо-восток. В этой зоне, по сравнению с другими, наиболее широко развиты крупные покровы палеогеновых базальтов, имеющих здесь наибольшую мощность. В сравнении с Приохотской зоной здесь относительно малочисленны интрузивные тела, не образующие таких крупных плутонов, как в первой. Эффузивы нижней части вулканогенного комплекса (валанжин-готерив) вклиниваются в толщу геосинклинальных осадков Мургальского антиклинория и северного конца Пенжинского прогиба Охотской складчатой области. В Мургальском антиклинории толща палеотипных эффузивов смята в неширокие складки северо-восточного простирания с наклоном крыльев 20—30°. Вулканиты позднего мела на последних образуют наложенные структуры.

По системе глубинных разломов, протягивающихся вдоль северного борта Умкувеемской впадины, вулканогенные образования образуют протяженную полосу на Омолонском массиве. Нижнемеловые эффузивы несогласно перекрывают верхнеюрские, валанжинские и готеривские осадочные отложения и относятся к апт-альбу и может быть сеноману. Нижнемеловые эффузивы образуют плоские широкие складки, наклон крыльев которых возрастает в зоне разломов, ограничивающих Умкувеемскую впадину. Серия вулканических пород раннего мела в Эвенской зоне относится к первому структурному ярусу. К второму структурному ярусу принадлежат формации кислых и средних эффузивов и их туфов апт-альбского, сеноманского и отчасти туронского времени, несогласно налегающих на породы первого структурного яруса.

К третьему структурному ярусу относятся эффузивы сенона и дания, несогласно залегающие на раннемеловых. Строение толщи эффузивов позднего мела характеризуется исключительной сложностью, непостоянством разреза, быстрой сменой состава по простиранию. В бассейне р. Гижиги это преимущественно липариты и их туфы при незначительном участии андезито-дацитов и андезитов. Существенное значение кислые лавы имеют также и в бассейне р. Шайбовеем. В средней части зоны в основании позднемеловой толщи залегают андезиты и андезито-базальты палеотипного облика, выше них — липариты, липаритодациты, дациты, туфолавы, туфобрекчии, среди позднемеловых излияний большая роль принадлежит андезитам и базальтам. В основании толщи местами залегают конгломераты и грубообломочные континентальные отложения мощностью до 200 м.

Вулканогенные породы верхнего мела образовались в результате наземных вулканических извержений разнообразного типа — трещинного, извержений стратовулканов, часто имевших эксплозивный характер. На Анадырском плоскогорье существовали щитовые вулканы.

^{*} Л. А. Снятков (1958) под Эвенской вулканической зоной подразумевает полосу меловых вулканитов, прослеживающуюся от р. Наяхан до Чаунской губы.

На значительных площадях верхнемеловые эффузивы залегают почти горизонтально, имея слабый наклон до 10—15°. Наблюдаются флексурообразные перегибы, моноклинальные падения покровов, куполовидные и пологие прерывистые складки, плоские структуры проседания. Вблизи разломов наблюдаются более четкие простые складки с падением крыльев 30—40°, а в отдельных случаях, вдоль Анадырского разлома, они достигают 60°.

Верхнюю часть вулканогенного комплекса Эвенской зоны, как и в смежных с нею зонах, слагают покровы плато-базальтов палеогена, образующих четвертый структурный ярус. Обычно они сложены покровами и потоками мощностью от нескольких до десятков и даже сотен метров. Шлаковые накопления и туфы встречаются редко. Они представлены преимущественно оливиновыми и двупироксеновыми базальтами и андезито-базальтами, реже андезитами и трахитами. Покровы плато-базальтов протягиваются в северо-восточном направлении на сотни километров, от верховьев р. Анадыря на юго-запад до верховьев р. Шайбовеем, образуя Чуванскую базальтовую полосу. Отдельные покровы плато-базальтов в ней достигают весьма значительных размеров. К наиболее крупным из них принадлежат с северо-востока на югозапад: Энмывеемский 1000 км², Чиннейвеемский около 2500 км², Терпухойская группа покровов протягивается почти на 200 км, имея ширину от 20 до 45 км, Кургучанский покров около 5000 км². Общая плораннепалеогеновых плато-базальтов зоны составляет 25 000 км². Базальтовые плато расположены вдоль глубинного Анадырского разлома. Если учесть мощность базальтов, в среднем равную 500—600 м, а для Кургучанского покрова (В. Я. Онищенко, 1961 г.) 1200—1400 м, объем излившейся массы для сохранившихся от эрозии частей покровов оценивается почти в 20 тыс. км³.

Плато-базальты в большинстве своем залегают горизонтально, либо с очень незначительным наклоном, не более 10°. Некоторые их покровы имеют синклинальное залегание с очень пологим наклоном крыльев в центральной части поля (Кургучанский покров). Довольно часто встречаются структуры проседания, куполовидные вздутия. Отголосками мощных базальтовых излияний, происходивших в палеогене, могут служить поля неоген-четвертичных щелочных базальтоидов, фонолитов и трахитов в бассейне р. Мургаль (М. К. Кожемяко, 1948 г.). На подстилающих верхнемеловых и нижнемеловых эффузивах они за-

легают с угловым несогласием и размывом.

В плане Эвенская зона вырисовывается как крупная асимметричная синклинальная структура. Северо-западное крыло вулканической зоны, сложенное позднемеловыми эффузивами, вырисовывается как несколько обособленная структура второго порядка, выделяемая в Пеледонскую вулканическую дугу. Юго-западный фланг Пеледонской дуги, образующей вулканогенный чехол на Омолонском массиве, сложен нижнемеловыми палеотипными эффузивами. Морфологически Пеледонская дуга представляет пологую моноклиналь, наклоненную на юго-восток и осложненную мелкими вулкано-структурами.

На юго-западном фланге Эвенской вулканической зоны выделяются Верхне-Гижигинское, Пареньское и Окланское вулканические поля и Шайбовеемский прогиб. Эти структуры возникли на слабо деформиро-

ванном основании Гижигинского прогиба.

Верхне-Гижигинское вулканическое поле имеет несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму, сложено верхнемеловыми, слегка покоробленными покровами лав и горизонтами пирокластолитов кислого и отчасти среднего состава. С кислыми эффузивами ассоциируют многочисленные субвулканические и жерловые образования. На

денудированной поверхности, в северной части поля, залегают палеогеновые базальты, образующие плато, состоящее из нескольких покровов. Строение и состав вулканитов Верхне-Гижигинского поля сближают его с аналогичными структурами Приохотской вулканической зоны.

В строении Пареньского вулканического поля главная роль также принадлежит лавам и пирокластолитам третьего структурного яруса. Причем в отличие от Гижигинского поля здесь весьма значительная роль андезитов и их туфов. На денудированной поверхности верхнемеловых эффузивов сохранились небольшие площади палеогеновых базальтов. Толща вулканогенных пород залегает на пологих складчатых структурах верхнего триаса, отчасти юры и перми, во внутренней части Гижигинского прогиба. На юге эффузивы налегают на северо-западный край Тайгоносского выступа. Северная часть поля имеет синклинальное строение, здесь развиты хорошо выраженные небольшие складки со средение, здесь развиты хорошо выраженные небольшие складки со средение.

ними углами наклона крыльев.

Строение Окланского вулканического поля в общих чертах сходно с Пареньским, располагается оно по юго-восточному краю Омолонского массива и частично срезает складки Мургальского антиклинория. Верхнемеловые эффузивы этого поля изливались по системе трещин, оперявших Анадырский разлом. Для него характерны многочисленные небольшие штоки плагиогранитов и адамелитов. Окланское поле на северо-западе граничит с Шайбовеемским вулканогенно-тектоническим прогибом, который образует сравнительно небольшую наложенную структуру с выраженным синклинальным строением. Нижняя его часть, сложенная вулканитами второго структурного яруса, с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывает отложения нижнего Средняя часть сложена кислыми эффузивами и широко распространенными туфами, включающими пачки континентальных осадочных пород третьего структурного яруса. В самых верхах выделяется горизонт кайнотипных андезитов и базальтов верхнего мела. В центральной части прогиба сохранилось несколько горизонтально залегающих покровов плато-базальтов, образующих четвертый структурный ярус. Характерной особенностью строения Шайбовеемского прогиба является крайне ограниченное распространение внутри него плутонических пород; последние образуют цепочку массивов, отделяющую этот прогиб от Окланского поля и фиксирующих продолжение Анадырского разлома на юго-запад. В составе толщи кислых лав и верхней толщи кайнотипных андезитов и андезито-базальтов часто встречаются субвулканические тела и дайки. Залегают излившиеся и обломочные породы горизонтально с местными осложнениями, в которых углы падения обычно не превышают 10—15°.

Интрузивные тела внутри зоны образуют Мургальский ряд позднемеловых массивов. Среди них преобладают плагиограниты, адамеллиты и гранодиориты. Реже встречаются габбро, габбро-диориты, диориты, граниты, гранит-порфиры, граносиениты и монцониты. Гранитоиды Мургальского ряда представлены чаще удлиненными, трещинного типа интрузиями, реже штоками средних и небольших размеров, локализующимися в зоне Анадырского разлома, продолжающегося, судя поцепочке интрузивов, вплоть до Тайгоносского выступа. Только у границы Тайгоносского выступа, где существовали, по-видимому, благоприятные условия для проникновения магмы, возник огромный Тылхойский плутон, формой своей отражающий два направления разломов: северо-восточного Анадырского и северо-западного, ограничивающего

Тайгоносский выступ с севера.

Северо-западные Олойский и Уш-Урэкчанский глубинные разломы и связанные с ними оперяющие разрывы, неоднократно испытавшие

подновления, служили магмовыводящими путями. С ними связано формирование юго-западного фланга Пеледонской вулканической дуги и меридиональной (моланджинской) полосы эффузивов, ограничивающей с запада Верхне-Пенжинскую впадину.

Чаунская вулканическая зона

Вулканические образования Чаунской зоны представляют широкую дугообразную полосу, крутым изломом обращенную к северу и огибающую с северо-запада и севера Эвенскую вулканическую зону. В. Ф. Белому (1959), эффузивы этой зоны представляют часть Охотско-Чукотского пояса. Вулканический комплекс зоны сформировался на мезозоидах Чукотской складчатой области. Эта зона характеризуется мощным проявлением вулканической деятельности в раннемеловое время, продукты излияния которой занимают обширные площади северной части Анадырского вулканического плоскогорья. Более молодые эффузивы имеют ограниченное распространение. Максимальная мощность вулканического чехла в отрицательных структурах достигает 3 тыс. м. Эффузивный чехол имеет слабо волнистое строение, заметное оживление складчатых форм сопровождается разломами, образующими сеть трещин, систему ступенчатых сбросов либо грабенов, возникших частично в период формирования толщи вулканитов, частью более молодых.

Намечаются два главных направления разрывных нарушений—северо-западное, принадлежащее Чукотской складчатой области, и северо-восточное, совпадающее с простиранием охотид. Система разрывных нарушений предопределила блоковое строение основания пояса, нашедшего отражение и в структурах вулканогенного чехла, в возникновении опущенных и приподнятых участков, в весьма сложном прерывистом размещении свит вулканогенного комплекса. В. Ф. Белый (1959) отмечает общий наклон вулканического чехла под углом 3—8° на юго-восток и смену, в том же направлении, ранних вулканиче-

ских формаций поздними.

Северо-западное крыло Чаунской зоны, в строении которой принимают участие вулканогенные образования первого структурного яруса, образуют Угаткынскую вулканическую дугу. Вулканогенные образования Угаткынской вулканической дуги, мощность которых достигает 2500 м, сформировались в условиях интенсивной субаэральной вулканической деятельности. Обилие пирокластических образований, особенно в средней части этой серии, указывает на эксплозивный харак-

тер вулканической деятельности.

В результате раннемеловых движений, в толще эффузивов Угаткынской дуги, возникли пологие брахиморфные складки. Оси складок ориентированы в различных направлениях от северо-западного до северо-восточного. Шарнир складок волнистый, характерны плоские и широкие мульды и своды и относительно узкие крылья, падающие, обычно, под углом 5—15°. Изредка наклон крыльев увеличивается до 20—25°. В местах перегибов, близ разломов, наклон возрастает до 30 и даже 60°.

Залегающая на раннемеловых эффузивах Угаткынской дуги с размывом и угловым несогласием чаунская вулканическая серия сформировалась в интервале от апта до сеномана включительно. Она образует комплекс вулканитов второго структурного яруса в восточной части

вулканической зоны и занимает огромную площадь.

В составе чаунской серии В. Ф. Белый (1961) выделяет два вулканических цикла. К раннему циклу принадлежит залегающая в осно-

вании серии алькаквуньская и лежащая согласно на ней кальнемуваамская свиты. В основании алькаквуньской свиты залегает толща конгломератов мощностью 300—400 м, выше лежит стратифицированная
формация преимущественно игнимбритов липаритового и дацитового
состава, перемежающихся с потоками липаритов, дацитов и их туфов,
мощностью 1500 м. Для вышележащей каленьмуваамской свиты мощностью 850 м характерно преобладание лав среднего состава. Среди
вулканитов каленьмуваамской свиты, образующей полосу северо-восточного направления, выделяется депрессия, вытянутая в том же направлении.

К следующему вулканическому циклу принадлежит толща излившихся пород суммарной мощностью до 700 м. Нижняя ее часть сложена широко распространенными игнимбритами липаритов, дацитов и андезито-дацитов с подчиненными липаритами, прослоями туфов и туфолав, витрофиров (пыкарваамская и вороньинская свиты). Формация игнимбритов верхнего цикла слагает крупную моноклиналь, протягивающуюся в северо-восточном направлении на 200 км с общим наклоном на юго-восток под углом 3—5°. Вышележащая коэквуньская свита занимает небольшие участки центральной, наиболее погнутой части Чаунской зоны. Ее формационный состав подвержен значительным изменениям, особенно вкрест простирания зоны, что находит объяснение в развитии локальных вулканоструктур — проседания, в которых значительно возрастает мощность толщи. В бассейне р. Коэквунь выделяется структура проседания, в которой мощность этой формации достигает 750 м. В южном направлении преобладают андезиты, возрастает количество обломочных пород, увеличивается мощность формации с 400—500 м на севере до 1200 м на юге. Несогласно на коэквуньскую и пыкарваамскую свиты налегает грубая моласса мошностью 300-400 м. На молассах, а чаще на формациях второго структурного яруса лежит толща кислых лав (липаритов, липарито-дацитов, трахилипаритов) и главным образом игнимбритов и пирокластических образований того же состава, образующих третий структурный ярус. Мощность игнимбритово-туфовой толщи (энмываамская свита — по Белому, 1961) весьма изменчива, от первых сотен метров до 800-1000 м. Значительное увеличение мощности сенонской липаритовой формации приурочено к вулканоструктурам проседания.

В северной части Чаунской зоны, в верхней части бассейна рек Паляваам и Пегтымель, вырисовывается крупная отрицательная структура — Петтымельский вулкано-тектонический прогиб. Прогиб расположен в дугообразном изгибе Чаунской зоны. В длину он прослеживается на 170 км, наибольшая ширина его около 120 км. Основание прогиба по подошве алькаквуньской свиты в наиболее прогнутой части погру-

жено на 3—3,5 тыс. м.

Пегтымельский прогиб, по В. Ф. Белому (1961), принадлежит к компенсационным структурам. Не исключая определенной роли явлений компенсации в связи с массовыми излияниями лав, рассматриваемый прогиб скорее образует отрицательную тектоническую структуру, генетически связанную с глыбовыми движениями фундамента, сопровождавшимися явлениями вулканизма (см. кн. 1, рис. 64).

В Пегтымельском прогибе широко развиты вулканоструктуры, специфические для слагающих его формаций и отражающие условия их образования в зависимости от типа извержений. Наряду со структурами проседаний и куполовидными поднятиями выделяются значительные платообразные участки формации игнимбритов. В южной части Пегтымельского прогиба В. Ф. Белый (1961) выделяет крупный щитовидный вулкан, с которым связано образование вороньинской свиты андезитов 27 Зак. 1016

и андезито-дацитов. Позднее, в коэквуньское время, на месте значительной части вороньинской свиты возникла отрицательная структура, выполненная породами коэквульской свиты. В отрицательных структурах лавовые потоки и покровы имеют наклон к центру от 2—3 до 6°, вдоль разломов угол наклона повышается до 10—15° и даже 20—35°. Форма структур проседания чаще овально-округлая или удлиненная. Размеры их от единиц до десятков километров. Вулканоструктуры сопровождаются многочисленными разрывными нарушениями, тесно связанными, вероятно, с деятельностью вулканов. По таким разрывным нарушениям не наблюдается сколько-нибудь заметного смещения пород. Вместе с тем у южной границы Пегтымельского прогиба фиксируются разрывные нарушения с амплитудой смещения по вертикали до 2000 м.

Другой крупной структурой, расположенной в восточной части Чаунской зоны, является Осиновское эффузивное поле. Эта структура представляет обширную площадь вулканогенных образований нижней липаритовой формации (алькаквуньская свита), образующей вулканический чехол на дислоцированных отложениях позднего триаса Паляваамской синклинальной зоны. Фациальный состав вулканитов Осиновского поля, в которых большая роль принадлежит игнимбритам, туфолавам и туфобрекчиям, говорит о крупных эксплозивного типа извержениях, в результате которых возник платообразный характер этогополя. В толще кислых эффузивов Осиновского поля наблюдаются узкие килевидные складки субмеридионального простирания и куполовидные поднятия. Килевидные складки имеют сравнительно крутые падения крыльев, достигающие 40—45° и размах до 5 км. Они располагаются на продолжении складок Пекульнейского поднятия. Возникновение Осиновского поля обусловлено его положением в «треугольнике», между зонами глубинных разломов: Пекульнейского и Анадырского и разломов северо-западного простирания на севере.

К северо-западу от Чаунской зоны, вдоль северо-западных разломов Южно-Анюйской шовной зоны, возникла Уямкандино-Нутесинская дуга меловых эффузивов. Дугу слагают раннемеловые средние и основные лавы и туфы, частично дациты и липариты — имревеемская серия, по С. М. Тильману (1963). Уямкандино-Нутесинская вулканическая дуга протягивается на 400 км по левобережью Малого Анюя. Образование Уямкандино-Нутесинской вулканической дуги относится к заключительным этапам формирования структур Чукотской складчатой области. Это вместе с тем не может служить основанием для отрыва вулканогенных образований имревеемской серии от вулканитов Чаунской зоны. Вулканические формации в этих структурах имеют общую природу.

В Уямкандино-Нутесинской дуге вулканическая деятельность закончилась в раннем мелу, в Чаунской зоне она продолжалась до палеогена.

Особенностью строения Чаунской вулканической зоны является отсутствие сколько-нибудь крупных плутонических тел в толще вулканогенного комплекса. Ряды крупных интрузий гранитоидов образуют своего рода раму, внутри которой расположены огромные массы излившихся пород. К этим интрузиям принадлежат Пегтымельский ряд, а также цепочки массивов Иультинского поднятия, вытянутые в северозападном направлении. Значительная роль принадлежит субвулканическому комплексу, возникшему одновременно с образованием вулканических формаций. Многочисленные, подчас крупных размеров субвулканические тела, постепенно переходящие в покровы лав, известны срежативенные покровы п

ди полей нижней липарит-игнимбритовой формации на междуречье Каленьмуваам — Пегтымель.

Вулканические процессы в зоне отличались исключительной мощью. Об этом можно судить по площади распространения вулканических формаций и объему продуктов извержений. Так, например, площадь коэквуньской свиты В. Ф. Белым определена в 52 тыс. κm^2 , а объем массы эффузивов в 33 тыс. κm^3 . Покровы игнимбритов первого вулканического цикла (алькаквуньская, каленьмуваамская свиты) занимают площадь до 37 тыс. κm^2 и объем 19 тыс. κm^3 . Напряженность вулканической деятельности не ослабевала и позже в пыкарваамское, вороньинское и коэквуньское время, когда происходило образование формаций второго вулканического цикла.

Восточно-Чукотская зона

Рассматриваемая зона представляет крайнее восточное звено Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Вулканические образования зоны сформировались на Восточно-Чукотском массиве и по его границе с Охотской складчатой областью. Сочленение этих структур имеет шовный характер, проявляющийся в развитии разрывных нарушений, цепочек батолитоподобных интрузий гранитоидов, узких полос кремнистовулканогенных формаций и связанных с ними трещинных интрузий базитов и покровов палеогеновых базальтов. С этими разломами, расчленяющими Восточно-Чукотский массив на ряд блоков, наблюдается тесная пространственная связь продуктов вулканической деятельности и плутонического магматизма. Намечаются несколько стадий активизации глыбово-блоковых подвижек, с которыми было связано образование эффузивов ранне- и позднемеловых, раннепалеогеновых, миоценовых и, возможно, раннечетвертичных. Главными направлениями разломов являются северо-восточное (Пекульнейский разлом), северо-западное (Колючинская зона глубинных разломов) и субмеридиональное. Значительные площади эффузивных пород Восточно-Чукотской зо-

значительные площади эффузивных пород Восточно-Чукотской зоны скрыты под водами Анадырского залива, что подтверждается продолжением в акваторию магнитных аномалий, характерных для полей излившихся пород. В западной части Восточно-Чукотской вулканической зоны, граничащей с вулканитами Чаунокой зоны, развиты формации эффузивных пород, близких последней. Несколько отличается формационный состав, а главное возрастной диапазон эффузивов, развитых на востоке. Если в западной части известны меловые и палеогеновые вулканические образования, то на востоке, кроме них, имеются

неогеновые и, вероятно, четвертичные.

Формации вулканогенных пород имеют отчетливое структурное несогласие с подстилающими геосинклинальными отложениями триасовой и пермской систем Чукотской складчатой области и с кремнисто-вулканогенными и терригенными толщами валанжина — Охотской. На юговостоке вулканические формации вулканогенного пояса вклиниваются в толщу морских отложений верхнего и отчасти нижнего мела Охотской складчатой области, перемежаясь с морскими осадками. Следовательно, в структурном отношении Восточно-Чукотская вулканическая зона, особенно ее западная часть, в меловое время развивалась в тесной связи с Охотской геосинклиналью.

В составе вулканогенного комплекса Восточно-Чукотской зоны выделяются нижнемеловая (апт-альбская), верхнемеловая (в основном сенон-датская), палеогеновая (палеоценовая), неогеновая и раннечетвертичная вулканические формации. Нижнемеловая формация представлена палеотипными андезитами, андезито-дацитами и дацитами, в верхах содержит липариты, переслаивающиеся с пирокластолитами того же состава. В нижней части толщи в существенных количествах присутствуют пачки осадочных пород, содержащие слои углистых сланцев с линзами и пластами каменного угля. Мощность палеотипных эффузивов и осадочно-вулканогенных пород 800—1200 м. Они несогласно лежат на морских отложениях валанжина, среди которых встречаются тонкие горизонты спилитов. В хр. Золотом толща палеотипных эффузивов, суммарная мощность которой увеличивается до 2000 м, в нижней части содержит морские отложения.

Эффузивы апт-альба образуют первый структурный ярус, они несогласно и со следами размыва перекрываются мечигменской вулканогенно-осадочной формацией, относящейся к второму структурному ярусу. На значительных участках восточной части Чукотского полуострова мечигменская формация образует чехол на породах докембрия и палеозоя, а в Колючинско-Мечигменской депрессии несогласно лежит на отложениях лоринской свиты. В нижней части мечигменской формации выделяется толща континентальных отложений молассового типа с конгломератами мощностью 100 м и горизонтами андезитов. Мощность осадочной толщи от 250—300 до 900 м. Верхняя часть ее преимущественно эффузивная, сложена в основном кислыми и средними лавами и в меньшей мере туфами. Мощность последней 1100—1400 м.

Возраст формации устанавливается от сеноман-турона (нижняя вулканогенно-осадочная толща) до сенона — дания (верхняя вулканогенная толща). Имеются данные (Жуков, 1959) о несогласном залега-

нии кислых эффузивов на вулканогенно-осадочной толще.

Андезито-липаритовая формация палеогена образует значительные покровы в верховьях рек Канчалан, Танюрер, в отрогах Ушканьих гор. Она вместе с неогеновыми лавами образует третий структурный ярус зоны и соответствует четвертому структурному ярусу других зон пояса. В их размещении видна четкая приуроченность к крупным дизъюнктивным нарушениям. Средние и основные лавы часто образуют депрессионные структуры. Кислые лавы чаще лежат на выровненной эрозионной поверхности верхнемеловых эффузивов. Мощность толщи палеогеновой вулканической формации непостоянна (300-1000 м). Для формации неогеновых (миоценовых) лав характерно чередование кислых излияний со средними и основными и значительной ролью обломочных фаций. Среди полей кислых лав обычно встречаются субвулканические тела липаритов и дацитов. Небольшие покровы и накопления неогеновых эффузивов приурочены к зонам омоложенных разломов, ограничивающих Колючинско-Мечигменскую депрессию в среднем течении р. Амгуэмы и в других местах. Мощность неогеновых эффузивов непостоянна (от десятков до 250 м).

Проявления четвертичных излияний крайне ограничены. К ним относятся излияния в раннечетвертичное время оливиновых и щелочных базальтов. Для них характерна четкая приуроченность к молодым и подновленным разломам. Мощность толщи раннечетвертичных базаль-

тов достигает 200 м.

Наиболее интенсивно дислоцированы вулканогенно-осадочные образования нижнего структурного яруса. Они зачастую смяты в складки со средними (24—40°) и крутыми (40—60°) наклонами крыльев, особенно возле разломов и в зонах экзоконтактов интрузий. Породы мечигменской формации залегают значительно спокойнее, иногда почти горизонтально. Для них свойственны плоские, широкие прерывистые, с пологими падениями крыльев складки, складки коробления и платообразные формы залегания.

Покровы палеогеновых базальтов и кислых лав часто образуют депрессионные структуры проседания. Они обычно приурочены к центральным частям вулканических прогибов, образуя плато-структуры вдоль разломов.

Неогеновые эффузивы образуют небольшие вулканические накопления на приподнятых участках рельефа, либо выполняют мелкие депрессии. Покровы и потоки неогеновых лав лежат горизонтально, наблюдающиеся наклоны в этих эффузивах обусловлены наклоном подстилающей их поверхности. Преимущественным распространением неогеновые излияния пользуются в зоне Колючинского разлома, залегая на терригенных отложениях Мечигменского прогиба, либо на позднемеловых эффузивах.

Толщи меловых эффузивов частью наследуют структурный план складчатого основания, либо образуют обширные поля, представляющие почти горизонтально лежащий вулканический чехол на подстилающем фундаменте. Среди них выделяются Верхне-Амгуэмский и Эргувеемский вулкано-тектонические прогибы в западной части вулканической

зоны и Курупкинское эффузивное поле в восточной.

Верхне-Амгуэмский вулкано-тектонический прогиб расположен вдоль Пекульнейского разлома, на его юго-восточном крыле. С юговостока эта структура, по-видимому, также ограничивается крупным разломом, положение которого трассируется цепочкой интрузий. На югозападном фланге его расположен гранитоидный плутон Ушканьих гор. Структура прогиба вырисовывается синклинальным и моноклинальным строением вулканогенных толщ нижнего мела, залегающих в основании прогиба и развитых на его крыльях, приуроченностью к центральной части верхнемеловых и палеогеновых покровов. Верхне-Амгуэмский прогиб, вероятно, наследует ранее существовавшему валанжинскому прогибу. Он вытянут в северо-восточном направлении почти на 300 км при ширине до 150 км. Мощность вулканогенного комплекса в наиболее прогнутой части не менее 2500 м, строение его простое, отличается весьма пологой синклинальной формой, осложненной мелкими прерывистыми складками, которые в нижнем структурном ярусе более напряженные.

Восточнее Верхне-Амгуэмского прогиба расположен Эргувеемский вулкано-тектонический прогиб Разделяет их неширокое горстовидное поднятие северо-восточного простирания, в ядре которого обнажаются интенсивно смятые отложения триаса и валанжина. Вдоль этого поднятия расположена цепочка гранитных массивов. Для Эргувеемского прогиба характерна овальная форма, что обусловлено, по-видимому, системой дуговых разломов, существование которых подтверждается выходами гранитоидов по периметру прогиба. Внутреннее строение Эргувеемского прогиба, в отличие от Верхне-Амгуэмского, характеризуется блоковым характером, обусловленным северо-восточными, северо-западными и субмеридиональными разломами, расчленяющими фундамент Восточно-Чукотского массива. Прогиб простирается в северо-восточном направлении почти на 200 км при ширине 120 км. Амплитуда опускания фундамента не менее 1500 м. В центральной наиболее прогнутой части прогиба выделяются площади развития верхнемеловых и палеогеновых эффузивов. По периферии прогиба залегает осадочно-вулканогенная толща нижнего структурного яруса. В северо-восточной части прогиба, в нижнем структурном ярусе, выделяется полоса напряженных приразломных складок с углами наклона крыльев 40—60°.

К востоку от Эргувеемского прогиба располагается Курупкинское вулканическое поле. Вулканический комплекс залегает на расчлененном фундаменте массива, который местами выступает на дневную поверх-

ность. В строении Курупкинского поля выделяется несколько незначительных отрицательных структур с континентальными отложениями в основании. В восточной части поля располагается Ионийский наложенный прогиб.

На севере Курупкинское вулканическое поле ограничено системой «северо-западных разломов, подновление которых сопровождалось внедрением раннемеловых интрузий габбро и гранитоидов, а в сенон-датское время по ним происходили излияния кислых и средних лав.

Характерной особенностью строения Курупкинского поля является чрезвычайно широкое развитие разрывных нарушений самой различной ориентировки, незначительного протяжения. Частью они группируются в системы разрывов, наиболее крупные из них вмещают трещинные интрузии гранитов позднемелового и палеогенового возраста, либо конт-

ролируют раннепалеогеновые и антропогеновые излияния.

В строении Восточно-Чукотской зоны важное место занимают интрузивные и широко распространенные субвулканические тела. Предсенонские, допалеогеновые и неогеновые интрузии принадлежат, вероятно, к единому магматическому циклу, развивавшемуся в течение большей части мелового периода и в кайнозое. Эволюция магматических образований имеет ясно выраженную направленность от нормальных к ультракислым с повышенной щелочностью (субщелочные палеогеновые гранитные массивы). Та же картина наблюдается и в развитии вулканических формаций.

Анализ геологического строения и история развития Охотско-Чукотского пояса указывают на его принадлежность к своеобразному типу структур земной коры, отличительной особенностью которых является

их тектоно-магматический характер.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, приуроченный к восточной окраине азиатского материка, развивался одновременно и в тесной связи с тектоническими движениями Охотской геосинклинали. Определяющим положением является приуроченность вулканического пояса к пограничной зоне раздела двух типов земной коры — континентальной на западе и севере и переходной на юге и юго-востоке. По времени возникновения пояс может рассматриваться как краевая вулканическая структура охотид. Вместе с тем вулканогенный пояс нельзя рассматривать и как аналог краевых прогибов складчатых областей. По отношению к мезозоидам и массивам Охотско-Чукотский пояс является послескладчатой наложенной структурой.

Возникновение вулканического комплекса и интрузивных тел связано с образованием длительно развивавшихся продольных глубинных разломов, отделявших области завершенной мезозойской складчатости и Колымо-Омолонского массива от Охотской геосинклинали. Эти разломы, вероятно, принадлежат к планетарной системе — Восточно-Ази-

атского краевого шва.

Складчатые структуры, наблюдающиеся в различных ярусах пояса, образовались в результате глыбовых движений его фундамента.

Между тектоническими процессами, протекавшими в Охотской геосинклинали, и образованием магматических комплексов пояса наблюдаются отчетливые связи. Эпохам погружения в геосинклинальных прогибах, в вулканогенном поясе отвечают стадии интенсивных излияний, формирование вулканоструктур. Проявления складчатости в охотидах совпадают с активизацией глыбовых подвижек в фундаменте пояса, с образованием деформаций и разрывов внутри вулканогенного комплекса и внедрением магмы с образованием многочисленных интрузивных тел. Послескладчатый этап в охотидах и в поясе совпадал; в это время происходили излияния базальтов, знаменующих уже стадию стабилизации.

Охотско-Чукотский пояс представляет своеобразную металлогеническую зону Северо-Востока СССР. Мощное проявление матматизма в течение длительного времени, разнообразный состав вулканических и плутонических формаций, многообразие условий образования и форм их залегания, широкое развитие поствулканических гидротермальных процессов являются весьма благоприятными факторами образования различных и характерных для пояса рудных ассоциаций. В связи с интенсивными поствулканическими гидротермальными процессами в эффузивах широко развиты явления пропилитизации, алунитизации, вторичных кварцитов, пиритизация. С гидротермально измененными породами ассоциируют, помимо таких типичных низкотемпературных рудных формаций, как золото-серебряная и ртутная, медноколчеданная, близповерхностная оловянная с сульфидами и редкометальная.

Для металлогении Охотско-Чукотского пояса отмечаются некоторые черты сходства с металлогенией мезозоид. Имеются черты сходства рудоносности вулканогенного пояса и с Охотской складчатой областью. Вместе с тем даже в случаях одних и тех же металлов, общих для мезозоид и вулканогенного пояса, в Охотско-Чукотском поясе они имеют иной возраст и другой формационный тип. Так, например, золотое оруденение Охотско-Чукотского пояса преимущественно относится к позднему мелу и раннему палеогену и представлено в главной своей массе низкотемпературной золото-серебряной формацией. Среди мезозоид золотое оруденение в подавляющей своей части, как известно, относится к кварцево-золоторудной формации поздней юры — раннего мела. Ртутное оруденение пояса в сравнении с Охотской складчатой областью более ранее, относящееся к позднему мелу и частично к палеогену, тогда как в последней оно имеет неогеновый возраст.

Северо-Восток представляет собой обширную, сложно построенную область молодого рельефообразования, возникшую на субстрате, включающем разновозрастные и разнохарактерные палеотектонические структуры. Различия этих структур наложили свой отпечаток на морфологию горных сооружений. Но решающая роль в создании крупнейших морфоструктур принадлежит новейшим тектоническим движениям.

На Северо-Востоке выделяются (рис. 69): Яно-Чукотская и Коряк-

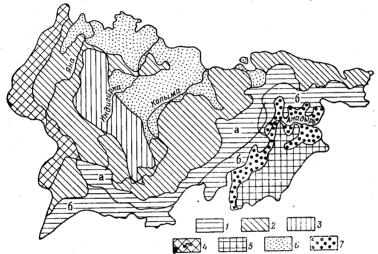


Рис. 69. Схема геоморфологического районирования Северо-Востока СССР

Яно-Чукотская горная страна. 1 — Охотско-Чукотская область (a — Сунтаро-Куветская подобласть, b — Айвано-Ульинская подобласть); b — Яно-Анюйская область низкогорий; b — Область системы Черского; b — Орулганская область. Корякско-Камчатская горная страна. b — Корякское нагорье. Восточно-Сибирская низина (b); Пенжино-Анадырская низина (b)

ская горные страны, характеризующиеся развитием преимущественно горного (поднятого) типа рельефа, и Восточно-Сибирская и Пенжино-Анадырская * низины с преобладанием аккумулятивного рельефа.

Морфоскульптурные особенности рельефа горных стран предопределены характером и темпом неотектонических движений, глубоким врезанием рек, деятельностью древних ледников, оставивших следы в виде каров, цирков и троговых долин с моренами, интенсивностью криогенных, нивальных и гравитационных процессов, создавших криосолифлюкционные и нагорные террасы на склонах и делювиально-солифлюкционные шлейфы у их подножий.

^{*} Пенжино-Анадырская низина, имеющая меньшие размеры, чем Восточно-Сибирская, занимает промежуточное положение между низинами и межгорными депрессиями. Но поскольку она (вместе с заливами Анадырским и Шелехова) отделяет от материка Корякско-Камчатскую горную страну, выделение которой стало традиционным, целесообразнее оставить ее в категории низин.

Морфоскульптуры низин определяются в основном речной, озерноречной, ледниковой и частично морской аккумуляцией рыхлого материала. На границах низин с горами большое значение приобретают делювиальная и пролювиальная аккумуляции.

ГОРНЫЕ СТРАНЫ

ЯНО-ЧУКОТСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА

Выделенная горная страна занимает большую часть территории Северо-Востока и представляет собой сложную и разнородную неотектоническую структуру, возникшую на месте нескольких крупных и не-

однородных палеотектонических структур.

Молодыми разломами она отделена от соседних низин, в пределах которых в неотектонический этап развития преобладали опускания. Неотектонические движения обусловили и разделение ее на четыре крупные геоморфологические области. Это Охотско-Чукотская область, область горных систем Черского и Орулгана и Яно-Анюйская область. В свою очередь каждая из перечисленных областей подразделяется на более мелкие геоморфологические единицы.

Охотско-Чукотская область, развившаяся на субстрате из лав, принадлежащих к одноименному вулканогенному поясу, протягивается на 2300 км широкой дугой вдоль водораздела Ледовитого и Тихого океа-

нов, от истоков Индигирки до Мечигменского залива.

Новейшие движения, широко и отчетливо проявившиеся на всем протяжении Охотско-Чукотской области (морфоструктуры), расчленили ее на две основные подобласти, простирающиеся, примерно, параллельно общему направлению морфоструктуры: Сунтаро-Куветскую подобласть лавовых нагорий и Айвано-Ульинскую подобласть низких

лавовых плоскогорий.

Сунтаро-Куветская подобласть, испытавшая значительно большее поднятие в течение неотектонического этапа развития морфоструктуры, занимает господствующее положение в рельефе. Она протягивается вдоль всего западного фланга Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и состоит из нагорья Сунтар-Хаята, Джол-Урекчанского, Килганского, Вилитинского, Омолонского, Верхне-Яблонского, Илирнейского и Куветского лавовых нагорий, сложенных сильно дислоцированными верхнеюрскими — нижнемеловыми эффузивами.

Самое высокое из них — Сунтар-Хаята — поднято более чем на 2000 м абс. высоты. Являясь центром древнего и современного оледенений, Сунтар-Хаята имеет резко выраженный альпинотипный рельеф;

гребни водоразделов остры и изъедены крутостенными карами.

В результате интенсивных глыбовых поднятий, расчленения реками и ледниковой экзарации нагорье превращено в расчлененное высокогорье. Лишь в очень немногих местах сохраняются остатки первич-

ных плоских поверхностей.

Расчленение и утрата плоских вершинных поверхностей в той или иной мере характерны и для других лавовых наторий Сунтаро-Куветской подобласти. Высота нагорий по направлению к северо-востоку уменьшается, и максимальные отметки Илирнейского и Куветского массивов, расположенных в пределах нагорья, едва достигают 1600—1800 м абс. высоты; но благодаря тому, что в этом же направлении снижались и фирновые линии плейстоценовых оледенений, южные и северные плоскогорья Сунтаро-Куветской подобласти имеют альпинотипный рельеф, сохраняя отчетливые следы воздействия плейстоценовых оледенений.

Айвано-Ульинская подобласть состоит из Эгвекинотского и Анадырского плоскогорий, протягивающихся от южной части Берингова пролива до западных берегов Пенжинской губы. Сюда же относится и Ульинское плоскогорье, которое отделено от Анадырского водами Охотского моря. Плоскогорья Айвано-Ульинской подобласти, за исключением прибрежных районов, располагаются большей частью ниже снеговых границ и поэтому ледниковая экзарация здесь была незначительной. Водораздельные пространства широкие с значительными участками плоских поверхностей, соответствующих горизонтально лежащим лавовым покровам, позднемелового и палеогенового возраста.

Монотонность поверхности плоскогорий нарушается выходами интрузий гранитоидов, которые образуют гряды и отдельные горные группы, лишь незначительно возвышающиеся над общим уровнем плоскогорий. Характерным элементом рельефа плоскогорий являются длинные прямолинейные участки речных долин, впадины и депрессии, приуроченные к неотектоническим разломам. С неотектоническими опусканиями связано формирование крупных депрессий, ограничивающих с юга Айвано-Ульинскую зону (Пенжино-Анадырская впадина), а также и всю Охотско-Чукотскую морфоструктуру. Часть их непосредственно граничит с лавовыми нагорьями (депрессия, выполненная ныне водами залива Шелехова), а часть депрессии (например, Ямо-Тауйская) отделена от высоких наторий узкой полосой складчатых гор, сложенных доверхнемеловыми толщами, включающими свиты, изобилующие лавами и туфами.

Таким образом, крупная морфоструктура, возникшая на месте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса имеет ясно выраженное ступенчатое строение. Высшей ее ступенью являются Сунтаро-Куветские лавовые нагорья, представляющие собой ряд глыб высоко поднятых неотектоническими движениями. Второй ступенью является Айвано-Ульинское плоскогорье; третьей — Пенжино-Анадырская низина и Ямо-Тауйская депрессия, ограничивающие морфоструктуру с юга и востока.

Яно-Анюйская область низкогорий протягивается в виде дуги, выпуклой к юго-востоку, от устья Яны на северо-западе до Колючинской губы на северо-востоке. Эта область включает в себя низкогорья, возникшие на разнородных палеотектонических структурах, общим для которых являются невысокие темпы и меньшая дифференцированность поднятий (относительно окружающих горных сооружений) в период после колымской складчатости.

Эта сравнительная стабильность привела к неоднократному выравниванию рельефа, которое облегчалось сравнительно малой сопротивляемостью слагающих эту область осадочных пород процессом денудации. Общее, но неравномерное и прерывистое поднятие в неотектонический этап развития оживило речную эрозию и превратило былые пенеплены в плоские водоразделы между долинами.

Горными цепями и хребтами она разделяется на следующие подобласти (с запада на восток): Яно-Оймяконское, Верхне-Колымское, Среднеканское, Сугойское низкогорья, Юкагирское плоскогорье и Се-

веро-Чукотское низкогорье.

Для всех частей Яно-Анойской области низкогорий характерно широкое развитие выровненных водораздельных поверхностей. Мнения исследователей о количестве и возрасте поверхностей выравнивания расходятся. А. П. Васьковский (1959 г.), И. А. Резанов (1960, 1962), З. М. Хворостова (1962) и О. В. Кашменская признают существование трех поверхностей выравнивания, названных А. П. Васьковским (1963 г.) Мюрелинским, Берелёхским и Худжахским пенепленами. Дру-

гая группа исследователей (Мельник, 1955; Шило, 1961; Валпетер и Карташов, 1964 г, Трушков, 1966; В. И. Крутоус, 1965 г., Ю. И. Гольдфарб, 1966 г.; Г. С. Ананьев и Ю. Е. Дорт — Гольц, 1966 г.) считают возможным говорить только об одной поверхности выравнивания, нарушенной молодыми разломами и поднятой на разную высоту. Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ (1964) высказались за существование двух поверхностей выравнивания, из которых от первой (по их мнению раннепалеогеновой) следов почти не сохранилось. Все эти точки зрения нуждаются в дополнительных главным образом палеонтологических доказательствах.



Рис. 70. Остатки Мюрелинского пенеплена на хр. Чьорго, сложенного гранитами; ниже (абс. отм. 1100 м) ровная поверхность Берелёхского пенеплена

Наиболее древняя поверхность выравнивания описана впервые С. В. Обручевым (1931) за пределами Верхне-Колымского низкогорья на вершинах Чибагалахского хребта. С. В. Обручев считал ее «остатком первичного плато», поднятого сбросами на высоту около 3000 м.

Е. Т. Шаталов (1932 г.) отметил наличие обширной, почти плоской, поверхности на вершине Чьорго, непосредственно граничащей с

Верхне-Колымским низкогорьем (рис. 70).

В пределах Среднеканского низкогорья остатками Мюрелинского пенеплена являются, по-видимому, плоские поверхности горы Столовой в междуречье правых притоков Колымы — рек Оротукана и Утиной. Они расположены здесь на абс. высоте около 1450 м, и это дает возможность думать, что в районе Чибагалахского хребта Мюрелинский пенеплен, участвуя в сводовом поднятии горной системы Черского, поднят на 900—1000 м выше, чем в районе Столовой горы.

По возрасту пенеплен, по-видимому, моложе последних движений колымской складчатости и движений, смявших в некрутые складки верхнемеловые отложения Аркагалинской впадины. Его можно предпо-

ложительно датировать палеогеновой эпохой.

Но основной поверхностью выравнивания в пределах Яно-Оймяконского, Верхне-Колымского и Среднеканского низкогорий является повсеместно наблюдающаяся на меньших высотах поверхность Берелёхского пенеплена. Наиболее полно сохранившимися ее остатками являются плоские водоразделы между верховьями Худжаха и Берелёха, водоразделы нижних течений притоков Неры, Дебина и Среднекана. Большие пространства она занимает в бассейне Эльги, Кюентя, Тарын-Юряха и Яны.

Абсолютные высоты Берелёхского пенеплена меняются в значительных пределах. Так, в западной части Верхне-Колымского низко-

горья в низовьях Яны он лежит на абс. высоте 200—300 м; в верховьях Яны у Батыгая— на 600—650 м; в районе, примыкающем к долине Неры в устье Артыка, Хара-Юряха и Джелкана, высота пенеплена равна 1220 м, в центральной части Верхне-Колымского низкогорья абсолютные высоты пенеплена увеличиваются до 1250—1460 м, достигая максимума в южных предгорьях Улахан-Чистайского хребта—1700—1800 м.

В пределах Среднеканского низкогорья Берелёхский пенеплен расположен на абс. высоте 700—800 м, постепенно поднимаясь к юго-востоку до 950—1100 м. Наиболее низкое положение поверхность выравнивания, по-видимому, соответствующая по возрасту Берелёхскому пенеплену, занимает в Юкагирском плоскогорье.



Рис. 71. Остатки Худжахского пенеплена с абс. высотой 870 м на правобережье Неры в устье руч. Триасового. Фото А. П. Васьковского

Предполагая, что Юкагирское плоскогорье подвергалось пенепленизации примерно в то же время, что и другие низкогорья, можно считать, что Берелёхский пенеплен в западной части плоскогорья поднят всего на 200—300 м, а в восточной до 900 м абс. высоты. В Анюйском и Северо-Чукотском низкогорьях высоты этой или близкой к ней повозрасту поверхности выравнивания достигают 400—600 м.

Возраст пенеплена может быть определен лишь на основании его пространственных соотношений с более древним и более юным пене-

пленом, как палеоген-неотеновый.

В ряде районов Верхне-Колымского низкогорья наблюдается выровненная поверхность, менее высокая и более молодая (вероятно, плиоценовая), чем Берелёхский пенеплен. Особенно хорошо она сохранилась в верховьях р. Неры, на водоразделах ее притоков — Тирехтяха, Артыка, Джелкана и ее вершин — Худжаха и Делянкира. Эта поверхность срезает сильно дислоцированные триасовые отложения. Ее неширокое распространение и ограничение со всех сторон склонами Берелёхского пенеплена указывают на то, что она является локальным пенепленом. Эта поверхность уравнивания названа Худжахским пенепленом (рис. 71).

В верховьях Неры отчетливо видны взаимоотношения Берелёхского и Худжахского пенепленов. Последний располагается здесь на 200—250 м ниже Берелёхского пенеплена (950—1100 м против 1250—1350 м). И в бассейне Неры, и в бассейне Аян-Юряха Худжахский пенеплен переходит вниз по долинам этих рек в их высокие террасы.

пенеплен переходит вниз по долинам этих рек в их высокие террасы. Широкое распространение поверхностей выравнивания в Яно-Анюйской области определяет преобладание плоскогорных ландшафтов в её

пределах.

Монотонность рельефа низкогорий нарушается возвышающимися массивами и грядами, сложенными транитами и в ряде мест резистентными лавами и туфами.

Наиболее многочисленные и крупные гранитоидные массивы наблюдаются в пределах Верхне-Колымского, Анюйского и в южной части

Юдомо-Майского низкогорий.

Большинство массивов лишено линейной ориентировки. Исключение составляют интрузии, связанные с поперечными разломами, пересекающими Яно-Анюйскую область. Хорошо выражены в рельефе низкогорий Куларский кряж, Нельгехинская гряда, Тас-Эльбехская гряда, Оттохтохский хребет, Утинская гряда, Сугойская гряда, Атыкейский и Шелагский кряжи и другие горные сооружения. Гранитные тела оказывают значительное влияние и на морфологию речных долин: при пересечении их реками долины последних резко сужаются, образуются теснины и каньоны с порогами и шиверами.

Пересечение реками горных массивов и гряд, сложенных крепкими горными породами, может быть объяснено в основном наложенным характером гидросети. Многие направления современной гидросети унаследованы ею еще от позднемелового времени и времени существования Мюрелинского пенеплена.

Горная система Черского представляет собой крупное и сложное линейно вытянутое сооружение, протягивающееся в северо-западном направлении на 1800 км от верховьев Бохапчи на юго-востоке до вер-

ховьев рек Ольджо и Селенняха на северо-западе.

Система Черского — наиболее высокое горное сооружение Северо-Востока. В ее пределах находится высшая его точка — гора Победа (3147 м). Многие из входящих в систему хребтов поднимаются выше 2000 м абс. высоты. Горная система сформировалась в наиболее мобильной части Яно-Колымской складчатой области — Адыча-Бохапчинской зоне складчатости и главным образом в наиболее сильно прогибавшейся ее части — Иньяли-Дебинском мегасинклинории.

Она охватывает также и очень подвижную область сочленения Яно-Колымской складчатой области и Колымо-Омолонского жесткого массива, значительная часть которой совпадает с Догдо-Дарпирской зоной разломов. Северная часть системы включает в себя и часть Колымо-Омолонского массива. Таким образом, система Черского слагается фрагментами разнородных палеотектонических структур и только новейшие движения объединили ее в единую геоморфологическую область.

Но и новейшие движения не были однородными ни по знаку, ни по интенсивности. Они имели сводовый характер, и осевая часть свода, опустившись по весьма молодым разломам, образовала в рельефе линейно вытянутую Момо-Сеймчанскую межгорную депрессию, разделившую систему Черского на всем ее протяжении на две горные цепи. Южная из них (цепь Обручева) состоит из многочисленных, но недлинных горных хребтов, кулисообразно или аксиально сменяющих друг друга. Большая их часть, особенно в южной половине цепи, сложена гранитными батолитоподобными телами и очертания большинства горных хребтов и групп, в общем, совпадают с контурами гранитных интрузий.

В юго-западной части цепи Обручева к хребтам, сложенным гранитами, относятся Бохапчинский, Больших Порогов, Малый и Большой Анначаги, Чьорго, Оханджа, Агмалачанский, Еллу, Порожный, Чибагалахский. Северо-восточный фланг этой цепи образуют хребты Улахан-Чистай, Хаяргастах, Чималгинский, Тас-Хаяхтах, Хадаранья и Буркат, представляющие собой молодые горсты, в которых неотектониче-

скими движениями были объединены в одно целое разнородные геоло-

гические структуры.

Существенной чертой рельефа северной части цепи Обручева являются узкие протяженные впадины и депрессии, обязанные своим происхождением долгоживущим разломам, сохранившим активность вплоть до поздних этапов четвертичного времени.

Наиболее протяженными из них являются Инерская и Тюбелях-

ская депрессии.

Северная часть системы Черского — цепь Билибина — с геоморфологической точки зрения сходна с северной частью цепи Обручева. Здесь, как и в цепи Обручева, в качестве главных факторов формирования рельефа выступают неотектонические сводово-глыбовые движения и резистентность горных пород (особенно гранитоидов и эффузивов). Но количественные соотношения этих факторов существенно иные.

Прежде всего следует отметить большее влияние неотектонических движений на внешние очертания цепи, так как она расположена между двумя районами глубоких неотектонических опусканий — Момо-Сеймчанской депрессией и Восточно-Сибирской низиной. Поэтому границы её резки, прямолинейны и многие части цепи представляют собой горные блоки, настолько крупные, что торные хребты служат лишь деталями их устройства. Таков, например, Илиньтасский блок, ограниченный Восточно-Сибирской низиной с северо-востока, Суордахским участком Селенняха с северо-запада и Сеймчано-Буюндинской впадиной с юго-востока.

Высокие хребты: Илинь-Тас, Гармычан, Арга-Тас и средневысотные гряды: Козловская, Чербыньинская, Полярная, Андрей-Тас и другие являются лишь деталями поверхности этого горного блока.

Все они сложены резистентными породами: верхнеюрскими лавами (Арга-Тас, Гармычан) или крепкими песчаниками (хр. Илинь-Тас). С другой стороны, цепь Билибина бедна гранитами, поэтому крупных хребтов, сложенных гранитами, и последние образуют лишь сравнительно небольшие торные массивы.

Как и в цепи Обручева, в цепи Билибина значительную роль играют неотектонические впадины, параллельные общему простиранию цепи. Наибольшей из них является Уяндинская впадина, протягиваю-

щаяся на 150 км вдоль верховьев р. Уяндиной.

депрессия системы Черского — Момо-Сеймчанская — Основная также имеет сложное геоморфологическое строение. Её верхние уровни, теперь уже сильно разрушенные неотектонической и эрозионной работой рек, являются остатками Берелёхского и Худжахского пенепленов. Они тянутся вдоль северного склона цепи Обручева в виде его платообразного предгорья и столь же хорошо сохраняются в южных предгорьях цепи Билибина.

Средне- и позднечетвертичные проседания в осевой части впадины, по которым опустились в виде наклонных глыб части пенеплена, привели к возникновению наклонных пролювиальных равнин сформировавшихся из слившихся конусов выноса, имеющих особенно широкое развитие там, где эти опускания происходили крупных разломов непосредственно у крутых склонов хребтов. Наиболее ярким примером является Умбинская пролювиальная наклонная

Суровые климатические условия и связанные с ними особенности гидрографии придают пролювиальным равнинам своеобразные черты. В частности, гораздо более интенсивный речной сток обусловливает большую густоту речной сети, сложность её очертаний, наличие многочисленных бифуркаций русел, образование огромных перелетовываю-- щих тарынов, часть которых принадлежит к крупнейшим на Северо-Востоке и занимает большие площади.

Орулганская горная система устроена проще, чем горная система Черского, так как в её границах отсутствуют сколько-нибудь крупные интрузии гранодиоритов, а неотектонические впадины имеют меньшеезначение.

По существу, история современного рельефа Орулганской системы начинается с палеогена или раннего неогена, когда на месте Орулганской системы существовала пенепленизированная поверхность, мерно соответствующая по возрасту Берелёхскому пенеплену. В течение поздненеогенового времени этот пенеплен был своеобразно изогнут и частично разбит небольшими опусканиями, в которых формировались локальные пенеплены впоследствии также изогнутые и поднятые при продолжавшемся сводовом поднятии всей системы. Это сводовое поднятие, в общем, совпадало с очертаниями Орулганского мегантиклинория, и его центральная орографическая ось — Верхоянский хребет примерно совпадает с осевой частью мегантиклинория.

Таким образом, общий план геоморфологического устройства соответствует здесь палеотектонической структуре. Вся система, за исключением Китчанской горной цепи, составляющей небольшую западную ее часть, и горной цепи Сеттэ-Дабан, которые хорошо обосабливаются в рельефе, представляется, в общем, большим сводом, расчлененным на прихотливую сеть водоразделов густой и глубоко врезанной гидросетью, имеющей типично перистое расположение. В Китчанской горной цепи, почти точно совпадающей с Китчанской кулисообразной системой складок, речная сеть приобретает типичный решетчатый рисунок, причем большинство основных рек образуют сравнительно длинные продольные конкордантные отрезки, приуроченные к синклиналям, а антиклинальные хребты и гряды пересекают узкими короткими поперечными ущельями.

Сходное строение тидросети наблюдается в горной цепи Сеттэ-Дабан, тде продольные конкордантные отрезки рек — притоков Алдана, образуют четкую протяженную линию в центральной части цепи, разделяющую хребты Улахан-Бом и Скалистый. Здесь это связано главным образом с наличием крупной продольной зоны разломов, а такжеи со сравнительной мягкостью средне- и верхнекембрийских отложе-

ний, слагающих центральную часть цепи.

КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ

Геоморфологическое устройство Корякского нагорья отличается значительной сложностью. Первоначальной основой, на которой возник современный рельеф, является складчатая структура, сформированная в конце мезозойского времени, осложненная сбросовыми дислокациями и подвергшаяся затем в течение позднепалеогенового и неогенового времени интенсивному, по-видимому, денудационному выравниванию.

В неогеновое и раннечетвертичное время нагорые было крупными разломами, вдоль которых произошли опускания блоков земной коры, приведшие к образованию впадин, заполнявшихся продук-

тами разрушения поднимающихся частей нагорья.

Главнейшими из этих межгорных впадин являются: Южно-Олюторская, Иомраутская и Нижне-Хатырская депрессии, Корфовская, Вывенская и Великореченская впадины. Отложения впадин, слабо дислоцированные в конце неогеновой эпохи, подвергались выравниванию, образовав локальные пенеплены, которые затем были втянуты в новые поднятия, охватившие все Корякское наторье и подняты на небольшую абсолютную высоту (до 600—700 м).

Следующий этап геологического развития Корякского нагорья, сыгравший очень важную роль в его геоморфологическом устройстве, это конец плиоценового и начало антропогенового времени, когда в ряде районов нагорья возобновились интенсивные дифференцированные сводово-глыбовые движения, унаследовавшие в главных чертах общий план движений неогена.

Вдоль пограничных сбросовых линий, отделявших опускавшиеся впадины от поднимавшихся частей нагорья, произошли обширные излияния эффузивов преимущественно среднего и основного состава, сформировавшие обширные лавовые плато в окраинных частях крупнейших впадин Корякского нагорья. Они перегородили также и Парапольско-Бельскую депрессию южнее Русского массива, отделив Парапольский дол от Марковской впадины.

Некоторые из этих лавовых плато были втянуты в продолжавшееся поднятие центрального района Корякского нагорья и часть их, прилегающая к Центрально-Корякскому массиву, была наклонно или ступенчато поднята на значительную высоту. Поэтому раннеантропогеновые лавовые плато обнаруживают довольно широкую амплитуду абсолютных высот от 300 до 2200 м, хотя большая их часть принадлежит к низкоторной ступени рельефа.

После излияния базальтов относимых к апукской свите, в межгорных депрессиях Корякского нагорья и в Пенжино-Анадырской низине продолжались опускания, углубившие отдельные части впадин и увеличившие их площадь.

Одновременно продолжалось дифференцированное сводовое поднятие Корякского нагорья, которое было наиболее интенсивным в его центральной части. Благодаря этому здесь обособился Центрально-Корякский горный массив (свыше 2000 м; главная вершина — Ледяная 2562 м абс. высоты), представляющий собой глыбово-сводовое поднятие, ограниченное неотектоническими линиями северо-восточного и северо-северо-западного простирания. Неотектонические зоны разломов, отчасти унаследованные от более древних эпох, вообще являются характерной чертой Корякского нагорья. Преобладающим для них является северо-восточное направление более или менее совпадающее с простиранием позднемеловых складчатых структур. Однако во многих случаях они уклоняются от этого направления, а местами даже направлены к нему под прямым углом. Благодаря этому, на общем фоне нагорья выделяются неотектонические горные блоки, вытянутые на запад-северо-запад — уже упомянутый Центрально-Корякский массив и менее высокий Ильпийский горный блок, служащий его восточным продолжением. По новейшим сбросам северо-северо-западного простирания, несомненно, заложены долины низовьев Опухи и Хатырки.

Очень важное значение для геоморфологического устройства Корякского нагорья имеет груборадиальное расположение в его пределах депрессий, благодаря которому основной рисунок внутреннего расчленения Корякского нагорья радиален, хотя основные внешние его границы (берег Беринтова моря, восточный край Парапольско-Бельской депрессии) имеют почти прямолинейное северо-восточное направление.

Такой характер неотектонического расчленения приводит к совпадению основных положительных орографических единиц нагорья не с древними пликативными структурами, а с неотектоническими дискордантными поднятиями. Лишь там, где длинные оси неотектонических поднятий совпадают с направлением древних складчатых структур, с простиранием последних совпадают и горные гряды (Ветвейская гряда, Олюторская гряда). В ряде случаев оси горных гряд направлены под некоторым углом к простиранию структур (Южно-Майнская гряда, Укэлаятская гряда). При этом они не очень ясно выделяются над общим уровнем водоразделов, так как характерной особенностью геологического строения Корякского нагорья является сравнительно равномерное распределение в слагающих его толщах крепких, устойчивых к эрозии пород и отсутствие в его пределах сколько-нибудь крупных гранитоидных интрузий.

Наличие резистентных пород хорошо сохраняющих формы, приданные рельефу речной эрозией, в разрезе толщ, слагающих Корякское нагорье, и близость нагорья к базису эрозии — Берингову морю, привели к широкому развитию в его пределах резко расчлененного рельефа, состоящего из беспорядочно ориентированных гряд с узкими гребнями.

ЛЕДНИКОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И ОЛЕДЕНЕНИЕ

Большое влияние на рельеф всех горных систем Северо-Востока оказали оледенения, которые (рис. 72) охватывали далеко не всю площадь Северо-Востока. Если Корякское нагорые почти полностью подвергалось оледенению, то в пределах Яно-Чукотской горной страны оно было приурочено в основном к наиболее высоко поднятым горным системам. Лишь на севере и северо-востоке оно захватывало и более низкие горные сооружения, в частности, Анадырское плоскогорые, часты Чукотского низкогорыя и восточную часть Анюйского низкогорыя, что объясняется снижением нижней границы хионосферы по мере движения к северу и к берегам морей.

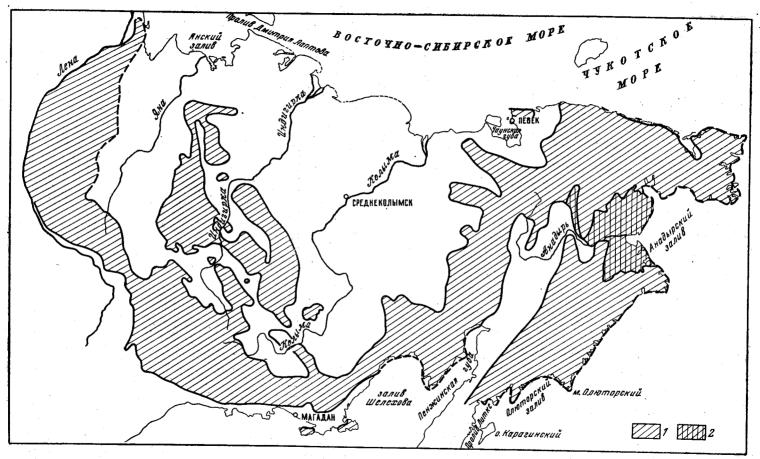
В рельефе страны осталось очень немного следов раннечетвертичного оледенения, так как последующие неотектонические движения подняли днища ледниковых долин, связанных с этим оледенением, на значительную высоту над тальвегами современной гидросети. Впоследствии они были расчленены реками и денудированы.

Морены этого оледенения сохранились лишь в пределах Улахан-Чистая, где они подняты сейчас местами на 400 м над уровнем прорезающих его рек, относящихся к бассейну Момы (р. Тирехтях), и в верховьях Догдо, где они лежат на древней террасе, возвышающейся на 300 м над рекой. В остальных частях системы Черского и Орулганской горной системы следами этого оледенения являются эрратические валуны, сохранившиеся в древних долинах, поднятых высоко над современными реками и, зачастую, совершенно не совпадающих с рисунком существующей гидросети.

К раннечетвертичному оледенению относятся, по-видимому, эрратические валуны, сохранившиеся на древних высоких террасах в бассейнах левых притоков Эльти, впадающих выше устья Малого Делюгоенняха

Эрратические валуны отмечались К. И. Сусидко в междуречье Тобычана и его левого притока Серкучи на эрозионной поверхности, возвышающейся на 320 м над Тобычаном; в бассейне Адычи они отмечались А. В. Горелышевым в остатках древних долин, поднятых сейчас на 140 м над тальвегом Адычи.

Эрратические валуны сохранились на днище и склонах древней речной долины, идущей из верховьев Иньяли через среднее течение ее притока Этеке и левобережье р. Таскан к Тюбеляхскому участку Индигирки.



. 72. Схема общего распределения антропогеновых оледенений на Северо-Востоке СССР 1—область, захваченная прерывистым горным оледенением; 2— покровное оледенение в низинах

Вероятно, раннечетвертичным оледенением оставлены эрратические гранитные валуны, отмеченные А. И. Заренковой на Хетакчанской возвышенности (205 м отн. высоты).

Немного следов сохранилось и от среднечетвертичного оледенения, занявшего уже глубоко врезанные долины рек, по которым впоследствии двигались ледники верхнеплейстоценовых оледенений, выходившие за пределы горных систем примерно так же далеко, как ледники более ранних оледенений. Лишь в редких случаях внешние границы ранних оледенений расположены далее границ позднеплейстоценовых оледенений. Поэтому внешние границы верхнеплейстоценовых оледенений примерно очерчивают область развития ледниковых ландшафтов.

У подножий крупных горных систем Северо-Востока ледники образовали хотя и не сплошные, но хорошо выраженные конечно-моренные пояса. Наиболее протяженными и отчётливыми из них являются два моренных пояса, окаймляющие с севера и юга Лено-Чаунскую дугу.

От центральной части северного пояса отходят на северо-запад два конечно-моренных пояса, созданных ледниками, спускавшимися с хребтов системы Черского.

Конечно-моренные пояса, оставленные ледниками, стекавшими с Корякского нагорья, имеют северо-восточное простирание и соединяются на севере и юге.

Внутри области, в рельефе которой оставили свои следы позднеплейстоценовые оледенения, могут быть в свою очередь выделены протяженные и мощные пояса конечных морен.

Они наблюдаются главным образом в крупных межгорных депрессиях, в частности, в Инерской депрессии, выполненной почти на всем её протяжении моренными отложениями. Столь же мощное развитие моренных ландшафтов свойственно и Тюбеляхской депрессии. Во впадинах, составляющих громадную Момо-Сеймчанскую депрессию, моренными ландшафтами заняты главным образом её окраинные части, прилегающие к высоким хребтам.

Моренными отложениями заполнены и продольные долины притоков Индигирки и Колымы. Прекрасным примером таких долин служит долина левого притока Индигирки — Ытабыта, прорезанная рекой вдоль северных подножий Порожного хребта. Крупный ледник Хетакагчанской стадии оледенения, спускавшийся по долине Ытабыта, доходил до долины Индигирки и, сливаясь с ледником, спускавшимся с восточной части Порожного хребта, подпрудил ее так, что река вынуждена была покинуть свое русло и прорезать эпигенетическое ущелье в смешанной террасе левого борта своей долины (Огоньорское ущелье).

Эпигенетические ущелья, прорезанные частью в перегородивших реки моренах, частью в смешанных террасах и коренных склонах, ограничивающих долины рек, чрезвычайно характерны и наблюдаются по-

чти во всех долинах, подвергшихся оледенению.

При этом, благодаря прерывистому отступанию ледников, во многих долинах осталось несколько конечно-моренных комплексов (рис. 73), сменяющих друг друга по мере движения к истокам рек, что зачастую влечет за собой возникновение нескольких эпигенетических ущелий в долине реки.

Часто, как одна из эпигенетических форм, возникают маргинальные каналы, описанные почти для всех долин, занятых некогда верхне-

плейстоценовыми ледниками.

К верховьям ледниковых систем, находившихся в высоких горных хребтах и массивах, приурочены классические троги. Особенно протяженные троги наблюдаются там, где ледниковые долины на больших расстояниях проложены вдоль длинных осей гранитных массивов или

в пределах обширных высоких лавовых нагорий. На стенках узких троговых долин хорошо сохраняются следы ледниковой шлифовки и устья висячих долин боковых ледников, по которым устанавливается мощность главных ледников. В долине р. Мюреле мощность верхнеплейстоценового ледника достигала 300—350 м, в высокогорые Сунтар-Хаята 400—450 м, в трогах Анюйского низкогорыя 350—450 м.

Влияние позднеплейстоценового оледенения на морфологию водоразделов также очень велико. Фирновая линия позднеплейстоценового оледенения поднималась наиболее высоко на северном склоне высокогорья Сунтар-Хаята (1900 м), опускаясь на южном его склоне до 1800 м, что указывает на более сильное, чем сейчас, климатическое влияние Тихого океана, так как ныне фирновая линия на северном склоне Сунтар-Хаята расположена ниже, чем на южном.



Рис. 78. Моренный вал последнего оледенения перегородивший древнюю долину р. Эльги, выше устья Тобычана. Фото А. П. Васьковского

От Сунтар-Хаята фирновая линия спускалась во всех направлениях, кроме западных. В центральной части цепи Обручева она опускалась до 1700 м, в северной до 1300—1400 м и в южной до 1400—1700 м. В северной части Орулганской горной системы (у 58 параллели) она опускалась до 1400 м на склонах северной экспозиции и 1500 м на склонах южной (и западной) экспозиции, а у северного ее конца (Хараулахский кряж и Туора-Сис) и до 400—600 м.

В Куветском массиве её абсолютная высота приближалась к 1100 м, а в центральных частях Корякского нагорья она располаталась на высоте около 1100—1200 м. Но с приближением к берегам Берингова моря высота фирновой линии очень быстро снижалась до 200—300 м над уровнем моря и ледники сползали непосредственно в море. Довольно низко лежала фирновая линия и на северном побережье Охотского моря (от 1100 м в Майманджинском чребте до 500—600 м в горах у залива Бабушкина).

Таким образом, над фирновой линией позднеплейстоценового оледенения поднимались огромные горные массивы, которые подвергались нивальной обработке, приведшей к образованию многочисленных каров, разъедающих гребни хребтов и придающих им зазубренный, островершинный облик (рис. 74).

Позднеплейстоценовое оледенение оказало существенное и разнообразное влияние на рыхлые отложения, залегающие в долинах, подвергшихся оледенению.

В результате ледниковой экзарации на отдельных участках долин аллювиальные отложения были содраны и заменены мореной.

С другой стороны, в обширных областях ледниковой аккумуляции, ледниковые отложения перекрывают аллювиальные и озерные осадки,

увеличивая тем самым общую мощность рыхлых отложений. В больших масштабах этот процесс происходит в поясах конечных морен, окаймляющих горные системы Северо-Востока там, где ледники выходили на днища плоских впадин, быстро утрачивая эродирующую силу (Малык-Сиенская и Верхне-Берелехская впадины, рис. 75).



Рис. 74. Альпийские формы рельефа в пригребневой части хр. Оханджа. Фото А. П. Куклина



Рис. 75. Холмисто-моренный ландшафт Малык-Сиенской впадины. Фото В. И. Крутоус

РЕЧНАЯ СИСТЕМА СЕВЕРО-ВОСТОКА

Из долин четырех главных рек Северо-Востока наиболее изучена долина Колымы, для которой наметились, в частности, стратиграфические горизонты антропогеновых отложений, слагающих аллювиальный покров различных уровней террас. Это дает возможность проследить изменения неотектонического режима вдоль долины Колымы и влияние его на морфологию долин. В меньшей степени это возможно для Индигирки и в еще меньшей для Яны. Долина Анадыря остается почти совершенно неизученной в этом отношении. Таким образом, основные черты строения долин крупных рек Северо-Востока могут быть выяснены главным образом при анализе долины Колымы.

Колыма образуется слиянием двух рек: Кулу и Аян-Юрях. Долина реки Кенельичи — истока Кулу находится в высокогорье Сунтар-Хаята и представляет собой типичный трог; в низовьях же, пересекая мощный

моренный пояс, она преобразуется в эпигенетическое ущелье.

Небольшие эпитенетические участки образует и сама Кулу вниз от слияния истоков до устья р. Эмты, тде Кулу была перегорожена море-

ной, отложенной в стадию наиболее интенсивного продвижения плейстоценовых ледников. Вниз от Эмты Кулу обладает хорошо разработанной равновесной долиной с очень широкой поймой и рядом смешанных террас. Резкие изменения направления долины, наблюдающиеся в этом участке, связаны с использованием рекой дизъюнктивных линий. В долине Колымы можно выделить три типа участков, отличающихся по своему геоморфологическому устройству. Это прежде всего участки с широким и многократно террасированным поперечным профилем долины. Участки этого типа составляют основную часть долины горной Колымы и её притоков и большинство из них протягиваются на многие десятки километров. К их числу относятся Кулинский, Усть-

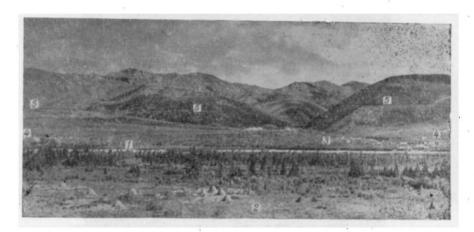


Рис. 76. Сантаталонский участок р. Колымы. Фото Ю. Е. Дорт-Гольца I- узкая галечная пойма высотой 3 м; 2- аккумулятивная терраса высотой 10- 12 м; 3-5- серия цокольных террас; 3- высотой 20-25 м, 4-45-50 м, 5-170-175 м

Тенькинский, Сангаталонский (рис. 76), Оротуканский, Усть-Среднеканский, Суксуканский, Бургалийский и Столбовской участки. Все они приурочены к областям развития сравнительно мягких осадочных пород верхоянского комплекса.

Второй тип — участки, выработанные в пределах неотектонических впадин, выполненных плейстоценовым и современным аллювием Колымы. Они многочисленны, но коротки, и их основным отличием является чрезвычайно большая ширина древней многоярусной долины, отсутствие коренного цоколя у низких террас и большая ширина поймы. К числу этих участков относятся: Сордоннохский, Урага-Толонский, Оротукский, Усть-Тасканский, Сеймчанский, Усть-Балыгычанский и Усть-Сугойский.

Третий тип составляют ущелья: Тыэллахское, Оттохтохское, Малых порогов, Больших порогов и сужения: Хатыннахское, Сугойское и Сюряхтахское, выработанные при пересечении крепких изверженных пород и неотектонических поднятий. В ущельях днище долины полностью занято руслом, к которому непосредственно обрываются крутые и часто скалистые борта долины, а террасы отсутствуют или очень узки и завуалированы крупноглыбовыми склоновыми отложениями. Эти особенности ущелий связаны с резистентностью пород, затруднявшей вертикальную эрозию настолько, что река тратила всю свою энергию на углубление долины, не успевая ее расширить. В сужениях эти черты проявляются несколько слабее. Возникновение их связано большей

частью с пересечением Колымой поднимающихся неотектонических блоков.

Во многих ущельях происходит усиленное врезание и продольный профиль русла Колымы в них резко ступенчат. Особенно сильное врезание происходит в ущельях Больших и Малых Порогов. Но наличие выходов коренных пород во многих участках русла Колымы (вне ущелий) и большая скорость течения говорят о том, что врезание происходит на всём протяжении горной части долины Колымы, за исключением Кулинского участка, куда последние циклы врезания еще не дошли.

В долине Колымы сформировалась обширная серия террас, наиболее полно выраженная в Усть-Среднеканском, Оротуканском, Сангаталонском, Кулинском участках. Столь же полно развиты террасы в низовьях Кулу и Аян-Юряха, в низовьях Берелёха и других крупных притоков Колымы. Попытки установления общей последовательности террас и их количества сталкиваются со значительными трудностями, связанными с искажением продольных профилей террас новейшими тектоническими движениями, выпадением из серии некоторых террас вследствие более медленного течения эрозионных циклов в местах пересечения твердых пород, недостатка палеонтологических материалов и неполнотой наблюдений. Полная серия голоценовых и позднеплейстоценовых террас установлена в Оротуканском участке долины Колымы, где наблюдаются следующие террасы.

Возраст	Наименование террасы	Высота над {меженью Колымы, ж	Характер террасы
Голоцен	Низкая пойма	1—1,5	Бесцокольная, ежегодно и много-
	Средняя пойма	2—3	Бесцокольная, ежегодно заливаемая
	Высокая пойма	4—5	Бесцокольная, заливается не ежегодно
	Бюченняхская	8	Бесцокольная, незаливаемая
Поздний илейстоцен	Кубалахская Юглерская Ягоднинская Дебинская	15—17 27—30 45 50	Смешанная, незаливаемая То же

Дебинская смешанная терраса увенчана аллювиальными отложениями устьнерского горизонта, который, благодаря сравнительно теплолюбивому облику заключающейся в нем флоры, является четким опорным горизонтом для группы низких террас Колымы и прослежен на большие расстояния.

В Оротуканском участке дебинская терраса имеет высоту 50 м. Выше ущелья Больших Порогов, в Сангаталонском участке, высота этой террасы составляет 60—65 м, а выше ущелий Малых Порогов, Оттохтохского и Тыэллахского, в Кулинском участке и низовьях Аян-Юряха снижается до 30 м.

Изменение высоты дебинской террасы не происходит непрерывно и плавно. В Оротукской впадине, благодаря неотектоническим опусканиям, отложения устънерского горизонта погребены под днищем современной долины Колымы, а в Урага-Толонской впадине появляются на дневной поверхности на 15—20-метровых смешанных террасах. Эта же

терраса прослеживается и вверх по Берелёху, имея относительную высоту 40—45 м. При движении вниз по Колыме дебинская терраса понижается от 50 м у впадения Хатыннаха до 40 м у устья Осеннего и до 20 м у устья Оройка, где она полностью сложена рыхлыми отложениями. И в этом направлении снижение ее неравномерно. В бассейне Ат-Юряха (правый приток р. Таскан), находящемся уже в зоне влияния ступенчатых опусканий, создавших Тасканскую впадину, она имеет высоту 28 м и еще довольно высокий цоколь, а в самой впадине скрыта под ее поверхностью.

Среднеплейстоценовая группа включает четыре уровня смешанных террас. Наиболее низкая из террас — чугучанская имеет высоту 50 м в долине Большого Чугучаннаха, около 60 м на Колыме в районе устья этого ручья и 65 м, по Ю. И. Гольдфарбу, в Оротуканском участке. Остальные три террасы имеют следующие высоты: 70 м (бютейская), 100—110 м (усть-берелёхская) и 110—130 м (еврашкалахская). Чугучанская и усть-берелёхская террасы образовались в ледниковые эпохи; бютейская и еврашкалахская — в межледниковые.

Пока остается неясным возраст 140 и 170-метровых террас верховьев Колымы и низовьев Берелёха. Возможно, что они относятся к мезоплейстоценовой группе террас и стоят в общей схеме близко к еврашкалахской 110—130-метровой террасе (раннее среднеплейстоценовое

межледниковье).

Нижнеплейстоценовая группа террас начинается 190-200-метровой террасой верховьев Колымы, снижающейся в Оротуканском участке до 160 м (по Ю. И. Гольдфарбу). В Сангаталонском (Г. Г. Драгин и М. Н. Блажеев, 1965 г.) и Оротуканском участках (Ю. И. Гольдфарб, 1966 г.) на ней сохранился древний аллювий мощностью 2—10 м, относящийся ко времени тобычанского оледенения. Следующая — ельгалинская терраса в долине Берелёха (устье Ельгалы) имеет высоту 225 м, из них около 210—215 м приходится на цоколь, сложенный коренными породами. Ельгалинская терраса прослежена на большие расстояния — от восточного борта Верхне-Берелёхской впадины в верховьях р. Берелёх до Оротукского участка Колымы. При этом относительная высота её достигает максимума (250—270 м) в Сангаталонском участке Колымы, т. е. вблизи осевой части сводового поднятия горной цепи Обручева. Вверх по Колыме (и Берелёху) и вниз от Сангаталонского участка высота террасы снижается до 120 м у восточного борта Верхне-Берелёхской впадины и до 200 м в устье Оротукана.

Таким образом, ельгалинская терраса изогнута сводовым поднятием горной цепи. Однако продольный профиль террасы не является плавной кривой. В Оротуканской впадине он резко нарушен и, ельгалинская терраса, благодаря неотектоническим опусканиям, имеет здесь высоту не более 70 м. В участках локальных неотектонических поднятий высота её, вероятно, достигает 300 м.

Выше ельгалинской террасы различаются еще 5 уровней террас: 270, 330, 360, 400, 455 м над урезом Колымы. На них пока не обнаружены аллювиальные отложения и возраст их не может быть определен точнее, чем доельгалинский.

Геоморфологическое строение долины Индигирки во многом близко устройству долины Колымы.

Здесь, так же как и на Колыме, выделяются широкие террасированные участки долины, разделенные ущельями прорезаемые рекой при пересечении изверженных пород и неотектонических поднятий и короткими расширенными участками, приуроченными к неотектоническим впадинам.

В процессе прерывистого врезания Индигирка выработала целую серию террас, которые из-за недостаточной изученности трудно сопоставить по всей долине. Только для Иньяльского участка можно наметить предварительную схему террас.

Здесь фиксируются три пойменные бесцокольные террасы: 1) 0,5—1,2 м высоты над меженью реки (низкая пойма), 2) средняя пойма

высотой 2,3 м и 3) высокая пойма высотой 5-6 м.

Четвертой (и первой незаливаемой) террасой Индигирки является 8—9-метровая терраса, обладающая местами низким (1—2 м) цоколем из коренных пород, но чаще бесцокольная.

Терраса относится к раннему голоцену и вместе с тремя поймен-

ными террасами образует голоценовую группу террас.

Над этой террасой прослеживается смещанная 20—25-метровая терраса. На ней в устье Иньяли лежит келюгинская морена. Она соответствует, таким образом, кубалахской террасе Оротуканского участка Колымы.

Выше этой террасы располагается ряд смешанных террас, возраст большей части которых не установлен в сколько-нибудь узких пределах. Но, поскольку 380—400-метровая терраса Индигирки относится к ельгалинскому горизонту, несомненно, что серия террас, лежащая в интервале между 20—25-метровыми и 380—400-метровыми террасами, принадлежит в основном мезо- и неоплейстоцену.

Терраса 380—400-метрового уровня в долине Индигирки, севернее устья Неры, имеет высоту 388 м, в устье Илинь-Хатыннаха 375 м и над

прорезанным в ней Чапчалгинским ущельем Индигирки 396 м.

Над этой террасой различается ряд эрозионных поверхностей, на которых пока не обнаружены аллювиальные отложения. Но морфологические признаки дают основание считать, что они представляют собой цоколи древних речных террас. К ним принадлежат 450—500 и 600-метровые террасы, выше которых на гребне Бергинняхской гряды сохрани-

лись остатки Берелёхского пенеплена.

Терраса 380—400-метрового уровня прослеживается и ниже Порожного ущелья Индигирки, где на ней располатаются морены раннелейстоценового оледенения. Так же хорошо она выражена в верховьях Неры и в ее истоке Худжахе, формируя низкий (40—50 м) пологий перевал из Худжаха (руч. Пленный) в правую вершину Контрандьи, где она прослеживается как 80-метровая, а затем по мере движения вниз по Эмтыгею и Аян-Юряху как все более высокая терраса. Сопоставление одновозрастных террас Иньяльского участка Индигирки и Сангаталонского участка Колымы показывает эначительно большую величину неотектонического поднятия в верховьях Индигирки. Максимальные различия отмечаются для нижнего плейстоцена: доледниковая терраса на Индигирке поднята над современным руслом на 130 м выше, чем одновозрастная ельгалинская терраса на Колыме. Различия высот более молодых террас не столь велики, но имеют ту же направленность.

Для долины Яны характерна еще большая простота геоморфологического устройства, так как часть морфоструктур, пересекаемых Индигиркой и Колымой, до нее не доходит. Меньший градиент неотектони-

ческого поднятия суживает и ряд образованных рекой террас.

В горной части Яны, по работам Н. И. Куприной и Б. И. Втюрина, (1961) можно выделить три уровня пойменных террас: низкую (0,7—

1,2 м), среднюю (3—4 м) и высокую (5—6 м).

Затем выделяется группа надпойменных террас, из которых первая (8—9 м) и вторая (10—12 м) лишены коренного цоколя на всем протяжении низовьев Яны (кроме района пересечения ею кряжа Кулар).

Более высокие террасы являются смешанными в нормально построенных горных участках Яны и лишены коренного цоколя в пересекаемых ею впадинах — Батыгайской и более мелких — Усть-Куйгинской и Черчинской. Наблюдаются 15—20, 25—30, 40 и 60—80-метровые террасы, при этом 15—20 и 25—30-метровые террасы относятся к бохапчинскому надгоризонту; более высокие террасы пока не датированы.

В Батыгайской впадине локально развита 100-метровая бесцокольная терраса предположительно раннеплейстоценового возраста. Прослеживая террасы вверх по р. Адыче — основной магистрали верхней части бассейна Яны, отметим прежде всего, что в Табалахской впадине, которую Адыча пересекает своими низовьями, террасы сформированы рекой в рыхлых четвертичных отложениях большой мощности и не имеют коренного цоколя. Исключения составляют только те участки террас, которые сформированы Адычей на западной окраине Табалахской впадины (Нижне-Адычанская котловина). Здесь левобережная 35-метровая терраса имеет 20-метровый цоколь, сложенный коренными породами, а правобережная лишена цоколя. Кроме нее отмечаются три пойменных террасы, из которых самая высокая возвышается на 5 м над летней меженью реки и первая надпойменная бесцокольная терраса 7—8 м высоты. Все эти террасы вложены в аллювиальную по-видимому, раннеплейстоценового возраста, относительная высота которой превышает 170 м.

Выше Табалахской впадины Адыча проложила свою долину в коренных осадочных породах, в которые она интенсивно, но прерывисто врезалась, образовав ряд смешанных террас. В этом участке долины Адычи одна из высоких террас датируется ранним доледниковым антропогеном. Ниже устья Нельгехе высота ее равна 160 м, но вверх по притокам Адычи (Нельгехе, Дербеке) она быстро снижается, и в пределах Средне-Дербекинской котловины ее высота равна 20, а затем и 12 м, и она уже полностью лишена коренного цоколя; еще выше Дербеке вы-

ходит на ее поверхность.

Выше устья Дербеке ее высота снижается до 140, а затем и до 100 м и, по-видимому, она слагает широкий перевал из Адычи в Утачан, имея здесь, благодаря местным сводовым поднятиям, высоту около

130 м над реками.

Более юная терраса Адычи высотой 100 м (у устья Джолакага) занимает в долине реки огромные площади и часто вплотную подходит к современному руслу реки, образуя стены каньона. На ней лежат конечные морены, в обход которых Адыча прорезала длинное эпигенетическое ущелье со скалистыми и почти отвесными стенками (А. В. Горелышев, 1942 г.). В долине Адычи ниже устья Джолакага отмечены остатки 45-метровой смешанной террасы и 12—14-метровой бесцокольной (или местами с очень низким цоколем) террасы. Последняя выше устья Джолакага снижается до 6—8 м и переходит в пойменную террасу.

Выделяется и более низкая бесцокольная 8—10-метровая терраса

и три пойменные террасы от 0,5 до 3 м высоты.

Для речной сети Яно-Чукотской страны характерны перехваты, в результате которых верховья рек, берущих начало на внутренних склонах Лено-Чаунской дуги, перехватываются реками, стекающими с ее внешних склонов. Основной причиной этого перераспределения гидросети было формирование неотектонических впадин, частью занятых низовьями Лены и Алдана и заливами Охотского моря, резко понизивших местные базисы эрозии «внешних» рек.

Другой важной причиной обезтлавливания была (и остается) большая водоносность внешних рек вследствие выпадения большого количества осадков на внешних склонах Лено-Чаунской дуги, по сравнению с внутренними её склонами, откуда берут начало реки Ледовитого океана.

Отступание водоразделов по направлению к центру Лено-Чаунской дуги началось еще в ранние этапы плейстоцена, когда р. Томпо (бассейн Алдана) перехватила части долин былых притоков Дербеке и Эльги; р. Тыры захватила часть верховьев р. Сунтара, в районе озера Баала и т. д.

Еще более ярко эти апрессивные черты проявляются у рек, относящихся к бассейну Тихого океана. Так, Урак и его приток Кетанда глубоко врезались в днище Юдомо-Уракской впадины и перехватили часть левых притоков Юдомы. Приток Ульи — р. Уенма перехватила истоки р. Мати (приток Маи); Ульбея заставила течь в Охотское море часть истоков Туора-Юряха; Иня — часть левых притоков Кулинского Худжаха, Яна (Охотская) — часть истоков Детрина; крупные площади бывших истоков Бохапчи захватила Армань. Левый приток Олы (р. Нуж) и р. Яма перехватывают постепенно истоки Малтана; р. Кананыга включила в бассейны Охотского моря часть истоков Большой Купки, Вилига-Омсукчана; реки Гарманда, Гижига и Наяхан — часть притоков Омолона в восточной части Верхне-Омолонской впадины. Истоки Парени, принадлежавшие ранее р. Крестик и через нее бассейну Омолона, текут теперь в Пенжинскую губу через молодой каньон, который прорезала Парень в днище Верхне-Пареньской впадины.

Лишь реки бассейнов Пенжины и Анадыря, хотя и врезанные несколько глубже, чем примыкающие к ним верховья притоков Колымы,

не перехватывали их долин.

Сложность геоморфологического устройства Яно-Чукотской торной страны приводит к сложности рисунка и разновозрастности речной сети. В многоярусных долинах рек и за их границами сохранились отрезки древней речной сети, по разным причинам отмершие и находящиеся в различных пространственных отношениях с современными долинами рек.

Наиболее часто древние долины находятся в пределах многоярусных долин и сохраняются в виде речных террас. Они наблюдаются в Сангаталонском и Оротуканском участках Колымы, в Иньяльском участке Индигирки, в низовьях Берелёха и в других реках. Однако во многих местах древние долины либо покинуты современными водотоками и оказывались в стороне от них, либо погребены аллювиальными, лед-

никовыми или склоновыми отложениями.

Отмершие участки древней гидросети наблюдаются в Момо-Сеймчанской, Инерской и Тюбеляхской депрессиях. Эти депрессии являются типичными продольными межгорными депрессиями и некоторые из них заложились полностью или частично еще в меловое время (Момо-Сеймчанская депрессия). Со времени своего возникновения они были, по-видимому, в той или иной мере освоены речной сетью, крупные артерии которой были конкордантны с простиранием оси системы Черского.

Продольные депрессии заложились и вдоль активных зон разломов в пределах Яно-Анюйской области низкогорий и также были освоены реками. Типичным примером является депрессия, к которой приурочены современные долины рек Неры, Худжаха, верхнего течения

Контрандьи и Аркагалы.

О направлении и очертаниях верхнемеловой и палеогеновой речной сети в настоящее время нет даже приближенных данных. О ее существовании, кроме общегеологических соображений, свидетельствует наличие аллювиальных и дельтовых отложений в составе толщ, выполняющих посторогенные наложенные впадины: Средне-Берелёхскую, Аркагалинскую, Силяпскую (верхний мел), Авековскую (палеоген — нео-

ген) и др. Поскольку эти впадины лежат в протяженных депрессиях, можно предполагать, что направление основных потоков позднемеловой и палеогеновой гидросети совпадало с направлением длинных осей депрессий.

С большей уверенностью об этом можно говорить в отношении неогеновых и, особенно, плейстоценовых рек, так как впадины, выполненные неогеновыми и плейстоценовыми отложениями, образуют четко выраженные межгорные понижения, параллельные осям горных систем (Неро-Тыэллахские и Тарыно-Адычанские впадины). Остатки раннеплейстоценовых и более поздних долин во внеледниковых районах обычно входят в состав террасированных (многоярусных) долин в качестве высоких террас. Ещё более тесную связь с террасированными участками современных долин обнаруживают, естественно, мезо-плейстоценовые и неоплейстоценовые долины. Но и плейстоценовая гидросеть имеет отмершие участки, оставшиеся полностью или частично вне контуров многоярусных долин, развивавшихся до наших дней. Погребенные древние долины представляют значительный интерес в золотоносных поясах Северо-Востока.

В Колымском поясе выявлены следующие типы древних долин: погруженные древние долины; поднятые и расчлененные древние до-(староречья) и поднятые погребенные, но не расчлененные древние долины. Во всех трех типах древних долин различаются долины погребенные склоновыми, моренными и флювиогляциальными и аллювиальными отложениями.

В Анюйском поясе, кроме того, обнаружены плейстоценовые долины, погребенные под базальтовыми потоками (бассейны рек Монни и

Погруженные древние долины распространены в Неро-Тыэллахских впадинах, а также в Верхне-Берелёхской, Толонской, Малык-Сиенской и Хиникинской впадинах. Мощность отложений в них достигает 50—400 м. Под ледниковыми отложениями и древним аллювием во многих местах погребены многоярусные (террасированные) речные долины.

Так, под днищем Оротукской впадины зафиксирована широкая погребенная терраса, возвышающаяся на 55-60 м над погребенным тальвегом, расположенном ныне на 90-100 м ниже современного русла Ко-

Погруженные долины обнаружены и под днищем Толонской впадины в долине Берелёха (в 150 км от устья), где прослежены три погребенные смешанные террасы, возвышающиеся на 15, 30 и 40 м над древним тальвегом, перекрытым 50-метровой толщей аллювия. Такие же погруженные террасы имеются и в Верхне-Нерских впадинах.

В Малык-Сиенской впадине под мощной толщей моренных отложений, выполняющих впадину, прослежены древние долины, на днище и террасах которых сохранился аллювий, содержащий россыпи золота. Направления древних долин в значительной мере совпадают с направлением современных водотоков, развивающихся в моренных отложениях после отступания ледников. Так руч. Прараковский был, очевидно, притоком руч. Праболотного, принадлежащего к древнему бассейну р. Малык-Сиены, т. е. так же как и современный Раковский является притоком Болотного, впадающего через Кюрбелях в Малык-Сиену.

Поднятые и расчлененные древние долины в пределах золотоносных поясов Яно-Чукотской горной страны распространены более широко, что объясняется преобладанием восходящих движений в неотек-

тонический этап развития этой территории.

Отмирание участков речной сети происходило в течение всего четвертичного времени и было связано с различными причинами. В доледниковое время оно было обусловлено чаще всего регрессивной эрозией субсеквентных потоков и локальными неотектоническими перемещениями. Затем основными причинами перехватов и отмирания участков гидросети стали многократные оледенения, в результате которых многие долины были заполнены льдом и моренными отложениями, что заставило реки искать выход из этих долин.

Наиболее широкое развитие участки отмершей и расчлененной молодыми долинами гидросети имеют на эрозионных поверхностях, связанных с худжахской стадией пенепленизации, в Момо-Селенняхской



Рис. 77. Аккумулятивная нагорная равнина Улахан-Чистай в верховьях рек Артык и Делянкир. Фото В. И. Крутоуса

впадине и в центральной части Колымского золотоносного пояса, осо-

бенно, в районе Неро-Колымского водораздела.

Примером древних долин, развитых на поверхности Худжахского пенеплена, служит долина, обнаруженная на водоразделе левых притоков Худжаха (Икс и Бургаг) работами А. П. Башаркевича и Э. Д. Титовой (1963 г.). Она прослеживается в современном рельефе в виде малозаметной ложбины, но шурфовочные работы вскрыли под ней аллювиальные отложения, мощность которых превышает 17 м, причем в наиболее глубокой части древней долины подошва аллювия не достигнута. Древняя долина раннеантропотенового возраста прослеживается в верховьях руч. Пленного, продолжающего к юго-востоку ось долины Худжаха. Истоки Пленного лежат на уровне этой долины (1125 м абс. выс.), представляющей собой древний исток Худжаха. Расчлененная истоками Контрандьи (бассейн Эмтыгея) долина прослеживается далее на восток над тальвегом Правой и Левой Контрандьи в виде 80—100-метровой террасы.

Таким образом, в истоках Контрандьи, относящейся к бассейну Колымы, сохранились фрагменты совершенно чуждой ей раннечетвертичной долины Худжаха, принадлежавшей ранее бассейну Индигирки. Речная сеть раннеантропогенового возраста обнаружена В. И. Крутоусом (1965 г.) на нагорной равнине Улахан-Чистай, сформированной, по-видимому, в худжахскую стадию пенепленизации (рис. 77). Неглубокие погребенные долины, выполненные древним аллювием и перекрытые ледниковыми отложениями, лишь незначительно приподняты здесь над тальвегами современной гидрографической сети, а нижние их части лежат ниже ее уровня. Направление древней речной сети не совпадает с современной гидросетью. Геологические и геоморфологические наблю-

дения показывают, что раннечетвертичные реки неглубоко врезались в поверхность неогенового пенеплена в силу небольшого его поднятия. При погружении, также не отличавшемся большим масштабом, долины, выработанные этими реками, были выполнены аллювием. Таким образом, Улахан-Чистай испытывал в раннеантропогеновое время колебательные движения небольшой амплитуды.

Сохранившимся отрезком древней гидросети является седловина между истоками ручья Левого Промежуточного и ручья Базовского, впадающего в ручей Угловой (правый приток р. Эльги). Шурфовкой здесь был обнаружен погребенный под склоновыми отложениями уча-

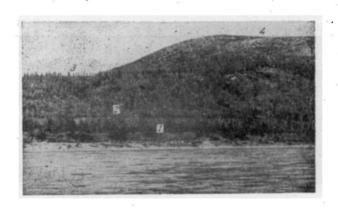


Рис. 78. Река Колыма в устье руч. Оттоги-Отук. Фото Ю. Е. Дорт-Гольца

1— пойма высотой 5 м; 2— надпойменная терраса высотой 20—25 м с низким (до 10 м) цоколем; 3— поверхность двух смежных террас высотой 130 и 175 м (высота цоколей 105 и 155 м), перекрытая склоновыми отложениями; 4— эрозионная поверхность высотой 400 м

сток древней долины, выполненной аллювиальными золотоносными отложениями. Долина возвышается над современным уровнем Эльги на 370 м, но, по-видимому, сопрягалась с террасами Эльги меньшей высоты, так как принадлежала небольшому ручью, имевшему значительный уклон.

Большое количество поднятых и расчлененных древних речных долин обнаружено в бассейне Ольчана, Куобах-Баги и других притоков Индигирки.

Среди поднятых и погребенных, но нерасчлененных древних долин наибольшее распространение имеют многоярусные древние долины, перекрытые склоновыми отложениями, частично или полностью маскирующими террасированность склонов (рис. 78).

Участки террасированных древних долин, перекрытых склоновыми отложениями, прослеживаются на протяжении многих километров: таковы долины Берелёха, Худжаха, Омчака, Ат-Юряха, Детрина и целого ряда более мелких рек бассейнов Колымы, Индигирки и Яны.

На территории Северо-Востока широко распространены долины, погребенные под ледниковыми и флювиогляциальными отложениями. Открытие россыпей в ряде таких долин имеет принципиальное значение и позволяет утверждать, что консервация древнего аллювия под моренными отложениями даже очень мощных ледников явление не исключительное, особенно там, тде конечно-моренные пояса погребают под собой отложения неотектонических впадин.

низины

Как уже говорилось, на Крайнем Северо-Востоке выделяются Восточно-Сибирская и Пенжино-Анадырская низины.

Наиболее существенной чертой геоморфологии низин является преобладание в их пределах аккумулятивного рельефа, связанного с ведущей ролью опусканий и аккумуляции осадков в неотектонический период их развития.

В обеих низинах выделяются остатки поверхности раннеплейстоценовых аллювиальных равнин, названных Тимирдяхской в Восточно-Сибирской низине и Рекинникской в Пенжино-Анадырской (Васьковский, 1963). Они соответствуют по возрасту высоким террасам Яно-Чукотской горной страны и вместе с ними их можно объединить в Ельгалинский цикл теоморфологических уровней.

Ельгалинские поверхности подвергались после своего формирования неотектоническим деформациям, погрузившим большую часть их под уровень среднечетвертичной и более поздней аккумуляции осадков. В Восточно-Сибирской низине наблюдается непосредственное наклонное погружение поверхности раннеплейстоценовой аллювиальной равнины под суглинки более молодой Едомной аллювиальной равнины (Васьковский и Засухина, 1960).

В наиболее глубоко прогнутой части Восточно-Сибирской низины— Колымской низменности, нижнеплейстоценовые осадки, подстилающие в других местах высокоподнятую поверхность Тимирдяхской равнины, погружены глубоко под уровень современной аккумуляции и лишь в редких местах приподняты и обнажаются в цоколе Едомной равнины (С. Л. Хайкина, 1953 г.; В. А. Касаткин и др. 1958 г.; Васьковский, 1959).

Благодаря климатическим различиям, Восточно-Сибирская и Пен-

жино-Анадырская низины имеют различный генезис.

В Восточно-Сибирской низине — это озерно-аллювиальная равнина, а в Пенжино-Анадырской — главным образом тляциальная и флювио-гляциальная. Существенное различие между низинами состоит в том, что Усть-Анадырская низменность — наиболее крупная из низменностей Пенжино-Анадырской низины — на границе среднего и позднего плейстоцена опускалась под уровень моря, тогда как в Восточно-Сибирской низине следов опускания под уровень моря не зарегистрировано.

В обеих крупных низинах Северо-Востока наблюдаются останцы расчлененного сбросами и погруженного под уровень антропогеновой аккумуляции дочетвертичного рельефа.

Ранние этапы теоморфологического развития низин не имеют специфических отличий от начальных стадий развития других аккумуля-

тивных равнин умеренного пояса СССР.

Существенные и специфические отличия обнаруживаются лишь в морфологии Едомной озерно-аллювиальной равнины и тляциальных равнин Нижне-Анадырской депрессии вследствие сильнейшего развития в слагающих их суглинках подземных и главным образом повторно-жильных льдов, сингенетичных с формированием толщи суглинков. Кроме повторно-жильных льдов, в толще едомных сутлинков развиваются и льды другого происхождения— разделительно-конжеляционные, сегрегационные, инъекционные и, в гораздо меньших объемах, льды, образовавшиеся погребением снежных надувов, замерзших озер и т. д.

Эти льды, как и обусловленные ими физические свойства льдистых горных пород, порождены континентальным субарктическим климатом — сильными зимними морозами и сравнительно маломощным снежным

покровом. Такой климат установился в пределах низин, по крайней мере, с поздних этапов мезоплейстоцена и хотя температурные характеристики его неоднократно колебались они не поднимались выше величин, характерных для тех или иных районов современного Северо-Востока, т. е. для области широкого развития вечной мерзлоты.

В соответствии с этим формирование криогенных форм рельефа шло непрерывно с мезоплейстоценового времени и продолжается в настоящее время. Но одновременно происходило и их разрушение, причем в течение межледниковий и голоценового гипситермального периода процессы термокарстовой деструкции преобладали над процессами об-

разования подземных льдов.

Значительное развитие термокарстовых процессов обусловлено также поднятием низин Северо-Востока в позднеплейстоценовое время. Оно вызвало врезание речной сети, быстро протекавшее в тонко-дисперсных льдистых толщах и открывавшее широкий доступ летнему теп-

лу к обрывам проледенелых суглинков.

Одновременно сокращается образование морозобойных трещин, а вместе с тем и повторно-жильных льдов, поскольку в реках, обладающих четко оформленной долиной, ледяные жилы образуются главным образом в пойменных частях речных долин и в отложениях зарастающих и заполняющихся осадками озер (П. И. Шумский, Е. М. Катаносов, Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ, Н. П. Куприна и Б. И. Втюрин, Ю. А. Лаврушин и др.). К этим отложениям приурочено в низинах и формирование булгунняков.

восточно-сибирская низина

Восточно-Сибирская низина, кажущаяся на первый взгляд однообразной, на самом деле имеет сложное устройство. В ее центральную часть вдается с запада большой отрог Яно-Чукотской горной страны — Кондаковское плоскогорье, орографической сетью которого служит Депутатская цепь кряжей. Низкогорье на большом протяжении отделяет северную часть низины — Чокурдахскую * низменность от южных ее частей. Последние в свою очередь разделяются обширным Алазейским плоскогорьем на Абыйскую и Колымскую низменности, соединенные узкими долами — на юге Ожогинским и на севере Шаньгинским.

От южного края Колымской низменности ответвляется узкая и длинная Ясачненская низменность и от северо-восточной ее части такая же Нижне-Анюйская низменность, далеко вдающиеся в пределы Яно-Чукотской горной страны. Сходная с ними по размерам Омолойская низменность отходит к югу от северо-западного конца Чокурдах-

ской низменности, обрамляя долину Омолоя.

Алазейское плоскогорье вытянуто в северо-западном направлении, его западные отроги непосредственно подходят к Индигирке. Плоскогорье сложено полого- и горизонтальнозалегающими эффузивными породами. Его наивысшей частью является гора Хангас-Тас, сложенная молодыми базальтами и расчлененная по краям речными долинами.

Кроме Алазейского плоскогорья, в Восточно-Сибирской низине имеется несколько небольших останцов горного рельефа, сложенных твердыми породами. В Колымской низменности — Эбегинский, Половинный и Приколымский. Самый высокий из этих останцов Маган-Тоус имеет всего лишь 291 м абс. высоты. В Чокурдахской низменности к ним принадлежит Святоносский останец, слагающий самый северный выступ суши Северо-Востока в Ледовитый океан п-ов Святой Нос (394 м).

^{* «}Яно-Индигирскую приморскую», по мнению А. П. Васьковского.

Три приметных останца расположено также в дельте Колымы. Восточный из них— «Каменная едома»— образует северную часть о-ва Каменка в восточной части дельты. Два других— «Походская едома» и «Столбик»— лежат в ее северо-западной части. Останцы Кигилях (377 м), Большой и Малый Албаи лежат у восточного конца Депутатской цепи.

Заметными элементами рельефа низины местами являются останцы Тимирдяхской раннеплейстоценовой аллювиальной равнины, возвышающиеся над ней на 80—100 м. Наибольший из них— Хапканское плато— обрамляет с запада долину реки Омолоя и достигает 180 км длины. Небольшая возвышенность Джолон-Сиге (102 м абс. высоты) под-



Рис. 79. Обрыв Едомного плато (Мус-Хая) в низовьях Яны (высота обрыва 50 м); видны многочисленные ледяные жилы и оползни суглинков у подножия. Фото А. И. Гусева

нимается над восточным берегом реки Джолон, а Тастахская— над берегом озера Тас-Тах. Убуканский останец примыкает к северной части Кондаковского плоскогорья; Буор-Юряхское плато лежит в юго-западной части Абыйской низменности и составляет восточное поднятие кряжа Этериктях.

Наибольшую роль в геоморфологии Восточно-Сибирской низины играет средне-верхнечетвертичная Едомная озерно-аллювиальная равнина, в формировании поверхности которой главную роль играли многочисленные речные потоки, блуждавшие по погружавшейся низменности, и временные полузамкнутые водоемы типа проточных озер. Поверхность равнины значительно расчленена позднеплейстоценовыми

термокарстовыми процессами.

В ряде мест этот процесс настолько интенсивен, что от древней аллювиальной равнины остаются лишь одиночные останцы, возвышающиеся над уровнем рек на 40—50 м. Крупные участки ненарушенной озерно-аллювиальной равнины («едомы») часто имеют собственные названия: Мусхаинская едома в низовьях Яны (рис. 79), Ойогосская к востоку от п-ова Святой Нос, Верхне-Хромская, Хомустах, Усть-Алазейская, Чукочья, примыкающая к одноименной реке, Корытовская (Каретовская), Усть-Омолонская и т. д. Характерными микроформами поверхности едом являются понижения, образовавшиеся вследствие недавнего или только что начавшегося проседания.

Большое место в рельефе Восточно-Сибирской низины занимают впадины, выработанные термокарстовыми процессами в едомной поверхности. Морфологическое разнообразие термокарстовых впадин очень велико. Наряду с небольшими котловинами наблюдаются огромные аласы. Наибольшие из них: Нижне-Хромская и Харчинская озер-

ные равнины, Сватайская и Ойугардахская котловины. Поверхность аласных понижений изобилует крупными и мелкими озерами, отличающимися непостоянством расположения. Они довольно часто смещаются, изменяют конфигурацию, распадаются на части. На участках, не занятых водой, развиваются большие полигоны, разбитые морозобойными трещинами.

Прорезаемые реками аласы образуют псевдотеррасы, которые часто принимаются за речные террасы. Однако в отличие от последних, они вдаются вглубь берега, слепо оканчиваются там и не несут следов древних русел. Кроме того, площадки этих псевдотеррас располагают-

ся на самых разных уровнях, не увязывающихся между собой.

В пределах Восточно-Сибирской низины расположены низовья крупнейших рек Северо-Востока: Колымы, Алазеи, Индигирки, Яны и ряда более мелких рек. В строении этих долин много общего, Врезаясь в средне-верхнечетвертичные отложения на глубину 50 м, они обычно имеют симметричный поперечный профиль.

В рельефе крупных речных долин выделяются пойменные террасы

трех уровней: низкая, средняя и высокая.

Низкая пойма высотой до 1,5—2,5 м занимает небольшие участки на намывных берегах. Поверхность ее неровная, обусловленная чередованием плоских, слегка возвышающихся гряд и межгрядовых понижений. Средняя пойма имеет высоту 3—4 м, занимает незначительную площадь и характеризуется развитием трещинно-полигонального микрорельефа. Наиболее широко развитая высокая пойма достигает в предгорьях 8 м, в низменности 6 м и в дельтах до 2 м. Она обладает сложным микрорельефом в связи с наличием широких, мелкотеррасированных понижений — бывших русел. В центральной части этих понижений располагаются старичные озера. На поверхности поймы, как правило, хорошо развиты трещинные полигоны как вогнутые, обводненные, так и плоские сухие.

Что касается надпойменных террас, то мнения исследователей расходятся. Одни из них (Катасонов, Бискэ, 1959) отрицают их наличие в долинах Колымы, Индигирки и Яны, связывая отсутствие террас с непрерывным поднятием территории низины в антропогеновое время, другие — (Куприна, Втюрин, 1961; Васьковский, 1959; Лаврушин, 1962) выделяют, по крайней мере, одну надпойменную террасу, имеющую на Колыме (у Зырянки и Средне-Колымска), по наблюдениям А. П. Васьковского, 13—15 м относительной высоты.

ПЕНЖИНО-АНАДЫРСКАЯ НИЗИНА

Пенжино-Анадырская низина также обладает сложным устройством, включает в себя ряд останцов горного рельефа и разделяется на ряд более мелких орографических единиц.

Юго-западная часть низины представляет собой вытянутую в северо-восточном направлении длинную (более 800 км), но узкую Параполо-Бельскую депрессию, разделенную останцовыми горными кряжами

и массивами на ряд впадин.

В южной части депрессии находится Пенжинская впадина, вмещающая в себя все нижнее течение Пенжины, р. Черной (левый приток Пенжины) и низовья р. Таловки, впадающей в Пенжинскую губу немного южнее Пенжины. На востоке она отделена невысоким останцовым (от 600 до 1045 м абс. высоты) Понтонейским (Пенжинским) кряжем от параллельной ей Парапольской впадины («дола»). Обе впадины и разделяющий их кряж вытянуты в северо-восточном направлении. Они выполнены рыхлыми, главным образом, аллювиальными, а по

окраинам и ледниковыми отложениями, и характеризуются равнинным и отчасти холмистым рельефом.

Парапольская впадина, средняя ширина которой равна 30-40 км, в нескольких местах стеснена подступающими с востока молодыми базальтовыми плоскогорьями, также представляющими собой элементы рельефа Параполо-Бельской депрессии.

Парапольскую впадину пересекают истоки рек бассейна Пенжинской губы (Белая, Таловка, Куйвивеем) и исток р. Майна — правого

притока Анадыря.

Пенжинская впадина замыкается на севере невысоким Налгимским останцовым горным массивом, с восточной стороны которого есть холмистое понижение, соединяющее Пенжинскую впадину с Орловской впадиной, занимающей бассейн р. Орловки. Основная часть Налгимского массива слагается Налгимским и Славутненским базальтовыми

плоскогорьями.

Небольшая Орловская впадина, ограниченная с востока Понтонейским кряжем, на севере замыкается почти изометричным Русским горным массивом (до 1107 м абс. высоты), большая часть которого представляет собой базальтовое плоскогорье. Однако по восточному и западному краю Русского массива остаются широкие холмистые понижения (не более 300 м высоты), соединяющие Орловскую впадину со следующим звеном Параполо-Бельской депрессии— Марковской впадиной, пересекаемой средним течением р. Анадырь. Эта обширная впадина (длина 180 км, ширина до 90 км) представляет собой на большей части своего протяжения плоскую современную аллювиальную равнину.

Невысокими пастбищными увалами Марковская впадина отделена: от Бельской впадины, вмещающей в себя все нижнее течение крупноголевого притока реки Анадыря — реки Белой. Днище этой впадины также выполнено аллювиальными отложениями, на севере уступающими место моренам, а по восточной окраине ее тянется низкое плато (от 70 до 220 м высотой), сложенное раннеантропогеновыми рыхлыми отложениями.

Бельская впадина соединяется неширокой Чекаевской впадиной («Чекаевские ворота»), занятой коленом реки Анадырь, с Нижне-Анадырской депрессией, обрамляющей на значительном расстоянии от устья реки все низовье Анадыря и берег Анадырского залива. Депрессия имеет сложные очертания и ее ответвления глубоко вдаются в пределы окружающих ее гор. Назовем из них Красноозерскую (краснинскую) низменность, обрамляющую озеро Красное, и Танюрерскую. Последняя характеризуется холмисто-моренным ландшафтом, причем некоторые моренные гряды, например Чинейгинская, примыкающая к горе Чинейгин, подходят к берегу р. Анадырь и к Анадырскому Хр. Рарыткин, глубоко вдающийся с юга в пределы Нижне-Анадырской депрессии, придает известную самостоятельность ее восточной части (Усть-Анадырская низменность). По генетическим признакам рельеф низменности подразделяется на рельеф останцовых гор и пологоволнистую аккумулятивную равнину, играющую основную роль в морфологии низменности.

Основным фактором создания этих элементов рельефа явились неотектонические движения, в результате которых произошло формирование как окружающих низменность гор, так и самой депрессии. Помимотектонических процессов на формирование рельефа низменности в четвертичное время большое влияние оказали экзогенные процессы, из которых особое значение имели оледенения, подземное льдообразование,

речная эрозия и морозное выветривание.

Рельеф останцовых гор имеет резко подчиненное значение и приурочен в основном к окраинным частям Усть-Анадырской низменности. В пределах самой низменности наблюдается целый ряд останцовых гор.

Наиболее высоким из них является Златогорский останец (высшая точка 1012 м абс. выс.), вытянутый в северо-восточном направлении от западного конца Анадырского лимана. На левобережье Танюрера выделяются небольшой останец базальтового плато — Карганай (404 м), гора Одинокая (315 м) и еще несколько более мелких останцов; у горы Анадырь—Раненейский останец базальтового плато с высшей точкой гора Дионисия (572 м абс. выс.); на предгорной равнине Корякского нагорья — тора Мейнинук (284 м абс. выс.), гора Тыркеней (405 м абс. выс.), гора Чимчиней (426 м абс. выс.) и ряд других.

Останцовый рельеф представляет собой группы гор или крупных холмов, разобщенных участками ледникового грядово-холмистого рельефа. Для всех участков останцового рельефа характерна сглаженность вершин и пологость склонов, которые в нижней части нередко постепенно переходят в поверхность ледниковой аккумулятивной равнины.

Аккумулятивный и эрозионно-аккумулятивный рельеф Усть-Анадырской низменности представлен главным образом аккумулятивными ледниковыми формами средне- и верхнечетвертичного оледенений, а также озерно-речными формами поздне- и послеледникового времени.

Аккумулятивный рельеф раннечетвертичного этапа развития сохранился лишь вдоль западного склона хр. Пекульней и представлен предгорной аллювиальной равниной, поднятой на 40—200 м над уровнем современных крупных рек. Она сложена толщей нижнеантропогеновых рыхлых и полурыхлых галечников и грубозернистых неогеновых песков и соответствует по возрасту Рекинникской равнине Парапольского дола.

Ледниковый рельеф Усть-Анадырской низменности формировался в основном в эпоху средне- и верхнечетвертичного оледенения, которое охватило всю территорию низменности и имело покровный характер. Центрами оледенений были Анадырское плоскогорье и Корякское нагорье, откуда ледники спускались по долинам предгорий на 50—200 км. Оледенение развивалось несколькими стадиями, количество которых оценивается по-разному: от двух до четырех (Ю. П. Баранова, 1958 г.). С климатическими изменениями связаны колебания края ледников, остановки, подвижки и таяние на месте в пассивной фазе.

Среди ледникового рельефа выделяются следующие типы: конечно-моренный рельеф краевых образований, слабо волнистая равнина основной морены, водно-ледниковая и озерно-ледниковая равнины.

Конечно-моренный рельеф характерен почти для всей территории Нижне-Анадырской депрессии. Насчитывается несколько краевых ледниковых комплексов, в которых выделяются конечные морены, вытянутые или единой дугой, или в виде разобщенных гряд, и сопряженный с ними холмисто-грядовый рельеф. Последний особенно широко распространяется в проксимальной части краевого комплекса.

Наиболее четко пояса конечных морен выражены на левобережье Анадыря, на участке между устьями рек Танюрер и Канчалан и непосредственно в долинах этих рек, а также в южной части Усть-Анадырской низменности в междуречье Великой и Туманской, где они образуют почти сплошную полосу холмистого и грядового рельефа, окаймляющую с севера отроти Корякского нагорья.

В предгорьях развита слабо волнистая равнина основной морены. Поверхность равнины характеризуется чередованием обширных невысоких увалов с очень пологими склонами или холмообразных повыше-

ний с озерными котловинами различной степени сохранности. Колебания высот очень незначительны — в пределах 10—20 м.

Озерные котловины, среди которых много довольно крупных, имеют неправильную или овально-вытянутую форму. Нередко котловины с одной стороны ограничены хорошо сохранившимся уступом высотой до 5—8 м, тогда как с других сторон днище котловин постепенно переходит в межкотловинную поверхность. На равнине наблюдаются отдельные ложбиновидные понижения с своеобразной речной сетью, в которой провальные термокарстовые озерки «нанизаны» на глубокие, но короткие протоки.

В области распространения низкоторного останцового рельефа основная морена, перекрывая маломощным плащом почти все неровности коренного цоколя, имеет облик мелкобугристого или холмисто-увалистого рельефа, причем как на вершинах, так и на склонах холмов и увалов встречаются элювиальные развалы коренных пород. Собственно аккумулятивные формы рельефа в виде мелких холмов и бугров, сложенных мореной или флювиогляциальными галечниками, располагаются здесь лишь в понижениях между крупными холмами коренного рельефа.

Водно-ледниковые равнины довольно широко распространены как в северной, так и в южной частях Анадырской низменности. В северной части большие площади водно-ледниковой равнины простираются от р. Танюрер по всему левобережью Анадыря, включая низовье р. Канчалан и далее вплоть до р. Тавайваам. На юге низменности водно-ледниковая равнина располагается в бассейне р. Автаткуль и в низовьях

рек Туманской и Нытчеквеем.

Равнина характеризуется слегка всхолмленной поверхностью с относительными высотами 10—15 м и редко 25—30 м. Поверхность равнины изобилует озерами разной величины, большинство которых лежит в плоских котловинах с террасированными склонами. Образование террасовых поверхностей связано с постепенным углублением озер пронессом термокарста или осушкой их мелкими ручьями. Нередко озера разобщены лишь низкими и узкими перешейками, образуя «кружево» из озёрных котловин. Межозёрные пространства, как правило, подвергаются размыву, теряя свой первоначальный облик.

Термокарстовое разрушение водно-ледниковой равнины связывается с наличием в слагающих ее отложениях погребенных линз и жил

льда.

Озерно-ледниковые равнины встречаются участками в пределах площадей развития водно-ледникового рельефа. Одним из наиболее типичных участков развития этого рельефа является озерная равнина, располагающаяся в низовьях р. Канчалан и примыкающая к внутренней части Кырганайского моренного пояса. Это сильно заболоченная, почти горизонтальная равнина с колебанием относительных высот порядка 1—2 м и с большим количеством изометричных озёр и густой, но мелкой эрозионной сетью.

К типу приледниковых относятся, по мнению И. П. Карташова, высокие аккумулятивные равнины, развитые в районе оз. Красного. Он связывает их образование с существованием на месте оз. Красного огромного приледникового бассейна, впоследствии спущенного по мере отступления ледникового края и пропиливания Анадырем конечно-мо-

ренных образований, подпруживающих этот бассейн.

В поздне- и послеледниковое время на территории Нижне-Анадырской депрессии происходит преобразование ледникового и водно-ледникового рельефа различными экзогенными процессами и формирование озерно-речных форм рельефа.

Озерно-аллювиальные равнины наиболее широко распространены в Марковской и Бельской впадинах и в низовьях р. Великой. Они представляют собой монотонные, сильно заболоченные поверхности с большим количеством озер и относительными высотами не более 10—15 м. Формирование рельефа озерно-аллювиальной равнины связано с тесным взаимодействием эрозии и термокарста. Как крупные реки — Анадырь, Майн, Белая, Великая, так и их притоки в весенне-осеннее время несут большие массы воды, размывая на огромных пространствах первичную поверхность равнины и создавая на ее месте поймы и молодые (голоценовые) аллювиальные равнины. Не захваченные эрозионным размывом, междуречные пространства сильно выровнены и почти лишены растительности. Они подвергаются интенсивному воздействию термокарста. Начальные стадии термокарста проявляются в виде сети мелких озерков и западин.

Интенсивно развивающиеся термокарстовые процессы приводят к появлению среди равнины пониженных аласных пространств и впадин на месте спущенных рекой озер и к нарушению целостности единой поверхности равнины. Иногда от первичной поверхности равнины оста-

ются лишь небольшие останцы.

Эрозионно-аккумулятивная деятельность рек в пределах Нижне-Анадырской депрессии проявилась в формировании пойменных и низких надпойменных террас. Надпойменные террасы развиты лишь в долинах крупных рек, имеют очень ограниченное распространение, непостоянные высоты (от 4 до 12 м) и в большинстве случаев лишены цоколя. Лишь в пределах останцового горного рельефа и в предгорьях в основании этих террас появляются коренные породы.

Пойменные террасы представлены в долинах крупных рек тремя уровнями с высотами 0,5—1, 2—4 и 6—7 м. В долинах небольших рек

высоты этих уровней резко уменьшаются.

По побережью Анадырского залива на участке южнее г. Анадырь прослеживается 8—12-метровая морская бесцокольная терраса, вдоль обрыва которой тянется узкая полоса пляжа.

МОРСКИЕ ПОБЕРЕЖЬЯ

Морские побережья Северо-Востока с геоморфологической точки зрения делятся на два основных типа: 1) побережья горных стран и 2) побережья низин. Эти основные типы побережий могут быть разделены на подтипы по соотношениям их с тектоническими структурами

и морфоструктурами примыкающих к ним частей суши.

Для горных стран Северо-Востока чрезвычайно характерен угловатый рисунок береговой линии, состоящий из больших, почти прямолинейных отрезков. При этом большая часть таких отрезков субпараллельна друг другу и имеет северо-восточное простирание. Для Охотского моря таковы: Аянское побережье — западная береговая область, тянущаяся от Удской губы до западного края Нижне-Кухтуйской низменности; Вилигинское побережье — западная граница залива Шелехова, от устья Ямы на юго-западе до устья Широкой на северо-востоке; берега п-ова Тайтонос (рис. 80) и Западно-Камчатское побережье.

Из побережий Берингова моря северо-восточное простирание имеет протяженное Корякское побережье, Уэлькальский берег Анадырского залива и западный берег Берингова пролива. Они разделены отрезками побережий, имеющими, в общем, широтное простирание, осложнен-

ное изгибами береговой линии, образующими заливы и бухты.

В широтном направлении ориентированы: Северо-Охотское побережье (от Охотска до мыса Пьягина), а в Беринговом море — Олю-

торское побережье и отрезок берега западнее мыса Наварин. Северный берег Анадырского залива имеет даже юго-восточное простирание, почти перпендикулярное к направлению Корякского побережья и за-

падного берега Берингова пролива.

Юго-восточное направление имеет и почти прямолинейное Северо-Чукотское побережье (от мыса Шелагского до мыса Дежнева), вдоль которого граничит с морями Ледовитого океана Северо-Чукотское низкогорье. Характерной чертой побережий Охотского моря, ориентированных в северо-восточном направлении, является резкая прямолинейность береговой линии и отсутствие сколько-нибудь крупных неровностей берега.



Рис. 80. Прибрежная скалистая равнина (стрэндфлат) на западном берегу п-ова Тайгонос. Фото И. А. Пилипенко

При этом большая часть береговой линии представляет собой активные абразионные клиффы, прерываемые лишь узкими долинами рек и отделенные от моря узкой полосой крупноглыбового пляжа, преодолеваемого морем во время больших штормов. Аккумулятивные береговые формы развиты очень слабо. Эти особенности побережий объясняются генетической связью береговой линии с узкой зоной новейших сбросов, унаследовавших общее простирание основных палеотектонических структурных элементов (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Охотская складчатая область).

В то же время поперечные дизъюнктивные линии здесь отсутствуют или слабо выражены, чем и объясняется монолитность берега. Ей способствует и сравнительно высокая и однообразная твердость коренных пород (лавы, граниты) и почти одинаковая сопротивляемость их волновой абразии: все выдающиеся мысы слагаются несколько более твердыми, чем лавы, гранитами. Иной характер имеет Северо-Охотское побережье, являясь также продольным по отношению к позднемезозойским структурам, которые имеют здесь широтное простирание, оно имеет гораздо более сложную и изрезанную береговую линию.

Это объясняется существованием крупной Ямо-Тауйской системы неотектонических впадин (осевая часть которой протягивается параллельно общему направлению береговой линии), выполненной рыхлыми и полурыхлыми позднекайнозойскими отложениями, слабо сопротив-

ляющимися абразионной работе моря.

Оперяющие ее небольшие поперечные неотектонические впадины в ряде мест выходят к береговой линии открытого моря и здесь создаются небольшие заливы и бухты, обязанные своим происхождением как быстрому размыву морем рыхлых пород, выполняющих наложенные впадины, так и продолжавшимся, местами вплоть до исторического вре-

мени, опусканиям их торцовых частей, погрузившими их под уровень моря (Тауйская губа, бухта Шкиперов, залив Переволочный и некото-

рые другие).

Широкое наступление моря, вызванное этими опусканиями и усиленное послеледниковым эвстатическим поднятием уровня океана, привело к выработке новой береговой линии далеко за фронтом существовавшей до этого береговой полосы.

Получив доступ к внутренним частям Ямо-Тауйской депрессии, наступающее море начало энергично абрадировать новые берега и быст-

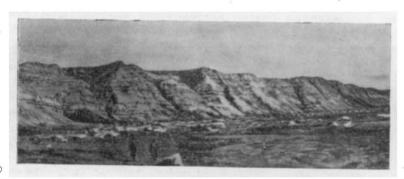


Рис. 81. Абразионный берег Рекинникской губы, выработанный в рыхлых и слабо сцементированных осадках верхнеплиоценнижнечетвертичного возраста. Фото А. С. Липинова

рее всего продвигалось вперед в рыхлых породах, выполнявших впадины Ямо-Тауйской депрессии. Это привело к новым осложнениям береговой линии Тауйской тубы, в частности, к возникновению бухт Нагаева и Гертнера, Амахтонского залива и залива Оджан (Одян), бухты Мелководной и Ямской губы. Процессам новейшего обрушения и трансгрессии моря обязан своим существованием и крупнейший в Охотском побережье залив Шелехова, возникший на пересечении Ямо-Тауйской системы впадин и крупной системы неотектонических впадин, обусловившей формирование Пенжино-Анадырской низины.

Погружение области, ставшей ныне дном залива, под уровень моря является событием совсем недавнего прошлого, поскольку в начале антропогенового времени ни он, ни ближайшие к нему области Охотского моря еще не существовали (Линдберг, 1946, Васьковский, 1954).

Почти на всей территории Парапольско-Бельской депрессии и на ее продолжении, занятой ныне заливом Шелехова, формировался еще в раннечетвертичное время обширный локальный пенеплен. На берегах залива остатки пенеплена сохранились в виде 70—100-метрового стрэндфлата, выработанного в коренных породах и переходящего в Рекинникскую древнюю аллювиальную равнину, также поднятую сейчас на 70—100 м над уровнем моря (рис. 81).

В настоящее время на побережье Охотского моря происходит относительное поднятие уровня моря. Однако в ряде мест регистрируются и локальные современные поднятия суши. Так, прибрежная равнина в замке бухты Средней поднимается, и недавно существовавшие лагуны теперь представляют собой озера, совершенно изолированные от моря

береговыми валами.

Поднимаются и прибрежные части Нижне-Кухтуйской депрессии,

в особенности Мареканская впадина.

Корякское побережье в принципе также принадлежит к абразионному типу и при этом является продольным по отношению к основным

тектоническим элементам. Однако наличие поперечных разрывов внесло существенные изменения в очертания побережья по сравнению с очертаниями абразионных побережий Охотского моря.

Эти разрывы были использованы реками, создавшими широкие и протяженные долины, обработанные и переуглубленные затем ледни-

ками, спускавшимися непосредственно в море.

Так возникли многочисленные фиорды, составляющие настолько существенную черту строения Корякского побережья, что его нужно отнести к абразионно-фиордовому типу. Быстрая и мощная поздне- и послеледниковая трансгрессия моря, затопившая эти переуглубленные ледниковые долины, произвела громадную абразионную работу на выступающих частях побережья и не менее интенсивную аккумулирующую деятельность в устьях фиордов, отчленив их от открытого моря мощными пересыпями (Ионин, 1958).

В результате возникла вторично-выровненная береговая линия, слагающаяся из выровненных абразией клиффов и пересыпей, отшнуровавших акватории фиордовых бухт, на дне которых сохранились конечные и донные морены позднечетвертичного оледенения. Западное побережье Берингова пролива и восточная часть северного побережья Анадырского залива принадлежат к тому же абразионно-фиордовому типу. Нужно добавить, что на абразионных и абразионно-фиордовых побережьях горных стран в той или иной мере развиты аккумулятивные береговые формы: косы, двойные косы, пересыпи, часто типа томболо, причленяющие к материку скалистые островки (бухта Старая Веселая, бухта Средняя и т. д.). Образование их связано с потоками наносов от скалистых полуостровов (мысы Алевина и Ольский, пересыпи Корякского побережья). Но наиболее широким развитием на берегах горных стран аккумулятивные формы пользуются там, где к берегам морей выходят неотектонические впадины, выполненные рыхлыми отложениями. В этих условиях громадные пересыпи, отчленяют от открытого моря крупные и многочисленные лагуны.

Особенно резко выражен лагунный характер побережья Чукотского моря, к которому подходят неширокие низменности, сложенные ледниковыми и флювиогляциальными отложениями (Ванкаремская низменность, северная часть Ионийской депрессии и т. д.). Здесь почти весь берег открытого моря сформирован длинными и широкими косами, отделяющими от моря обширные лагуны. На этих косах стоит значи-

тельная часть селений Северо-Чукотского побережья.

Морфология побережий низин Северо-Востока проще, чем у побережий горных стран. Разница в геоморфологическом устройстве низин приводит и к значительным отличиям в морфологии их береговой линии. Если Усть-Анадырская низменность, имеющая наиболее широкий контакт с морем из всех низменностей Пенжино-Анадырской низины, сложена главным образом ледниковыми и флювиогляциальными отложениями с их пестрым и часто крупнообломочным механическим составом, то берега Восточно-Сибирской низины сложены в основном однообразной толщей тонкодисперсных льдистых осадков.

При этом восточные части Усть-Анадырской низменности испытали в поздне- и послеледниковое время существенное погружение, общая относительная амплитуда которого еще увеличилась быстрым эвстатическим поднятием уровня мирового океана. Вследствие этого водами моря была затоплена холмисто-моренная равнина, часть форм которой

сохранилась в прибрежной части морского дна.

Позднечетвертичные опускания суши и эвстатические поднятия уровня моря привели к возникновению Анадырского лимана и ряда лиманов в устьях более мелких рек.

Совместное разрушительное влияние абразии, термоабразии, термокарста и солифлюкции привело к насыщению прибрежных вод большим количеством взвешенных и влекомых наносов, мощные потоки которых создали ряд крупных аккумулятивных береговых форм.

К их числу относятся протяженные косы — земля Гека и Русская Кошка, — отгородившие значительную часть Анадырского лимана, Тымнэнские косы, Кайну-Пильгинские косы и т. д. Но самые крупные аккумулятивные формы возникли в тех районах Нижне-Анадырской депрессии, которые испытали небольшие поднятия в голоценовое время, благодаря чему в сферу деятельности волн вновь попали большие участки поднимающегося дна. Поперечным волновым перемещением слагавших его наносов были созданы такие огромные косы, как Меечкан, длина которой достигает 70 км.

Берегам Восточно-Сибирской низины свойственны своеобразные черты, связанные с развитием вечномерэлых рыхлых отложений, вклю-

чающих в себя мощные тела подземных льдов.

Позднечетвертичное эвстатическое поднятие уровня океана привело к длительному контакту моря с суглинками, а их тонкозернистость и льдистость способствовали быстрому отступанию выработанных в них обрывов, достигающему 10—15 м в год.

Береговые обрывы тянутся на огромные расстояния, причем в ряде случаев на открытых морских побережьях возвышаются почти отвесные берега, лишь у подножия заваленные обвальными глыбами и полужидкими конусами выносов мелких эрозионных борозд пересекающих обрывы. При нагонных ветрах вся масса этих отложений удаляется, и обрыв вновь становится крутым или даже отвесным по всей высоте.

Легкая разрушаемость льдистых суглинков приводит к возникновению и другого, широко распространенного и совершенно не похожего на предыдущий, типа берегов. Всюду, где к берегу моря выходят участки едомных равнин, разрушенные термической деструкцией, или долины местных «нетранзитных» рек, море получает возможность еще быстрее и энергичнее разрушать берега и продвигается да-

леко в глубь суши, образуя обширные заливы и бухты.

При этом береговые обрывы в большинстве случаев обусловливают возникновение потоков взвешенных и влекомых наносов, направленных в сторону бухт. Однако материал в этих потоках так тонкозернист, что профиль равновесия морского дна очень полог, а поэтому и аккумулятивные формы очень низки. При частых нагонных ветрах как эти аккумулятивные формы, так и огромные пространства термоабразионных равнин заливаются морем и превращаются в своеобразные ватты, покрытые массой соленых озерков и зарастающие типичной галофитной «маршевой» растительностью.

Вследствие далекого проникновения моря в глубь суши во время нагонных ветров, в особенности в сочетании с приливом, береговая линия на таких побережьях крайне неустойчива и мигрирует на десятки километров к югу от среднего положения (Скворцов, 1930). Благодаря этому в глубине Халлерчинской термоабразионной равнины в 30—40 км от моря наблюдаются настоящие береговые валы из плавника, до которых и в наши дни доходит море (Л. Л. Берман, 1954 г.).

Крупные реки Северо-Востока, впадающие в море в пределах Восточно-Сибирской низины, образуют обширные дельты, на контакте которых с морем образуются дельтовые берега, а мористее — мелкие бары.

В тех участках низин, где с морем контактируют останцы коренных пород (Святоносский и другие), возникают обычные абразионные берега, ничем не отличающиеся от других абразионных берегов горных стран, сложенных коренными породами.

Огромные размеры территории Северо-Востока и все еще относительно слабая ее изученность при весьма сложном геологическом строении создают большие трудности при восстановлении исторической последовательности геологических событий.

В опубликованных ранее работах о геологическом строении Северо-Востока СССР вопросы геологической истории края лишь частично рассматривались И. И. Тучковым (1962), Ю. Н. Поповым (1958, 1961), И. А. Резановым и Н. Н. Зарудным (1962) и некоторыми другими.

Предлагаемый очерк является первой попыткой воссоздания истории геологического развития края в целом. В геологической истории края намечается ряд крупных стадий развития: докембрийская, нижнесредне-палеозойская, верхнепалеозойско-мезозойская, позднемезозойская, палеоген-поздненеогеновая и антропогеновая. Ниже рассмотрена смена геологических событий и изменение в связи с этим палеогеографических обстановок по эрам и периодам, намечены общие черты зажономерного развития геологических событий на территории края.

ДОКЕМБРИЙ

Незначительное распространение докембрийских образований и их слабая изученность затрудняют восстановление последовательности геологических событий.

По-видимому, архейская история Колымо-Омолонского имеет черты сходства с историей Сибирской платформы. Охотский массив в это время, по-видимому, являлся частью Алданского щита. Возможно, биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-силлиманитовые платиогнейсы, слюдяные и дистенсодержащие слюдяные сланцы, роговообманковые плагиогнейсы и кальцифиры из древнейших толщ п-ова Тайпредставляют собой результат метаморфизма осадочных глинистых и известковистых пород. В то же время гиперстенсодержащие гнейсы из верхней части архейской толщи, вероятно, обязаны своим происхождением вулканогенным породам основного состава. Конец архея на Колымо-Омолонском массиве и на Сибирской платформе ознаменовался интенсивным метаморфизмом и мигматизацией архейских накоплений, внедрением жильных пород основного состава и, вероятно, началом формирования таких важнейших архейских структур, выходы которых установлены на Омолонском массиве. Архейские структуры последнего и Охотского массива имеют меридиональное и северо-западное простирания. Архейский комплекс образует древнейшие ядра жестких структур Северо-Востока.

В раннем и среднем протерозое происходило накопление осадочных толщ, излияния эффузивов основного, кислого и среднего состава, внедрение гранитоидов и региональный метаморфизм, сопровождавшийся диафторезом вдоль зон разломов в архейских гнейсах. Соотношение архейских и протерозойских структур изучено явно недостаточно, но, на-

пример, на п-ове Тайгонос они характеризуются разным простиранием. В восточной части территории простирания протерозойских структур северо-восточные, к западу они приобретают меридиональное простирание.

Интересной особенностью структур древнейших комплексов является относительно простое их строение и часто наблюдаемые пологие падения на крыльях складок. Эта особенность строения древнейших толщ хорошо выражена в Столбовском поднятии и на Тайгоносе. Формационный состав протерозойских образований указывает на их формирование в геосинклинальных прогибах. Вместе с археем протерозойский комплекс образует фундамент платформенных структур. Вероятно, крупнейшие глубинные разломы Северо-Востока, предопределившие конфигурацию главнейших структур рассматриваемой территории в палеозое и мезозое, были заложены в раннем и конце среднего протерозоя, когда происходили интенсивные тектонические движения, магматическая деятельность и явления метаморфизма. По-видимому, этот этап геологической истории фиксируют данные определений абсолютного возраста на Охотском массиве 1870 млн. лет и Тайгоносе 1700 млн. лет, тогда как архейские породы датируются цифрами порядка 2600 млн. лет. Породы архейского и протерозойского метаморфических комплексов образуют основание жестких структур Северо-Востока. Вероятно, в предрифейское время на месте Колымо-Омолонского массива существовала крупная платформа, которая в раннем рифее подверглась расчленению, вследствие чего ряд крупных блоков испытал погружение и на них формировались прогибы, выполненные рифейскими отложениями, образующими нижний структурный ярус платформенного чехла. Колымо-Омолонского массива.

Поздний протерозой (рифей) ознаменовался обширными морскими трансгрессиями в эпохи погружения и регрессиями в эпохи поднятия. Последовательность этих движений хорошо фиксируется явлением ритмичности в толщах позднего протерозоя Юдомо-Майского района и Столбовского поднятия.

В эпохи трансгрессий моря покрывали, вероятно, значительные площади Северо-Востока, особенно в его западных и юго-западных районах. Вместе с тем, судя по обилию обломочных пород, можно предполагать о существовании участков гористой суши. Такие участки, не затопляемые морем и подвертавшиеся интенсивному размыву, по-видимому, располагались в пределах Колымо-Омолонского массива и Сибирской платформы, Охотско-Колымского водораздела и в районе Охотского моря. На территории Сибирской платформы и Колымо-Омолонского массива осадкообразование происходило в условиях платформенного режима, обусловившего накопление осадков сравнительно небольшой мощности (1000—2000 м). В границах Столбовского поднятия в рифее существовал крупный прогиб меридионального простирания, продолжавшегося на юг, в пределы Сугойского прогиба. В этом прогибе мощность позднего протерозоя увеличивается до 3000 м.

В позднем протерозое наиболее широкое распространение получили терригенные и карбонатно-терригенные отложения; подчиненное

значение имеют карбонатные породы.

В карбонатных породах позднего протерозоя почти повсеместно обнаружены скопления древнейших морских водорослей — строматолитов. Находки последних известны из многих мест правобережья Алдана, на Охотском и Омолонском массивах, на Тайгоносе и в Приколымском поднятии. Строматолиты свидетельствуют о распространении в позднем протерозое теплых мелководных морей, заселенных простейшими представителями растительного мира.

Существование в конце позднего протерозоя теплого или жаркого влажного климата подтверждается также накоплением осадочных жетом получествованием осадочных жетом получествованием получествов получеством получествением получеством получеством получеством получеством получеством получеств

лезных руд горбуновской свиты.

Проявления магматической деятельности в позднем протерозое установлены на юго-западе Охотского массива (бассейн р. Маи), где они представлены небольшими телами кварцевых порфиров и гранит-

порфиров.

Конец позднепротерозойского этапа ознаменовался повсеместными поднятиями и установлением континентального режима, продолжавшегося на большей части Северо-Востока на протяжении всего кембрийского периода.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРА

Нижне-среднепалеозойский этап развития, начиная с ордовика, характеризуется активизацией тектонических движений, прогибанием крупных участков земной коры. Прогибы образуются по окраинам Колымо-Омолонского массива, на Чукотском массиве и вдоль восточной окраины Сибирской платформы (Сеттэ-Дабан). В результате почти непрерывного осадконакопления в течение ордовика, силура, девона и раннего карбона отложились мощные существенно карбонатные толщи с разнообразными комплексами морской фауны.

На крайнем востоке территории в это время образовалась обширная геосинклинальная область с ясно выраженным эвгеосинклинальным

типом накопления.

КЕМБРИЙСКИЙ ПЕРИОД

Достоверные отложения этого периода известны лишь на Сибирской платформе — в низовьях Лены и на правобережье Алдана, указывающие на развитие с начала кембрийского периода морской трансгрессии, которая захватила все ее восточные районы, включая район Сеттэ-Дабана и, возможно, значительную часть Верхоянья. На протяжении кембрия в условиях теплого и жаркого климата в морском бассейне здесь отложились преимущественно карбонатные, в меньшей степени карбонатно-терригенные и терригенные осадки.

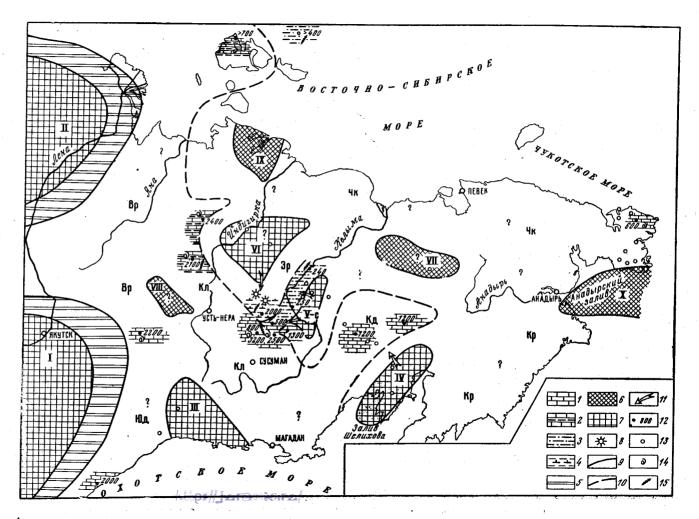
ОРДОВИКСКИЙ ПЕРИОД

Начало ордовика ознаменовалось опусканиями крупных участков земной коры и развитием морской трансгрессии, охватившей большую часть Колымо-Омолонского массива, Охотский массив и юго-восточные окраины Сибирской платформы. В среднеордовикское время размеры морского бассейна несколько сократились (рис. 82). В начале лландейльского века в прогибах, окаймляющих Колымский массив, отмечается кратковременное обмеление моря и отложение мелководных глинистых и известково-глинистых осадков (мокринская свита). Несколько позже наблюдается новое расширение морского бассейна и восстановление прежних условий седиментации с преобладающими карбонатными осадками. Однако в конце среднего ордовика и позднее в центральных районах этого массива происходит поднятие, вызывающее новое сокращение и обмеление бассейна. В Омулевском поднятии, начиная с раннего карадокского века и на протяжении всего позднего ордовика, намечается поднятие, сопровождавшееся обмелением моря, в котором откладываются глинистые и известково-алевролитовые осадки с граптолитами (харкинджинская и нижняя часть омукской свиты), Рис. 82. Палеогеографическая карта среднеордовикской эпохи. Составил А. А. Николаев, 1968 г.

Палеогеографические области. Суши: І — Алданская; ІІ — Оленекская; ІІІ — Охотская; ІІ — Оленекская; ІІІ — Охотская; ІІ — Тайгоносская, V — Омолонская, V — с
— Столбовская, VI — Адаманская;
ІХ — Хромская; Х — Анадирская.

Моря: Вр — Верхоянское; Кл — Колымское; Кд — Кедонское; Кр —
Корякское; Чк — Чукотское. Проливы: Юд — Юдомский; Зр — Зырянский; Яр — Ярходонский; Ол —
Олойский.

1— преимущественно карбонатные осадки; 2— карбонатно-терригенные осадки; 3— преимущественно терригениые осадки; 4— осадочно-вулканогенные образования преимущественно основного состава, 5— низменные равнины, временами заливавшиеся морем; 6— низменные суши; 7— возвышенные равнины и низкие горы; 8— вулканы; 9— береговые линии; 10— границы литологических комплексов; 11— направление сноса обломочного материала; 12— точки облажений; 13— отсутствие отложений; 14— брахиоподы; 15— граптолиты



сменяющиеся в более южных и юго-восточных участках карбонатными фациями с кораллами.

На северном крыле Омулевского поднятия в течение ордовика развивалась резко отличная от других типов отложений Рассошинская фациальная зона (Мерзляков, 1966). Разрез этой зоны мощностью около 1500 м характеризуется присутствием вулканогенных пород — базальтов, андезито-базальтов, трахитов и их туфов, а также слоев кремнисто-тлинистых сланцев, терригенных и карбонатных пород. Проявление вулканической деятельности имело место и на юго-западе Омолонского массива.

В Сеттэ-Дабане, на Чукотском полуострове в позднеордовикское время отлагаются преимущественно карбонатные породы.

Мощность ордовикских осадков достигает 3000—3500 м в прогибе-

хр. Сеттэ-Дабан и 4000—4500 м в прогибах хр. Черского.

Комплексы ордовикской фауны свидетельствуют о широких связях Северо-Восточного моря с морями Сибирской платформы, Арктики и Северной Америки. Через Сибирские моря, по-видимому, осуществлялась связь также с морскими бассейнами Китая.

В конце ордовика и, по-видимому, раннем силуре происходили тектонические движения, в результате которых отложения ордовика были смяты в складки. На юго-востоке с этими движениями связано формирование абкитского интрузивного комплекса, представленного средними и крупными телами гранитов и щелочных пород.

СИЛУРИЙСКИЙ ПЕРИОЛ

После тектонических движений в позднем ордовике, сопровождавшихся частичной регрессией моря, на территории Колымского и Омолонского массивов устанавливается стабильная суша. Последняя на протяжении силурийского периода представляет собой область размыва и служит источником образования терригенного материала, который откладывается в прогибах, существовавших с ордовика по юго-западной окраине этих массивов. В них морской режим сохраняется без перерыва от ордовика к силуру и позднеордовикское море непосредственно переходит в раннесилурийское. Прогибы в раннем силуре заполняются преимущественно мелководными терригенными осадками, среди которых широкое развитие приобретают траптолитовые фации мощностью 200—450 м (рис. 83). Ограниченное распространение получили известковые осадки с остатками бентосной фауны (кораллы, брахиоподы и другие). Эти образования особенно характерны для позднего лландовери и венлока бассейна р. Ясачной, где мощность их достигает 1000 м.

В Сеттэ-Дабанском прогибе в раннем силуре отложились карбонатные породы мощностью 600—800 м. На Чукотском полуострове рассматриваемому времени соответствуют маломощные граптолитовые сланцы.

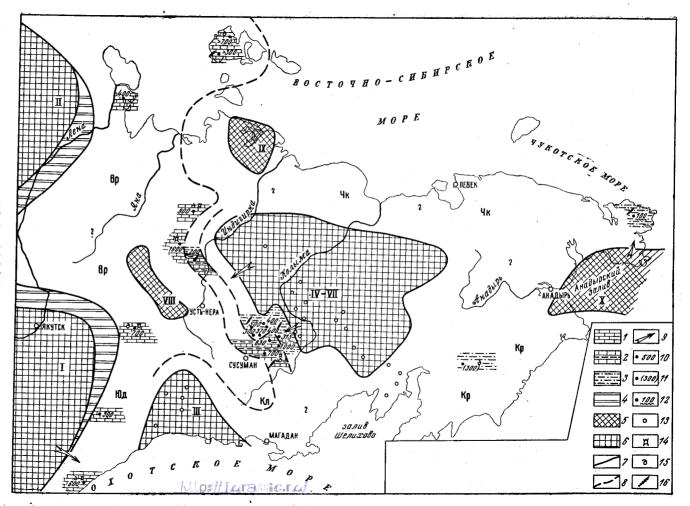
В позднем силуре на Северо-Востоке повсеместно накапливаются карбонатные осадки мощностью от 200 до 1800 м. Наиболее интенсивное прогибание и накопление осадков происходит во впадинах, окаймляющих Колымо-Омолонскую сушу. Во второй половине лудловского века происходит обмеление морского бассейна, сопровождающееся образованием лагунных условий осадкообразования (мирнинская свита).

В течение силурийского периода Колымо-Омолонская суша, занимавшая центральные районы Северо-Востока, омывалась: на западе и юго-западе Верхоянским, на северо-востоке — Чукотским и на востоке — Пенжинским морями. Последнее, по-видимому, имело свободное общение с двумя первыми морями, а также с бассейном Тихого океана. Вер-

Рис. 83. Палеогеографическая карта раинесилурийской эпохи. Составил А. А. Николаев, 1963 г.

Палеогеографические области. Суши: І — Алданская; ІІ — Оленекская; ІІІ — Охотская; ІУ—VІІ —
Колымо-Омолонская; VІІІ — Адычанская; ІХ — Хромская; Х — Анадырская. Моря: Вр — Верхоянское;
Кл — Колымское; Кр — Корякское;
Чк — Чукотское. Проливы: Юд —
Юломский.

1 — преимущественно карбонатные осадки; 2 - карбонатно-терригенные осадки; 3 — преимущественно терригенные осадки; 4 — низменные равнины, временами заливавшиеся морем; 5 - низменные суши; 6 возвышенные равнины и низкие горы; 7 — береговые линии; 8 — границы литологических комплексов; 9 — направление сноса обломочного материала: 10 — точки обнажений с указанием мощности отложений; 11 — мощности, полученные путем деления нерасчлененной толщи; 12 — мощность неполная, за счет отсутствия нижней части; 13 - отсутствие отложений; 14 - кораллы; 15 — брахиоподы; 16 — граптолиты



хоянское и Чукотское моря на севере сообщались с Арктическим бассейном и через него с морями Сибирской платформы и Северной Америки.

ДЕВОНСКИЙ ПЕРИОД

Геолотическая история Северо-Востока в девоне существенно отличается от предшествующих периодов. В рассматриваемый период отмечается интенсивная вулканическая деятельность, которая наиболее широко проявилась на Омолонском массиве. Приколымское поднятие, Омолонский и Охотский массивы в девоне испытывают погружение. В то же время, вероятно, район Тайгоноса, Камчатка представляли сушу, либо архипелаг островов. В Корякском нагорье существовал морской режим; в эвгеосинклинального типа прогибах здесь накапливались вулканогенно-осадочные и отчасти карбонатные толщи.

Начало девонского периода знаменуется раннедевонской трансгрессией моря (рис. 84), охватившей обширные площади геосинклинальных прогибов, а также значительную часть Колымского и отчасти Омолонского массивов. В западной половине территории (бассейны Колымы, Индигирки, Яны и правобережье Алдана) в раннем девоне существует открытый теплый морской бассейн, в котором отлагаются карбонатные рифогенные осадки, перемежающиеся местами с глинистыми

осадками мощностью 500-900 м.

Большая часть территории Приколымского поднятия в раннем девоне также погрузилась под уровень моря, и на эродированную поверхность силурийских, ордовикских, а местами верхнепротерозойских пород отложились песчано-конгломератовые и карбонатные осадки. Континентальный режим сохранился только в центральной части поднятия и на большей части Омолонского массива, за исключением района Уш-Урэкчанского хребта, где уже в раннем девоне началась вулканическая деятельность и образовалась толща осадочно-вулканогенных пород кедонской серии. На Чукотке в рассматриваемую эпоху происходило накопление территенных осадков.

В среднем девоне происходило интенсивное прогибание, сопровождавшееся вулканической деятельностью на Омолонском массиве, в бас-

сейнах Пенжины, Анадыря и Алазеи.

В Яно-Колымской области расширение среднедевонского морского бассейна протекало с частыми местными регрессиями, вследствие которых происходила миграция береговой линии, обмеление бассейна и образование прибрежно-лагунных условий осадконакопления и накопление хемогенных осадков. В эйфельский век в некоторых участках Сеттэ-Дабана, возможно, происходило кратковременное его осушение. Для этого времени характерно накопление известково-терригенных осадков, развитие своеобразных местных комплексов брахиоподовой

фауны (вечернинская и урультунская свиты).

Области, лежащие к востоку от Колымы, в эйфельский век подверглись новой морской трансгрессии, распространившейся с севера. Эта трансгрессия охватила северные окраины Омолонского массива, бассейн Пенжины и Чукотку. Еще более интенсивное погружение этих областей наблюдается в живетское время (рис. 85). С этого времени вулканическая деятельность развивалась на всей территории Омолонского массива и в прилегающих к нему с северо-востока районах. Отложившиеся в этот век эффузивно-туфовые образования кедонской серии представлены преимущественно кислыми разностями. В северовосточной части массива накопились смешанные вулканогенно-осадочные толщи, заключающие морскую фауну, типичную для живетского времени (кораллы, брахиоподы).

Рис. 84. Палеогеографическая карта раннедевонской эпохи. Составил А. А. Николаев, 1968 г.

Палеогеографические области. Cy-uuu: I - Алданская; II - Оленек-ская; III - Охотская; $IV - VII - Колымо-Омолонская (IV - Тайго-носская, V - Омолонская, V - С-столбовская, VI - Алазейская, VII - Адычанская; <math>IX \to X$ ромская; X - Aнадырская. $IX \to X$ ромская; X - Aнадырская, X - Aнады

донский; Ол — Олойский. 1 — преимущественно карбонатные осадки; 2 — терригенно-карбонатные осадки; 3 - терригенные осадки; 4 - осадочно-вулканогенные образования преимущественно кислого состава; 5 — низменные равнины, временами заливавшиеся морем; 6 — низменные суши, 7 — возвышенные равнины и низкие горы; 8 → вулканы; 9 — рифы; 10 — береговые линии; 11 — границы литологических комплексов; 12 - направление сноса обломочного материала: 13 - точки обнажений с указанием мощности отложений: 14 -мощности, полученные путем деления нерасчлененной толщи; 15 мощность неполная, за счет отсутствия нижней части отложений; 16 — отсутствие отложений; 17 — кораллы; 18 - брахиоподы

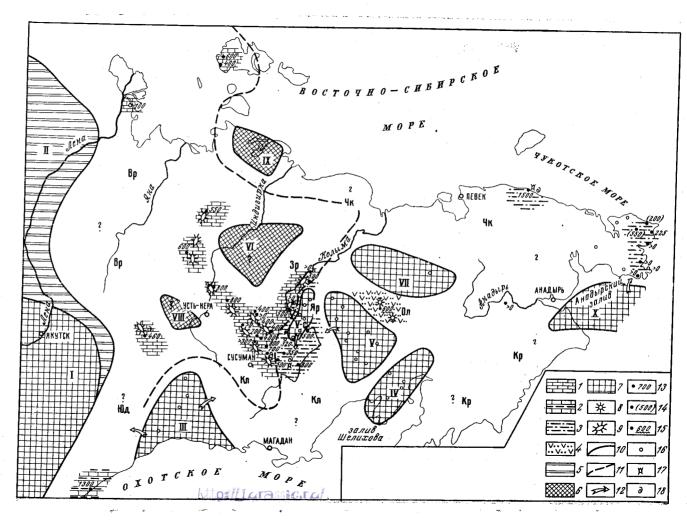
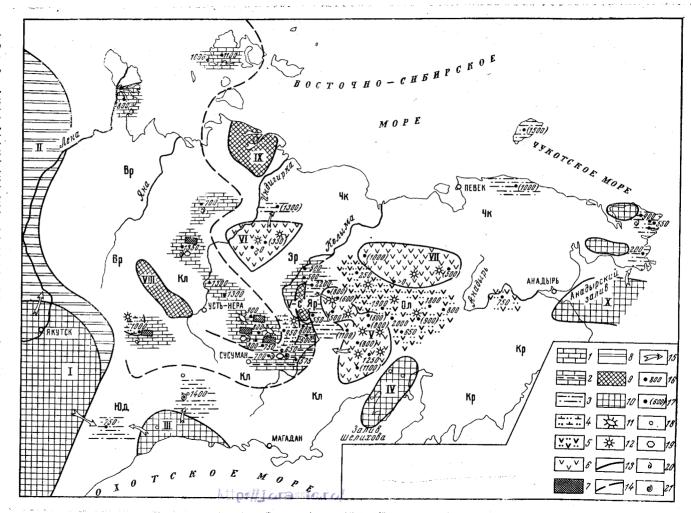


Рис. 85. Палеогеографическая карта живетского и франского веков. Составил А. А. Николаев, 1968 г.

Палеогеографические области. Сиши: І — Алданская: II — Оленекская: III — Охотская; IV-VII-Колымо-Омолонская (IV - Тайгоносская, V - Омолонская, V-c — Столбовская. VI — Алазейская. VII — Анюйская); VIII — Адычанская: Хромская; X— Анадырская. Моря: Вр — Верхоянское; Кл — Колымское; Кр — Корякское; Чк — Чукотское. Проливы: Юд — Юдомский: Зр — Зырянский; Яр — Ярходонский; Ол — Олойский. 1 - преимущественно карбонатные осадки; 2 - терригенно-карбонатные осадки; 3 — преимущественно терригенные осадки: 4 - осадочно-вулканогенные образования преимущественно основного состава; 5 — осадочновулканогенные образования преимущественно кислого состава; 6 — наземные эффузивы и их туфы преимущественно кислого состава: 7 - гипсы и ангидриты; 8 низменные равнины, временами заливавшиеся морем; 9 — низменные суши, 10 возвышенные равнины и низкие горы; 11 — рифы; *12* — вулканы; 13 - Geperoвые линии: 14 — границы литологических комплексов; 15 — направление сноса обломочного материала: 16 точки обнажений с указанием мощности отложений: 17 — мощности, полученные путем деления нерасчлененной толщи; 18 - отсутствие отложений: 19 — кораллы: 20 — брахиоподы; 21 — ам-

моноидеи



В Пенжинском кряже, в Майнских горах в среднем девоне отложились морские известково-терригенные и вулканогенные породы. Известково-терригенные осадки накапливались на Охотском массиве и на Чукотском полуострове.

В живетский век моря Северо-Востока через Арктический бассейн сообщались с морями Евразии и, возможно, с морями Северной Аме-

рики.

С франского века территория Северо-Востока испытала новую трансгрессию, сопровождавшуюся установлением обширного морского бассейна (см. рис. 85). В западной половине этого бассейна в течение франского и большей части фаменского веков создались условия, блатоприятные для образования рифогенных карбонатных и в меньшей степени терригенно-карбонатных толщ с остатками колониальных и оди-

ночных кораллов, брахиопод и гониатитов.

В район Приколымского поднятия позднедевонское море проникло несколько позже, в связи с местными подвижками, происшедшими на границе живетского и франского веков. Южнее, в бассейнах Ясачной и Поповки, морские отложения появились только в середине франского века. Раннему этапу франского века здесь соответствует вулканогенно-конгломератовая толща, залегающая на размытой поверхности докембрийских пород. В бассейнах рек Ярходона и Каменки в позднем девоне в прибрежно-континентальных условиях отлагались пестроцветные песчано-глинистые осадки, изредка перемежающиеся со слоями, содержащими фауну франского и фаменского ярусов.

С конца франского и в течение фаменского века в районах Селенняхского кряжа и хр. Тас-Хаяхтах наметились поднятия, вызвавшие обмеление и регрессиию моря. В более восточных районах, оставшихся под уровнем моря, карбонатные осадки сменились существенно терригенными: процесс осадконакопления без перерыва здесь

продолжался и в раннекаменноугольное время.

Почти вся территория Омолонского массива в средне- и позднедевонскую эпоху была охвачена вулканической деятельностью, главным образом наземного характера; в районе Уш-Урэкчанского хребта вулканогенные толщи накапливались в морских условиях. Вулканические процессы сопровождались интрузивной деятельностью. В девонском периоде на Омолонском массиве и прилежащих территориях Березовской зоны, Олойского прогиба и Приколымского поднятия сформировалась своеобразная провинция кислых изверженных пород, обычно с несколько повышенной щелочностью — кедонский комплекс.

В других районах Колымо-Омолонского массива в среднем палеозое происходили извержения лав и туфов основного состава, с которыми более или менее уверенно сопоставляются основные, средние и уль-

траосновные интрузии.

Значительные проявления девонского базальтового вулканизма характерны для Сеттэ-Дабанского поднятия и в несколько меньшей степени — для Охотского массива. В Охотской складчатой в Таловско-Майнском и Хатырском поднятиях явления в девонское время проявились в виде подводных излияний андезитовых и базальтовых лав, которые в результате метаморфических процессов превратились в метаморфические сланцы. По-видимому, с излияниями основных лав связано внедрение пластовых тел габбро в Пенжинском кряже. В Хатырском поднятии в среднем палеозое образовалась офиолитовая формация, с которой Б. Х. Егиазаров (1963), Л. И. Аникеева (1965) связывают внедрение небольших интрузий гипербазитов и габбро. Кроме того, в среднепалеозойский этап развития происходило внедрение гранитной магмы. Наряду с телами собственно гипербазитов и гранитоидов встречаются сложные массивы, в строении которых участвует ряд пород от габбро до гранита, которые представлены разностями, богатыми плагиоклазом.

В девоне происходили активные тектонические движения. На массивах они выразились в блоковых движениях по ранее заложенным разломам и в слабо проявившихся складчатых движениях. С этими движениями связана мощная вулканическая деятельность на Омолонском массиве.

В области геосинклиналей происходила складчатость, в результате которой возникли линейные складки (Таловско-Майнское поднятие).

КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ И ПЕРМСКИЙ ПЕРИОДЫ

Эпоха позднего палеозоя на Северо-Востоке ознаменовалась крупнейшими геологическими событиями. В раннем и отчасти среднем карбоне, а местами и в позднем, на обширных пространствах этого региона происходили тектонические движения герцинской орогении,

завершившей среднепалеозойский этап его развития.

Для западной части территории Северо-Востока с раннего карбона начинается новый мезозойский этап развития — заложение Яно-Колымской геосинклинали и начало формирования верхоянского геосинклинального комплекса. На востоке территории, в пределах Чукотской и Охотской складчатых областей ввиду ограниченности распространения каменноугольных и пермских отложений наши представления об этом отрезке геологической истории фрагментарны. По-видимому, здесь в ранне-среднекаменноугольное время продолжала существовать палеозойская геосинклиналь, причем на Чукотке она носила отчетливо миогеосинклинальный характер, а в Корякском нагорые существовали прогибы мио- и эвгеосинклинального типа, в которых накапливались терригенно-карбонатные и кремнисто-вулканогенные образования.

В Чукотской складчатой области, вероятно, в течение второй половины каменноугольного периода и перми происходили тектонические движения, в результате которых были сформированы складчатые структуры. В Охотской области в это время происходило завершение геосинклинального процесса, в отдельных прогибах еще накапливались терригенные мелководные осадки, происходили подводные излияния основных лав. Этот этап в Охотской области можно рассматривать орогенной стадией ее развития. Таким образом, для Чукотской и Охотской складчатых областей мезозойский этап развития наступил значительно

позже, чем в Яно-Колымской.

На Колымо-Омолонском массиве в рассматриваемый отрезок геодогической истории происходили значительные подвижки блокового характера по ограничивающим и подновленным разломам в фундаменте. Вследствие этого в раннем карбоне опущенные участки массива были захвачены трансгрессией, развивавшейся из области Яно-Колымской геосинклинали; приподнятые блоки представляли области размыва. Интенсивные опускания в Яно-Колымской геосинклинали в пермское время захватили обширные территории Колымского, Омолонского и Охотского массивов. Интенсивные блоковые движения на массивах явились отражением также герцинского орогенеза в Чукотской и Охотской складчатых областях и проявились образованием складчатых дислокаций в каменноугольных отложениях в ряде участков Колымского и Омолонского массивов. С этими движениями связаны излияния средних и основных лав и внедрение интрузий того же состава, а также образование спилито-диабазовой формации и позднепалеозойских интрузий перидотитов, пироксенитов, габбро и плагиогранитов в Олойском прогибе. В Охотской области в это время отмечается магматическая деятельность аналогичного характера. В северной части Орулганского мегантиклинория произошло внедрение силлов и даек диабазов.

В теологической истории Северо-Востока в позднепалеозойское время намечается два крупных этапа, отличающихся своими характерными палеотектоническими и палеогеографическими особенностями и отделенные друг от друга перерывами в осадконакоплении с перестройкой структурного плана территории.

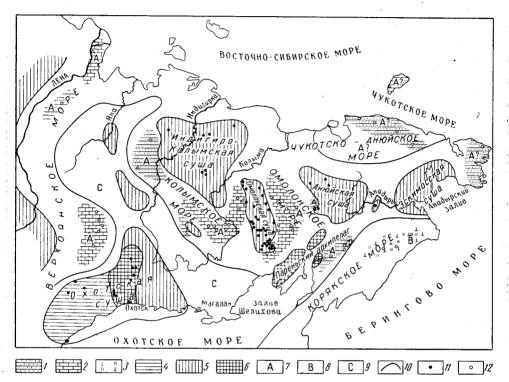


Рис. 86. Палеогеографическая схема визейского века. Составил В. М. Заводовский Области накопления морских осадков: 1— преимущественно терригенные; 2— преимущественно карбонатные; 3— преимущественно вулканогенные. Суша: 4— равнины низменные; 5— возвышенные равнины; 6— горы низкие. Море: 7— мелкая часть шельфа и прибрежная зона; 8— глубокая часть шельфа; 9— море неизвестного характера; 10— береговая линия; 11— отсутствие отложений визейского века; 12— разрез отложений визейского века по обнажениям.

Первый этап — охватывает начало раннего карбона — поздний карбон. Для него характерно очень широкое развитие эпиконтинентальных морей; в Охотской теосинклинальной области образуются толщи вулканогенно-кремнистых терригенных пород. В конце этапа происходит регрессия моря и образование обширной суши.

Второй этап — ранняя и поздняя пермь — характеризуется также довольно широким развитием эпиконтинентальных морей. В Охотской геосинклинальной области продолжается формирование вулканогенно-осадочных толщ. Обширная бореальная трансгрессия захватила почти весь Северо-Восток (исключая Чукотку). Этот бассейн сохранялся до конца поздней перми, а во многих районах и в течение раннего и среднего триаса.

В турнейское и визейское время происходила обширная трансгрессия, начавшаяся в большинстве районов в позднем турне и достигшая своего максимума в визейском веке (рис. 86). В результате

этой трансгрессии на территории Северо-Востока возникли мелкие открытые эпиконтинентальные моря— Верхоянское, Колымское и Омолонское. Вероятно, более глубокие морские бассейны располагались на территории Чукотки (Чукотско-Анюйское море) и современного Корякского нагорья (Корякское море).

Для этого времени характерна слабая вулканическая деятельность. Наземные вулканы, по присутствию в морских осадках пеплового материала, вероятно, располагались вдоль южной оконечности Индигиро-Колымской суши и на восточных островах Пареньского архипелага. Подводные вулканические извержения происходили на территории сов-

ременного Корякского нагорья.

Вдоль северо-западной окраины Корякского моря, в пределах всего Чукотско-Анюйского морского бассейна и в южной половине Колымского и Омолонского морей широкое развитие приобретают терригенные осадки. В них накапливались полимиктовые пески, илы, тлины и галечники с прослоями мергелей. Карбонатные осадки отлагались в пределах Верхоянского, северной части Колымского и Омолонского морских бассейнов. Известково-терригенный тип осадков характерен для Колымского моря. Здесь отлагались слои известняков, песков, илов и глин в том или ином соотношении.

В намюрское время общая конфигурация морей и разделяющих их островов остается прежней. Однако намечается некоторая тенденция к сокращению бассейнов. Несколько увеличивается площадь Омолонской суши, наращивающейся к востоку, и островов Пареньского архипелага, благодаря чему размеры Омолонского моря сокращаются.

Характер осадков, отлагавшихся в Верхоянском и Колымском морях, оставался примерно таким же, как и в предыдущих веках. Сходные осадки, вероятно, образовывались и в Омолонском море. Однако мощности отложений здесь значительно сократились.

Преимущественно карбонатный характер осадков характерен в намюре и для Чукотско-Анюйского моря, что указывает на общее обмеление этого бассейна.

В Корякском море и в намюрское время отлагаются кремнистые осадки и различные туфы основного состава, образовавшие здесь толщу мощностью до 1000 м. Отсутствие фауны свидетельствует, вероятно, о сравнительно большой глубине бассейна.

Аккумуляция осадков происходила в намюре в ряде мест и в наземных условиях. Глины с примесью углистого материала и древесных остатков отлагались в восточной и северо-восточной частях Омолонской суши.

Башкирский век явился веком перестройки палеогеографической обстановки в северо-восточной части территории, в результате которой возникла крупная Чукотская суша. Сравнительно слабая изученность отложений этого возраста в бассейне Колымы и на Корякском нагорые не позволяет в достаточной степени уверенно судить о конфигурации морей и фациальном составе осадков, их выполняющих. В северо-восточной части Колымского моря (верховыя Зырянки) проявилась вулканическая деятельность.

Московский век ознаменовался небольшой трансгрессией морских бассейнов с сохранением общей конфигурации морей и островов. Сократились размеры Омолонской и Индигиро-Колымской суши и ряда

островов (рис. 87).

В северной части Омолонского моря накапливаются карбонатные осадки, в южной — преимущественно глины, илы и полимиктовые пески. Для Колымского моря характерен относительно пестрый состав осаджов. Здесь отлагались известняки, глины, илы, пески, туфы и лавы ос-

новного состава. Сравнительно широкое развитие последних указывает на вулканическую деятельность в центральной части бассейна Колымы.

На низменной равнине Охотской суши в московском веке происходило накопление галечников, полимиктовых песков и глин с остатками растений. В наиболее тлубоком Корякском море образовалась толща (до 1000 м) полимиктовых песков и кремнистых осадков с прослоями галечников и лав основного состава.

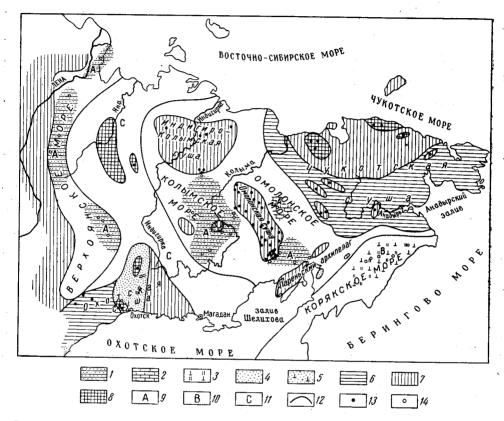


Рис. 87. Палеогеографическая схема московского века. Составил В. М. Заводовский Области накопления морских осадков: I— преимущественно терригенные; 2— преимущественно карбонатные; 3— преимущественно вулканогенные. Области накопления континентальных осадков: 4— терригенные; 5— вулканогенные. Суша: 6— раввины низменные; 7— возвышенные равнины; 8— горы низкие. Море: 9— мелкая часть шельфа и прибрежная зона; 10— глубокая часть шельфа; 11— море неизвестного характера; 12— береговая линия; 13— отсутствие отложений московского века; 14— разрез отложений московского века по обнажениям

Позднекаменноугольное время ознаменовалось самой обширной в течение всего позднего палеозоя регрессией моря, которая охватила почти всю территорию Северо-Востока СССР. Морской режим сохранился лишь в Верхоянье и Корякском нагорье.

Омолонская суша соединилась с рядом островов, которые представляли собой, вероятно, отдельные возвышенности на территории обширной низменности, причленившейся с юго-запада к ранее образовавшейся Чукотской суше. В бассейнах рек Кегали (правый приток Омолона)и Поповки (Колымский массив) происходили излияния основных лав, накапливались туфы, туфогенные и полимиктовые пески.

В сохранившей морской режим части Верхоянского моря в позднем карбоне накапливались исключительно терригенные осадки. Вдоль юго-восточного побережья моря по границе с Охотской сушей отлага-

лись глины, илы и полимиктовые пески с прослоями и линзами галечников. На большей западной части Охотской суши, представлявшей собой низменность, происходило накопление в наземных условиях полимиктовых песков, глин, местами с прослоями галечников, а местами с примесью пеплового материала.

Активная подводная вулканическая деятельность происходила в пределах Корякского моря. Здесь продолжала формироваться толща

кремнистых пород, туфов и лав базальтов.

Из анализа фаций и состава морских окаменелостей описываемой территории в течение каменноугольного времени с очевидностью следует, что обширный Яно-Колымский морской бассейн имел свободные и широкие связи как с морями Бореального, так и с морями Тихоокеанского бассейнов на протяжении всего раннего карбона. Бассейн населяли космополитные виды фораминифер, брахиопод и кораллов, виды, которые часто являлись эндемичными, но не теряли близости с одновозрастными видами удаленных территорий — Северной Америки, Казахстана, Кузнецкого бассейна, Таймыра и др. Сравнительный анализ состава фауны фораминифер, брахиопод и кораллов показывает, что упомянутые фауны, полностью принадлежащие мелководному бентосу, характеризуют в раннем карбоне самостоятельный Колымо-Корякский зоогеографический район Казахстано-Сибирской провинции.

В ассельский и сакмарский века началась новая бореальная трансгрессия, достигшая максимума в раннеартинское время. В результате этой трансгрессии произошло значительное расширение Верхоянского моря и вновь образовались Колымское и Омолонское эпиконтинентальные моря. В течение сакмарского века Омолонское море трансгрессировало далеко на восток в пределы Чукотской суши. Индигиро-Колымская и Омолонская суша и Омулевский остров сохранились почти в прежней конфигурации. Охотская суша значительно уменьшилась в размерах, перестал существовать Пареньский архипелаг (рис. 88).

В Верхоянском и Колымском морях накапливались преимущественно глины, илы и пески; в северо-восточной части Колымского моря, на участке верховьев р. Седедемы, отмечается небольшая примесь туфо-

генного материала основного состава.

В южной, более мелководной части Омолонского моря, на участке верховьев рек Гижиги, Омолона, Пенжины и Олоя, отлагались терригенные осадки — глины, илы, полимиктовые пески и галечники; в северной части преимущественно полимиктовые пески и кремнистые осадки с прослоями и линзами галечников, пепловых туфов и известняков мощностью до 1000 м (ирбычанский горизонт).

Вдоль северо-западной окраины Корякского моря — в области мелкого шельфа образовалась мощная толща (до 800 м) глин, полимик-

товых песков и галечников.

Вдоль юго-западного побережья Колымского моря на границе с Охотской сушей, на участке нижнего течения Нют (бассейн Ини), отлагались как и в среднем карбоне глины, илы и полимиктовые пески с

линзами и прослоями галечников (ингычанская свита).

В мелководной шельфовой зоне близ берега Индигиро-Колымской суши в хр. Тас-Хаяхтах и вблизи северо-восточного берега (хр. Улахан-Тас) в сакмарский век происходило более или менее равномерное накопление преимущественно глин, песков и известняков, а также туфов основного состава.

В северной части Охотской суши, представлявшей собой низменность, в континентальных условиях накапливались полимиктовые пески

и галечники, а также туфогенные осадки среднего состава.

На Чукотской суше в сакмарском веке в районе мыса Шмидта отлагались континентальные осадки — пески и глины (до 600 м) с остатками кордаитовых.

В артинском и кунгурском веках несколько увеличивается площадь Чукотской суши. Вдоль юго-западного побережья Колымского моря отлагались исключительно вулканогенные осадки, пред-

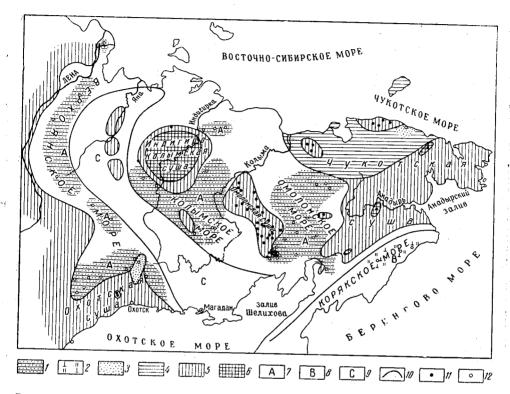


Рис. 88. Палеогеографическая схема ассельского и сакмарского веков. Составил В. М. Заводовский

Области накопления морских осадков: 1 — преимущественно терригенные; 2 — преимущественно вулканогенные. Области накопления континентальных осадков: 3 — терригенные. Суша: 4 — равнины низменные; 5 — возвышенные равнины; 6 — горы низкие. Море: 7 — мелкая часть шельфа и прибрежная зона; 8 — глубокая часть шельфа; 9 — море неизвестного характера; 10 — береговая линия; 11 — отсутствие отложений ассельского и сакмарского веков: 12 — разрез отложений ассельского и сакмарского веков по обнажениям

ставленные палагонитовыми туфами оливиновых базальтов и прослоями пепловых туфов базальтов с обильной морской фауной.

На Охотском побережье Колымского моря и на всей площади Верхоянского моря отлагалась мощная (до 2000—2500 м) толща глин и

илов, переслаивающихся с песками.

В северной части Омолонского моря в артинский век отложилась толща полимиктовых песков с прослоями мергелей мощностью до 60 м. Южнее, на участке, примыкающем к юго-восточной оконечности Омолонской суши, располагалась территория, в пределах которой в позднеартинское время существовал континентальный режим, а позднее (в кунгуре) произошла трансгрессия мелкого моря, на дне которого отлагались терригенные осадки с прослоями известняков (мощность до 40 м). В центральной части Омолонского моря в артинский век накапливались преимущественно полимиктовые пески до 600 м мошности.

В юго-западной части Корякского моря в области мелкого шельфа отлагались пески и глины. В центральной части Охотской суши, представлявшей собой аккумулятивную низменную равнину, отложилась толща континентальных осадков, включающая лавы и туфы среднего состава.

В уфимском и казанском веках палеогеография описываемой территории напоминает в общих чертах раннепермскую. В это

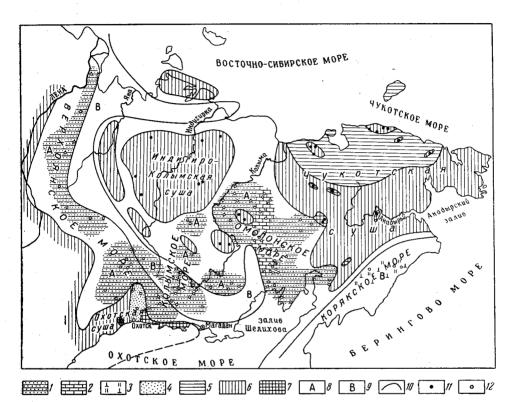


Рис. 89. Палеогеографическая схема уфимского и казанского веков. Составил В. М. Заводовский

Области накопления морских осадков: 1— преимущественно терригенные; 2— преимущественно карбонатные; 3— преимущественно вулканогенные. Области накопления континентальных осадков: 4— терригенные. Суща: 5— равнины низменные; 6— возвышенные равнины; 7— горы низкие, море: 8— мелкая часть шельфа и прибрежная зона; 9— глубокая часть шельфа; 10— береговая линия; 11— отсутствие отложений уфимского и казанского веков; 12— разрез отложений уфимского и казанского беков по обнажениям

время трансгрессия достигла своего максимума. Впервые за всю историю верхнего палеозоя почти полностью погрузилась под уровень моря Омолонская суша. Омолонское море приобрело характер типичного мелкого шельфа, с резко выраженной фациальной зональностью. На протяжении от р. Гижиги до р. Лабуи в этом море отлагалась толща преимущественно карбонатных осадков, образованная переслаивающимися известняками и мергелями (520 м). В северной и восточной частях моря накапливались глины, пески, галечники и туфы основного состава (рис. 89).

В Колымском море образовалась толща (до 3000—4500 м) глин, илов, полимиктовых и туфогенных песков и галечников, а также туфов и лав андезитового состава, излившихся, по-видимому, из подводных вулканов. К востоку от Пенжинской губы — в области мелкого шельфа

отлагались преимущественно глины, полимиктовые пески, галечники и известняки с примесью туфогенного материала и происходили излияния базальтовой лавы.

В татарское время несколько увеличилась площадь Охотской суши, на которой отлагались континентальные терригенные осадки и происходили извержения кислых лав. В западной части Омолонского моря возникли небольшие острова, протянувшиеся цепочкой в меридиональном направлении. В Омолонском море обитала относительно богатая фауна фораминифер, кораллов, мшанок, брахиопод, пелеципод и гастропод.

В Колымском море происходило накопление мелководных терригенных осадков с примесью туфогенного материала основного состава с относительно бедной фауной пелеципод, гастропод и морских лилий.

Начала испытывать погружение северная часть Чукотской сущи. Вполне возможно, что эта обширная равнина уже в татарском веке временами заливалась морем. Это погружение является предвестником обширной трансгрессии индского моря в пределы Чукотки.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРА

В мезозое на Северо-Востоке произошли крупнейшие события. В это время, начиная с триаса, зародились две новые геосинклинали-Чукотская и Охотская. Вместе с тем уже в конце юрского — начале раннемелового времени завершилось развитие Яно-Колымской геосинклинали и на ее месте возникла складчатая область. Несколько позже образовались структуры Чукотской складчатой области, а на рубеже с кайнозоем завершилось развитие Охотской геосинклинали. Таким образом, к концу мезозоя, за исключением крайней юго-восточной части территории Северо-Востока — Олюторского прогиба, где геосинклинальные условия продолжались, остальная его часть закончила геосинклинальное развитие. Колымо-Омолонский массив во вторую половину мела после длительного периода расчленения был консолидирован вединую массу.

Мезозой, особенно меловой период, ознаменовался мощными магматическими процессами. В Яно-Колымской и Чукотской областях, а также на массивах внедрились крупные массы гранитной магмы. В это же время происходили в огромных масштабах излияния основных, средних и кислых лав. На границе с Охотской складчатой областью образовался Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

ТРИАСОВЫЙ ПЕРИОЛ

В триасе в западной части территории Северо-Востока продолжала существовать Яно-Колымская геосинклиналь, достигшая максимальных масштабов. В ней происходило образование терригенных средней части верхоянского комплекса. Триасовое время может быть охарактеризовано как период нисходящих ритмичных колебательных движений. Только в юго-восточной части этой геосинклинали в позднем триасе отмечаются дифференцированные движения, обусловленные, повидимому, перемещением отдельных блоков фундамента по подновленным разломам. Эта активизация движений сопровождалась подводными вулканическими извержениями, интенсивность которых в позднем триасе возрастала по направлению к Охотской складчатой области.

В пределах Чукотки, на рубеже перми и триаса, либо в самом конце поздней перми, в результате интенсивных подвижек по разломам, заложенным в палеозойском основании, произошли опускания блоков земной коры и возникли прогибы Чукотской геосинклинали. По разломам в раннем триасе (кэпэрвеемское время) произошло внедрение основной магмы, образовавшей многочисленные согласные пластовые и секущие тела анюйского интрузивного комплекса. Местами в раннетриасовых прогибах Чукотской геосинклинали происходили подводные извержения андезитов и андезито-базальтов. Проявления основного магматизма в Чукотской геосинклинали увязываются с пермо-триасовым магматизмом Сибирской платформы.

На востоке рассматриваемой территории, в пределах Охотской складчатой области (Корякское нагорье, бассейн Анадыря, п-ов Тайгонос) на месте палеозойской геосинклинали, завершившей свое развитие, образовалась горно-складчатая страна. Здесь, по-видимому, в прогибах межгорного типа отлагались грубообломочные осадки с значительной примесью пирокластического материала, изливались лавы

среднего и основного состава.

Значительные части территории Колымо-Омолонского и Охотского массивов в триасе испытали погружение и подверглись трансгрессии. Эти незначительные амплитуды опускания массивов были тесно связаны с аналогичного характера движениями, происходившими в соседних геосинклиналях. На массивах в триасовое время слабо проявилась вулканическая деятельность и происходило внедрение пластовых тел диабазов в Омулевском поднятии.

В раннем триасе море покрывало почти всю территорию Яно-Колымской геосинклинали. Мелководный морской бассейн существовал на площади Омолонского и юго-западе Колымского массивов (рис. 90). Остальная, большая, часть Колымо-Омолонского массива, значительная часть Охотской складчатой области, а также восточные окраины Сибирской платформы представляли размываемые участки суши, а ме-

стами, возможно, архипелаги островов.

В морском бассейне Яно-Колымской геосинклинали происходило накопление преимущественно алевритово-глинистых и, в значительной степени, песчаных осадков с большим количеством известково-кремнистых конкреций. Наиболее интенсивное погружение дна морского бассейна наблюдалось в бассейне р. Кулу, где мощность нижнетриасовых осадков достигает 2000—2500 м. Относительно приподнятые участки отмечаются в восточном Верхоянье, а также в бассейнах Аян-Юряха, Бохапчи и Балыгычана, где мощность осадков уменьшается до 600—1200 м.

В западной и юго-западной частях Яно-Колымской геосинклинали при приближении к суше наблюдается резкая смена фаций и мощностей осадков. Нормальные морские осадки, развитые на восточном склоне Верхоянского хребта, на западном и юго-западном его склонах и в Приверхоянском прогибе, сменяются пестроцветными известковистыми, глинисто-песчаными лагунно-морскими осадками с листоногими ракообразными и аммонитами, а затем лагунно-континентальными отложениями с остатками филлопод и обильным растительным детритом.

На Омолонском массиве осадки мелкого эпиконтинентального моря имеют исключительно малую мощность (первые десятки метров) и характеризуются повышенной карбонатностью. Последняя, так же как и присутствие пестроцветов в Западном Верхоянье, свидетельствует о достаточно теплом климате Северо-Востока, существовавшем в раннем триасе.

В Чукотской геосинклинали в раннем триасе произошла трансгрессия моря*, осадки которого залегают на среднепалеозойских, а в во-

^{*} Возможно, что эта трансгрессия началась в конце пермского периода.

сточной части региона на континентальных пермских (?) образованиях. Накопление глинисто-песчаных толщ (мощностью до $800-1500 \, \text{м}$) в бассейнах Большого и Малого Анюев, Пегтымеля, Экиатапа и Амгуемы сопровождалось проявлениями основного вулканизма и внедрением многочисленных диабазовых даек и силлов.

Среднетриасовое море, в пределах большей части Северо-Востока унаследованное от раннетриасовой эпохи, занимало территорию Яно-

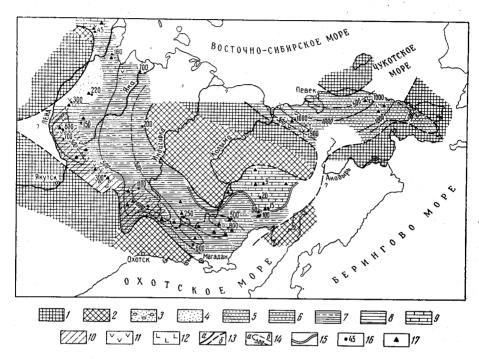


Рис. 90. Палеогеографическая схема индского века. Составил Ю. М. Бычков 1- суша возвышенная (но, как правило, не гористая); 2- суша низменная; 3- песчаники с прослоями конгломератов; 4- преимущественно песчаники; 5- песчаники, несколько преобладающие над алевролитами и глинистыми сланцами; 6- глинистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов; 7- глинистые сланцы с прослоями известняков и глинисто-карбонатных пород; 10- лагунно-морские осадки; 11- вулканогенные породы основного или среднего состава; 12- поля развития нижнетриасовых габбро-диабазов; 13- границы областей размыва (a- достоверные, 6- предполагаемые); 14- изопахиты в метрах (a- мощности замеренные, 6- мощности предполагаемые); 15- пожная граница отложений с мощностью менее 30- м, 16- мощности отложений в характерных разрезах (в метрах); 17- основные места находок фауны

Колымской геосинклинали, Омолонского массива и, возможно, Чукотской геосинклинали. Оно трансгрессировало в пределы юго-западной и северо-восточной частей Колымо-Омолонского массива. Большие площади суши оставались на юго-западе региона, в пределах Охотского массива, а также Охотской складчатой области (рис. 91).

На западном склоне Верхоянского хребта, в Приверхоянском прогибе на прибрежных аллювиальных равнинах и лагунах в эту эпоху накапливались кварцевые и кварц-полевошпатовые пески с прослоями галечников, содержащих остатки листьев и стеблей хвощей и папоротников. Наибольшей мощности — около 600—700 м — они достигали в осевой части Приверхоянского прогиба и на восточном склоне Верхоянского хребта. Судя по грубообломочному характеру осадков, отдельные участки восточной части Сибирской платформы начали в это время интенсивно подниматься и размываться.

На восточном склоне Верхоянского хребта лагунно-континентальные песчаные осадки перемежаются с такими же по составу прибрежноморскими отложениями, содержащими остатки аммонитов. Очевидно, здесь располатался берег среднетриасового моря, то несколько наступавшего на сушу, то отступавшего от нее. В северной части Верхоянья и в Хараулахе морской режим существовал в течение всего среднеготриаса.

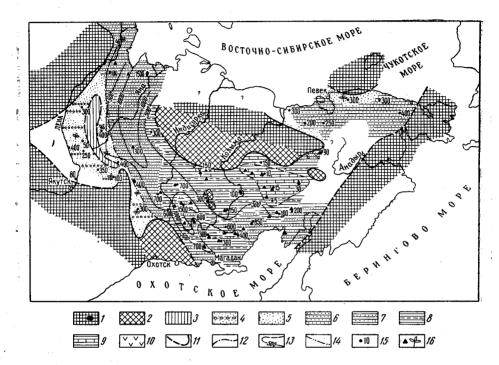


Рис. 91. Палеогеографическая схема ладинского века. Составил Ю. М. Бычков I— возвышенная суша; 2— низменная суша; 3— области размыва или накопления маломощных осадков; 4— песчаники с прослоями конгломератов; 5— преимущественно песчаники; 6— песчаники с прослоями над алевролитами и глинистыми сланцами; 7— глинистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов; 8— глинистые сланцы с прослоями, алевролитов; 9— глинистые сланцы с прослоями карбонатных пород; 10— туфы и лавы среднего состава; 11— граница областей размыва; 12— граница лагунно-континентальных и морских фаций в Верхоянье; 13— изопахиты (в метрах); 14— граница отложений с мощностью менее 30 м; 15— мощность отложений в характерных разрезах (в метрах); 16— основные места находок фауны и флоры

В хр. Кулар, на Нельгехе-Дербекинском междуречье, в верховьях Индигирки, в осадках среднетриасового моря еще наблюдается значительная примесь песчаного материала, восточнее резко преобладают алевритово-глинистые фации. Расположение прогибов и поднятий в среднетриасовое время не изменилось по сравнению с раннетриасовым. Мощность накопившихся за это время осадков достигла 2000—2500 м.

На юго-западной окраине Колымского массива в среднем триасе накапливались глинистые, известково-глинистые и реже песчаные отложения, иногда с примесью туфового материала, мощностью от 200 до 400 м. В центральной части массива располагалась суша или архипелаг низких островов, поставлявших лишь тонкий терригенный материал в расположенный к югу морской бассейн.

Омолонский массив был покрыт водами мелкого моря, в котором отлагались глинистые осадки незначительной мощности и развивалась богатая фауна головоногих и двустворчатых моллюсков. Очевидно, эта территория не испытывала больших погружений, вполне возможны и

внутриформационные перерывы в осадконакоплении, связанные с небольшими колебательными движениями массива или отдельных его участков. В юго-восточной части массива, в бассейнах рек Парень и Кегали, мощность среднетриасовых глинистых осадков увеличивается до 300 м (Гижигинский прогиб). Сильно возрастает мощность осадков в Сугойском прогибе, на левобережье р. Коркодон.

В Чукотской геосинклинали предположительно к среднему триасу относятся существенно песчаные осадки, часто содержащие раститель-

ный детрит, мощностью до 400-600 м.

Трансгрессия позднетриасового моря была самой обширной. В это время возобновились широкие связи Северо-Восточного моря с Тихоокеанским бассейном. Важнейшие формы позднетриасовых двустворчатых моллюсков, обитавших в Северо-Восточном море (галобии, монотисы и др.), распространены были повсеместно. Однако во второй половине карнийского века резко уменьшается количество головоногих моллюсков, которые в норийских отложениях очень редки. Интересное исключение представляет район верховьев р. Большого Анюя, где встречается довольно много аммонитов, сходных с кавказскими и альпийскими видами. В этом же районе известна находка теплолюбивых кораллов из рода *Thamnastraea*.

В опускание были вовлечены долгое время остававшиеся сушей северо-западная часть современного побережья Охотского моря, включая Охотский массив, и центральная часть Колымского массива. Верхнетриасовые морские осадки получили широкое распространение в Чукотской и Яно-Колымской геосинклиналях.

В Верхоянье продолжала накапливаться толща песков с прослоями галечников, на западном склоне хребта содержащих только растительный детрит и, по-видимому, имеющих континентальное происхождение, а на восточном — морскую фауну карнийского и реже норийского ярусов. Только в центральной части Верхоянья выделялась зона незначительной седиментации, а местами, возможно, и размыва. В Хараулахе в норийском веке море, по-видимому, регрессировало.

К востоку от Верхоянья роль песчаного материала в осадках Яно-Колымской геосинклинали заметно снижается, а мощность их увеличивается. Крупный морской прогиб, заполнявшийся песчано-глинистыми отложениями мощностью до 2500—3000 м, протягивался от верховьев Индигирки к междуречью Нельгехе-Дербеке и, по-видимому, далее на

север к хр. Кулар.

В позднетриасовое время отчетливо выделялись Аян-Юряхское, Оротуканское и Балыгычанское поднятия, на значительной площади которых карнийские осадки имеют малую мощность, а иногда и отсутствуют. В начале норийского века на этой территории еще существовали острова, о чем свидетельствуют находки галек с морской фауной в норийских конгломератах.

В норийском веке эта территория начинает интенсивно погружаться. Норийские отложения, трансгрессивно перекрывающие здесь среднетриасовые или карнийские породы, имеют мощность от 1200 до 2200 м. В их составе значительную роль играет туфогенный материал

(рис. 92).

В среднем течении Бохапчи и в верховьях рек Буюнды и Балыгычана мощность осадков уменьшается до 100—500 м. Одновременно увеличивается количество ракушечниковых прослоев, свидетельствующих о мелководности морского бассейна. В бассейнах рек Армани и Детрина в норийский век существовало поднятие, на котором за это время отложился слой монотисовых ракушечников мощностью от 3 до 50 м.

Большая часть Охотского массива с начала карнийского века

была покрыта мелким морем, в котором накапливались галечно-песчаные и алеврито-глинистые осадки с частыми прослоями ракушечников. Некоторые участки массива были затоплены морем только лишь в норийском веке.

На юго-западе Колымского массива в позднетриасовую эпоху существовало мелкое море, в котором отлагались известково-глинистые

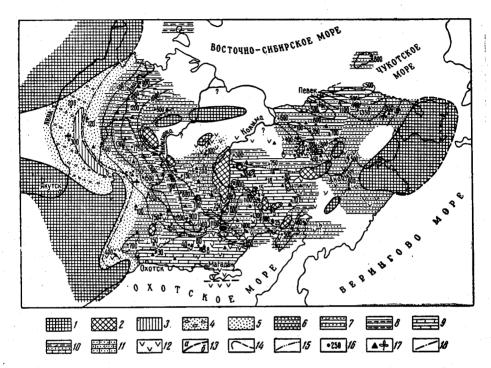


Рис. 92. Палеогеографическая схема норийского века (время накопления монотисовой толщи). Составил Ю. М. Бычков

I — возвышенная суща; 2 — низменная суща; 3 — участки незначительного размыва или накопления маломощных осадков; 4 — песчаники с прослоями конгломератов; 5 — преимущественно песчаники; 6 — песчаники, несколько преобладающие над алевролитами и глинистыми сланцами; 7 — глинистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов; 8 — глинистые сланцы с прослоями алевролитов; 9 — известняки — ракушечники с прослоями терригенных пород; 10 — терригенные породы с прослоями известняков — ракушечников; 11 — известковистые песчаники и песчанистые известняки; 12 — проявления вулканизма среднего состава; 13 — границы областей размыва (a — состоверные, 6 — предполагаемые); 14 — изопахиты (в метрах); 15 — граница отложений с мощностью менее 100 ж; 16 — мощность отложений в характерных разрезах; 17 — основные места находок фауны и флоры; 18 — граница лагунно-континентальных (с запада) и морских фаций в Верхоянье

и песчаные осадки. На Алазейском плоскогорье, а также в бассейне р. Большой Анюй имела место значительная вулканическая деятельность, с которой связано образование туфов и туффитов среднего состава, переслаивающихся с ракушечниками и маломощными конгломератами. Вдоль юго-западной окраины массива, по-видимому, протягивалась цепь островов. На значительной площади Омолонского массива также существовал мелководный морской бассейн, в котором происходило накопление сильно известковистых песчано-глинистых осадков. Вследствие усиления дифференциальных движений отдельные участки в пределах массива в карнийском и частично или полностью в норийском веке были подняты выше уровня моря и представляли острова.

В обширном позднетриасовом морском бассейне на территории Чукотской геосинклинали отлагались мощные толщи песчано-глинистых осадков (до 3000—3500 м). В восточной части геосинклинали в отло-

жениях верхнего триаса часто присутствует растительный детрит и отмечается косая слоистость, указывающие на прибрежно-морские условия осадконакопления.

Существенно туфогенные осадки с богатой морской норийской и реже карнийской фауной отлагались в пределах Охотской складчатой области в среднем течении Анадыря, в верхнем течении р. Майн, на северном побережье Пенжинской губы, на п-овах Тайгонос и Кони.

Отсутствие на большей части территории Охотской складчатой области достоверно установленных нижне- и среднетриасовых пород, наличие признаков размыва перед отложением осадков верхнего триаса свидетельствуют о вероятном перерыве в осадконакоплении в раннем и среднем триасе.

ЮРСКИЙ ПЕРИОД

В юрском периоде началось постепенное сокращение обширного Северо-Восточного морского бассейна, превратившегося в конце перио-

да в ряд небольших морей, заливов и проливов.

На территории Яно-Колымской, Чукотской, Охотской геосинклиналей и Колымо-Омолонского массива с начала юрского времени все более контрастно проявляются дифференциальные тектонические движения. Все ярче выявляются и развиваются внутренние геоантиклинальные поднятия, намечается конфигурация будущих морей, разобщенных массивами суши и архипелагами островов. Для районов открытого моря в Яно-Колымской геосинклинали в ранне- и среднеюрское время, по сравнению с триасовым, намечается постепенное смещение зон наибольших прогибаний в восточном и южном направлениях, т. е. к Колымо-Омолонскому и Охотскому массивам.

Колебательные движения на массивах сопровождались разрывными нарушениями, дифференциальными движениями отдельных блоков и вулканической деятельностью в районах, примыкавших к зонам

глубинных разломов.

Конфигурация морского бассейна, расположение основных прогибов и поднятий в раннеюрскую эпоху в общих чертах были унаследованы от позднего триаса. Северо-Восточный бассейн этого времени имел связи с Арктическим и Тихоокеанским бассейнами, что благоприятствовало расселению многих космополитных родов и отчасти видов аммонитов, белемнитов и двустворчатых моллюсков.

В геттангском и синемюрском веках западная граница бассейна, как и в позднем триасе, проходила, вероятно, в районе центральной части Верхоянского хребта, к западу от которого располагались обширные аллювиальные равнины; на восток море распространя-

лось, по-видимому, вплоть до восточных районов Чукотки.

В начале юрского периода произошла небольшая регрессия моря из восточной и центральной частей бассейна: увеличились площади суши на восточной Чукотке и островов, возникших еще в триасовое время на Колымо-Омолонском массиве, Куульском и Таловско-Майнском поднятиях, осушилась большая часть Охотского массива. В то же время интенсивно прогибались участки бассейна, располагавшиеся на площади Иньяли-Дебинского прогиба и территории к югу от Аян-Юряхского антиклинория, тде формировались мощные (1000—2000 м) толщи терригенных тонкообломочных пород. В остальной акватории бассейна происходило накопление песчано-глинистых, местами вулканогенно-осадочных пород сравнительно небольшой мощности (100—500 м).

В плинсбахском веке море трансгрессировало на запад, далеко в пределы Сибирской платформы, затопив всю территорию При-

верхоянского краевого прогиба и Вилюйской синеклизы. В центральных районах бассейна вновь несколько уменьшились площади островов и массивов суши, однако рельеф их, по-видимому, возрос, а окружавшие их моря стали мелководнее; в них накапливались преимущественно песчаные осадки, местами галечники и гравий общей мощностью 70—400 м. Наиболее мощные толщи осадков (700—1300 м) по-прежнему седиментировались в Иньяли-Дебинском прогибе. Охотская и Чукотская суши продолжали, по-видимому, увеличиваться в размерах. На Омолон-

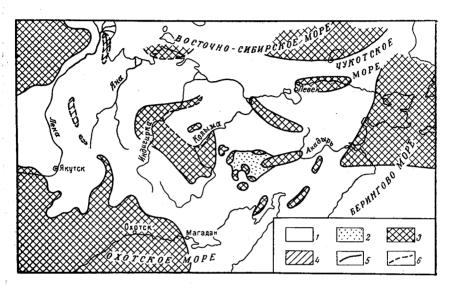


Рис. 93. Палеогеографическая схема плинсбахского века. Составила И. В. Полуботко

I — области накопления морских осадков; 2 — области накопления континентальных осадков; 3 — суша; 4 — области минимального осадконакопления и возможного размыва; 5 — береговая линия; 6 — то же, предполагаемая

ском массиве в начале плинсбахского века происходили вулканические явления, выразившиеся в выбросах туфов и излияниях лав основного и среднего состава в районах, примыкавших к зонам глубинных разломов. Возможно, с этим временем связано проявление на Омолонском массиве интрузивного магматизма в виде пластовых залежей и субвулканических тел основного состава, прорывающих осадки перми и триаса. Вулканогенно-осадочные толщи формировались в плинсбахе также в районе Алазейского плато, в Иньяли-Дебинском прогибе и юго-восточнее его, к югу от Тайгоноса. Этот процесс, продолжавшийся и в тоарском веке, привел в конце его к поднятию над уровнем моря и последующему размыву обширных площадей в районах Аян-Юряхского, Балыгычанского, Таловско-Майнского поднятий и, возможно, к югу и северо-западу от них, а также отдельных участков Колымо-Омолонского массива. Стратиграфический перерыв на границе нижней и средней юры фиксируется местами и на восточной окраине Сибирской платформы. Мощности тоарских пород повсюду резко сокращены по сравнению с нижне- и среднелейасовыми и колеблются от 40 до 500 м (рис. 93).

Одним из главных моментов среднеюрской эпохи является активизация тектонических движений, которые приобретают еще большую контрастность. Широкое распространение приобретают грубые осадки, представленные почти повсеместно песчаниками с горизонтами конгломератов и гравелитов. В результате широко проявившейся климатической дифференциации более эндемичными становятся фауны, населявшие моря Северо-Восточного бассейна, которые находят себе близких аналогов теперь только среди бореальных фаун северного полушария.

Ааленский век начался новой трансгрессией, в результате которой внутренние моря бассейна вновь приобрели конфигурацию, близкую к таковой в плинсбахском веке. Однако на месте Аян-Юряхского и Балыгычанского поднятий, вышедших из-под уровня моря в тоарском веке, по всей вероятности, сохранились крупные острова, являвшиеся источниками сноса на протяжении всей средней юры. От Колымо-Омолонского массива их отделяли Иньяли-Дебинский и Сугойский прогибы, где формировались наиболее мощные толщи песчано-глинистых пород мощностью 1000—1300 м. На остальной площади бассейна, оставшейся мелководной, отлагались осадки мощностью не более 300—500 м.

В южных районах бассейна были слабые проявления вулканизма, в результате которых образовались толщи тонкообломочных пирокластических пород, главным образом среднего состава в районах п-овов

Кони и Тайгоноса.

Ааленская трансгрессия развивалась постепенно, благодаря чему районы отдельных небольших поднятий оказались затопленными морем только во второй половине ааленского века или в самом конце его. Одновременно с трансгрессией моря во внутренних районах бассейна общая площадь его все же сокращалась за счет продолжавшихся процессов воздымания в областях Охотского массива, а также Чукотской и Охотской геосинклиналей.

В байосском и батском веках сокращение Северо-Восточного морского бассейна продолжалось. Море постепенно регрессировало с территории Вилюйской синеклизы и в конце батского века покинуло Приверхоянский краевой прогиб. На востоке границы бассейна приблизились к Таловско-Майнскому поднятию и району Чаунской губы, к востоку и северо-востоку от которых располагалась Чукотско-Корякская суша. Расширились площади островов в районах Балыгычанского и Аян-Юряхского поднятий, обширный массив суши образовался в северной и восточной частях Омолонского массива. Он отделялся узким проливом от ещё более обширной Индигиро-Колымской суши, располагавшейся на месте Колымского массива. Во второй половине среднеюрской эпохи море почти повсюду было мелководным и в нем отлагались преимущественно пески с прослоями и линзами гравелитов, конгломератов, алевролитов мощностью от 150 м на Колымо-Омолонском массиве до 1200 м в Иньяли-Дебинском синклинории. К западу от последнего (бассейны Дулгалаха и Сартанга) формировались в основном глинистые осадки.

Слабые проявления вулканизма в виде примеси туфового материала в осадках и маломощных слоев туфов среднего состава известны вдоль южной и восточной окраин бассейна и местами на Колымо-Омо-

лонском массиве (рис. 94).

Позднеюрская эпоха богата геологическими событиями. В это время Яно-Колымская и Чукотская геосинклинали вступили в заключительную фазу своего развития. Произошла инверсия геосинклинальных прогибов, заложение позднегеосинклинальных впадин и образование складчатых структур колымской фазы на обширных пространствах Яно-Колымской и Чукотской геосинклиналей. Эти процессы сопровождались интенсивным вулканизмом и внедрением гранитоидных интрузий. На территории Колымо-Омолонского массива в результате разрывных нарушений и блоковых подвижек также образовались прогибы и впадины, нередко выполненные мощными (до 4—5 тыс. м) осадочно-вулканоген-

ными отложениями (Момо-Зырянский, Олойский прогибы). Вдоль восточной окраины Сибирской платформы развивался Приверхоянский краевой прогиб. На востоке региона, в Охотской геосинклинальной области, в конце поздней юры, по-видимому, произошли крупные опускания ранее приподнятых участков герцинид, которые привели к образованию обширных геосинклинальных прогибов.

На фоне интенсивно развивающихся тектонических процессов довольно быстро изменялась палеогеографическая обстановка. Позднеюрская геологическая история края характеризуется постепенным сокра-

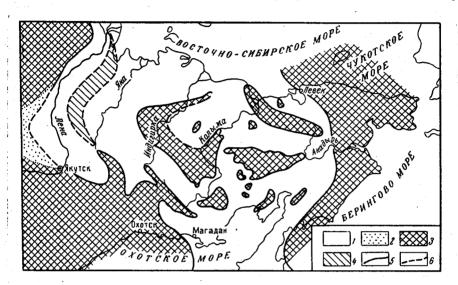


Рис. 94. Палеогеографическая схема батского века. Составила И. В. Полуботко

1 — области накопления морских осадков; 2 — области накопления континентальных осадков; 3 — суша; 4 — области минимального осадконакопления и возможного размыва; δ — береговая линия; δ — то же, предполагаемая

щением и регрессией моря из пределов Яно-Колымской и Чукотской геосинклинальных областей. Ранее обширный морской бассейн Северо-Востока распался на ряд морей, заливов и проливов, разделенных участками суши, нередко гористой. В конце поздней юры в Яно-Колымской области завершилось формирование верхоянского геосинклинального комплекса.

Начавшаяся еще в средней юре регрессия моря продолжалась в келловее. Возникло большое количество крупных и мелких островов и полуостровов, широких проливов и заливов. Эпиконтинентальные моря на территории Северо-Востока приобрели причудливую конфигурацию. Наиболее крупные массивы суши образовались, по-видимому, между Приверхоянским краевым прогибом, с одной стороны, и Ольджойским прогибом и Иньяли-Дебинским мегасинклинорием — с другой, а также на востоке региона (Чукотка, Корякское нагорье). В морских бассейнах отлагались преимущественно терригенные осадки. Лишь вдоль юго-западной окраины Колымского массива и в районе п-ова Кони в результате начавшейся здесь вулканической деятельности накапливались лавы, туфы и туфобрекчии главным образом среднего состава.

В оксфордском веке площадь эпиконтинентальных морей на Северо-Востоке продолжала постепенно уменьшаться почти повсеместно. Характер осадков в целом оставался прежним. Наиболее интенсивное

прогибание в келловейско-оксфордское время происходило в пределах Ольджойского и Иньяли-Дебинского прогибов. Здесь же в этот промежуток времени отложились и наиболее мощные (до 2000 м) толщи пород.

В киммеридже в западной части региона море по-прежнему сокращалось, а в областях поднятий росли горные кряжи. В юго-западной части Колымского массива не прекращались интенсивные вулканические извержения. В результате увеличения степени дифференциации магматических расплавов здесь образовалась пестрая толща лав, ту-

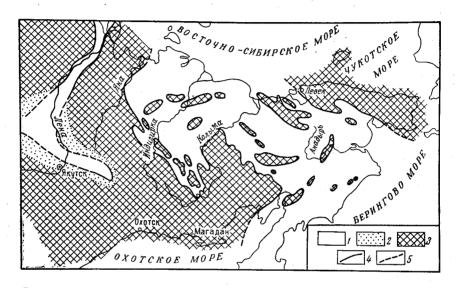


Рис. 95. Палеогеографическая схема волжского века. Составил К. В. Паракецов 1 — области накопления морских осадков; 2 — области накопления континентальных осадков; 3 — области размыва; 4 — береговая линия; 5 — то же, предполагаемая

фов, туфолав и туфобрекчий липаритов, дацитов, андезитов, андезитобазальтов и базальтов. Вулканические процессы протекали также на Алазейском плато, п-ове Кони и в Олойском прогибе. В это же время, вероятно, началось формирование крупных батолитов главного пояса интрузий Яно-Колымской области. В восточную часть региона (Корякское нагорье) началась трансгрессия моря, местами сопровождавшаяся подводными излияниями андезитов и базальтов.

В волжский век продолжалось отступление моря из западных районов и расширение морского бассейна в восточной части края. К концу волжского века море окончательно покинуло Яно-Колымскую область и Колымский массив. Оно продолжало существовать на западе Чукотской геосинклинали и даже трансгрессировало в пределы юго-восточной его окраины. Обширный бассейн занимал Анадырский край и район современного Корякского нагорья (рис. 95). На всей этой территории в той или иной степени проявлялся вулканизм.

МЕЛОВОЙ ПЕРИОД

Тектонические движения Колымской фазы, имевшие место на границе поздней юры и раннего мела, имели исключительно важное значение в истории геологического развития Северо-Востока. Вся западная часть региона, включая Яно-Колымскую складчатую область, Охот-

ский массив, большую часть Колымо-Омолонского массива, в начале раннемеловой эпохи в результате инверсии, поднятия и последовавшей регрессии моря была превращена в сушу. К концу раннемелового времени море окончательно покинуло всю территорию Колымо-Омолонского массива и Чукотскую складчатую область. С этого времени наступил этап континентального развития этой обширной территории. Море сохранилось только в пределах Охотской и Восточно-Камчатско-Курильской теосинклинальных областей, где морской режим существовал в течение почти всего мелового периода.

В связи с инверсией Яно-Колымской геосинклинали на протяжении всей раннемеловой эпохи и частично в позднемеловое время испытывали интенсивное прогибание Приверхоянский и Момо-Зырянский прогибы. Здесь в пресноводных бассейнах, а также в условиях зарастающих болот и аллювиальных равнин отлагались мощные толщи угленосных осадков. Почти одновременно накопление угленосных отложений происходило в восточной части Колымо-Омолонского массива (Моланджинская, Умкувеемская, Айнахкургенская и другие впадины), а также на территории Чукотской складчатой области.

В западной части региона в раннемеловое время небольшой морской залив существовал в северной части Яно-Колымской складчатой

области, в низовьях современной р. Лены.

В восточной части территории Северо-Востока в течение всего мелового периода существовали геосинклинальные условия и происходило накопление территенных, осадочно-вулканогенных и кремнистых толщ Охотской складчатой области. В самом конце позднего мела в эпоху замыкания Охотской геосинклинали морской режим и здесь уступил место континентальному. В межгорных прогибах и впадинах происходило накопление угленосных пресноводных осадков (рарыткинская свита).

В раннемеловое время мелководные эпиконтинентальные моря занимали небольшие территории на востоке Колымо-Омолонского массива, в юго-западной и южной частях Чукотской складчатой области. К концу раннемеловой эпохи морской режим и здесь полностью сменился континентальным, и окончательно прервались связи между арктическим и тихоокеанским бассейнами.

В течение всего мелового периода на границе между Яно-Колымской, Чукотской складчатыми областями, Колымо-Омолонским массивом, с одной стороны, и Охотской складчатой областью, с другой, по системе глубинных разломов происходили мощные излияния лав и выбросы туфов; одновременно происходило внедрение крупных масс гранитоидной магмы. Эти тектоно-магматические процессы, продолжавшиеся с юрского времени, привели к образованию своеобразной пограничной структуры — Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Излияние лав имело место и в ряде других районов, преимущественно на площади Колымо-Омолонского массива.

Весьма интенсивным в меловую эпоху был интрузивный магматизм, особенно в раннем мелу. В это время сформировались многочисленные интрузии гранитов в Яно-Колымской и Чукотской складчатых областях, на некоторых участках Колымо-Омолонского массива. В позднемеловое время интрузивный магматизм локализовался преимущественно в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. Магматизм Охотской складчатой области резко отличался от районов, расположенных западнее. Здесь исключительно резко проявился базитовый и ультрабазитовый магматизм. В ранне- и позднемеловое время в прогибах эвгеосинклинального типа происходили подводные излияния ба-

зальтовых лав и формирование гипербазитовых интрузий, приуроченных к зонам глубинных разломов.

Такое резкое отличие магматизма этой территории находится в прямой связи с особенностями строения земной коры. Для Охотской области характерна кора переходного от континентального к океаническому типа, в отличие от коры континентального типа западной части Северо-Востока.

Геологическое развитие западной и восточной частей рассматри-

ваемого региона было резко различно.

В раннемеловую эпоху в Яно-Колымской геосинклинали происходили горообразовательные процессы и внедрение гранитоидных интрузий. Одновременно в течение всего раннего мела интенсивно развивался Момо-Зырянский прогиб, где до середины альба происходило непрерывное накопление угленосных отложений с многочисленными пластами каменных углей. В апте началось формирование Омсукчанской впадины, в которой до конца альба так же, как и в Момо-Зырянском прогибе, происходило накопление пресноводных угленосных осадков. В аналогичных континентальных условиях происходило осадконакопление и в ряде других, более мелких впадинах (Лыглыхтахская, Дарпирская, Догдинская и др.).

В пределах охотского отрезка Охотско-Чукотского вулканогенного пояса одновременно с интенсивным наземным вулканизмом, который продолжался, видимо, в течение всей раннемеловой эпохи, в отдельных небольших пресноводных бассейнах в альбское время происходило накопление вулканогенно-осадочных толщ, содержащих пласты зольных

каменных углей (хасынская свита).

В позднемеловую эпоху в западной части региона продолжал су-

ществовать континентальный режим.

В Яно-Колымской складчатой области вдоль ослабленных тлубинными разломами зон (Чай-Юрьинский разлом) возник ряд впадин (Аркагалинская и др.), в которых в начале позднего мела (сеноман) накапливались преимущественно аллювиальные, нередко угленосные отложения. Продолжалось развитие Момо-Зырянского прогиба.

Существенно иначе развивалась восточная часть рассматриваемой территории. Здесь существовала Охотская геосинклиналь (рис. 96). В начале раннемеловой эпохи (берриас, валанжин) морские заливы еще проникали и на территорию Чукотской складчатой области (верхнее течение р. Пегтымель, бассейн р. Раучуа, Чаунская губа) и Колымо-Омолонского массива (Южно-Анюйская шовная зона, Олойский

прогиб).

В готеривском веке началась регрессия моря. Почти полностью осушилась территория Чукотской области, небольшой залив с юговостока сохранился только в районе современного водораздела рек Раучуа и Малого Анюя. Соединение тихоокеанского бассейна с арктическим в это время осуществлялось, вероятно, лишь через значительно сузившийся пролив в районе Южно-Анюйской шовной зоны и юговосточной окраины Олойского прогиба. Осушились, по-видимому, отдельные участки и на территории современного Корякского нагорья.

В барреме море сократилось еще больше. Оно полностью покинуло Чукотскую складчатую область и Омолонский массив. Два небольших залива еще оставались в юго-восточной части Олойского прогиба. Значительная часть Корякской зоны также представляла собой сушу. Крупные острова располагались в современных бассейнах рек Анадыря

и Пенжины.

В конце готерива и особенно в барреме вдоль северо-западной окраины Охотской геосинклинали активизировались вулканические про-

цессы. В это же время завершились процессы складкообразования в Чукотской геосинклинали и она превратилась в складчатую область.

Ваптском веке море почти полностью покинуло пределы Северо-Востока. На территории Колымо-Омолонского массива в отдельных впадинах (Умкувеемская, Айнахкургенская, Нутесинская и другие) осадконакопление продолжалось уже в континентальной обстановке. Здесь морские отложения сменились вверх по разрезу пресноводными угленосными.

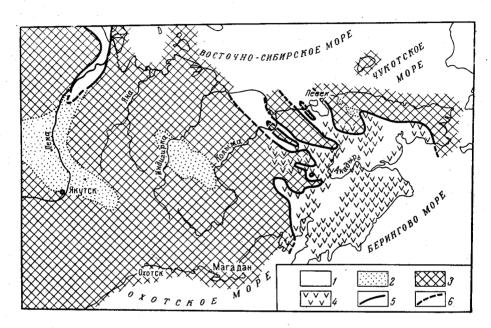


Рис. 96. Палеогеографическая схема берриасского и валанжинского веков. Составил К. В. Паракецов

1 — области накопления морских осадков; 2 — области накопления континентальных осадков; 3 — области размива; 4 — районы развития вулканизма; 5 — береговая линия; 6 — то же, предполагаемая

Значительная часть Охотской складчатой области в аптское время также, по-видимому, представляла сушу. Только в районах современного северо-восточного побережья Пенжинской губы и хр. Пекульней существовали заливы, где отлагались прибрежно-морские осадки.

В течение позднего готерива, баррема и апта в Охотской области произошла частная инверсия геосинклинальных прогибов, в результате которой возникли геоантиклинальные поднятия: Мургальское, Таловско-Майнское, Валижгенское, Пекульнейское и Пикась-Хатырское, которые в дальнейшем испытывали лишь кратковременные погружения; именно в районе этих поднятий наблюдаются наиболее отчетливые угловые несогласия между различными толщами верхнего и конца нижнего мела. Развитие прогибов, возникших в результате инверсии, продолжалось вплоть до конца сенона. Внедрение ультраосновной магмы и образование раннемеловых поясов офиолитов было, по-видимому, связано с указанной выше частной инверсией.

В альбское время Охотская область была охвачена новой обширной морской трансгрессией, которая, однако, по размерам значительно уступала трансгрессии начала раннемеловой эпохи. Море, повидимому, покрывало большую часть Охотской области, исключая ее северо-западные окраины и, возможно, район Пикась-Хатырского поднятия.

В апте и альбе вдоль западных и северных границ Охотской геосинклинальной области резко усилилась магматическая деятельность в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (рис. 97).

В позднемеловую эпоху палеогеографическая обстановка мало изменилась по сравнению с ранним мелом. Морские условия по-прежнему существовали только в Охотской геосинклинальной области (рис. 98).

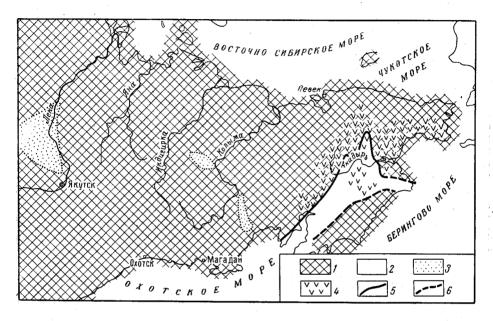


Рис. 97. Палеогеографическая схема альбского века (ранней половины). Составила Γ . П. Терехова

I — области размыва; 2 — области накопления морских осадков; 3 — области накопления континентальных осадков; 4 — районы развития вулканизма; 5 — береговая линия; 6 — то же, предполагаемая

На расположенном к западу меловом континенте в условиях сравнительно мягкого и теплого климата пышно развивалась богатая растительность.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс в позднемеловое представлял собой огромную вулканическую дугу, обрамляющую с запада и севера Охотскую геосинклиналь. Здесь в это время происходили мощные извержения лав липаритового и андезитового состава, имевшие зачастую взрывной характер с образованием палящих туч типа Катмаи, сформировавшие обширные поля игнимбритов. В этот же период происходило образование близповерхностных интрузий гранитов и крупных батолитовых тел Охотского гранитоидного комплекса. Море, охватившее большую часть Охотской области в альбское время, покрывало эту территорию в течение сеномана и, по-видимому, большей части турона. Сеноман-туронское море, вероятно, изобиловало островами с низкими заболоченными берегами, что привело к образованию, наряду с морскими осадками, континентальных, часто угленосных отложений (Валижгенское и Пекульнейское поднятия). Вдоль северо-западного борта Пенжинского прогиба в сеномане и туроне накапливались континентальные грубообломочные терригенные толщи. Во второй половине турона на большей части Охотской области море резко

обмелело; из некоторых районов оно регрессировало полностью. В самом конце турона или в начале раннего сенона (коньяке) произошла новая обширная морская трансгрессия, захватившая Охотскую область почти полностью, исключая Мургальское поднятие. В Пенжинском прогибе, на территории Пекульнейского поднятия, а также в некоторых районах Корякской зоны (хр. Рарыткин, бассейн р. Великой, бухта Угольная) отлагались терригенные, зачастую грубозернистые осадки. В геосинклинальных прогибах центральной части Корякской зоны про-

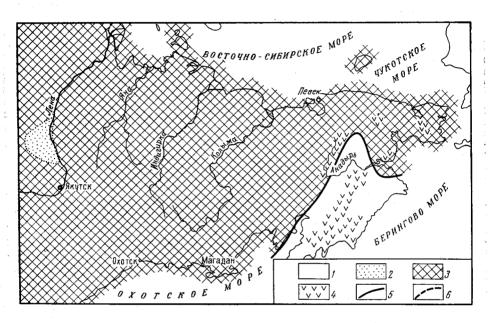


Рис. 98. Палеогеографическая схема сантонского и кампанского веков. Составила Γ . П. Терехова

1 — области накопления морских осадков; 2 — области накопления континентальных осадков; 3 — области размыва; 4 — районы развития вулканияма; 5 — береговая линия; 6 — то же, предполагаемся

исходило накопление мощных терригенных и вулканогенно-кремнистых толщ; образование осадков сопровождалось подводными излияниями лав основного состава и внедрением пространственно сопряженных с ними гипербазитов.

Позднемеловой морской бассейн Охотской геосинклинальной области имел связь с южными морями Индо-Тихоокеанской биогеографической провинции; несомненна также связь с морским бассейном Аляски. Об этом свидетельствует наличие иноцерамов и аммонитов, известных в Японии, Индии и Аляске.

Начиная с конца сенона (конец кампана—маастрихт) и в датское время в Охотской области преобладали восходящие движения. Во многих районах море то отступало, то вновь наступало, в результате чего морские отложения, которые имели мелководный или прибрежный характер, сначала чередовались с континентальными угленосными образованиями, а потом почти полностью ими заместились. В самом конце сенона и в датское время море, по-видимому, совсем покинуло эту страну; небольшие заливы, возможно, сохранились лишь в северо-восточной части современного Корякского нагорья. В конце позднего мела, на границе с палеоценом и, вероятно, в раннем палеоцене Охотская

геосинклиналь пережила общую инверсию. В это время окончательно сформировались складчатые структуры охотид, с характерным для них северо-восточным простиранием основных структур.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРА

В кайнозое Северо-Восток, за исключением восточных его окраин, представлял обширную сушу, в пределах которой происходили денудационные процессы, небольшие вертикальные подвижки отдельных блоков и вулканические извержения лав основного и кислого состава. В пределах Охотской складчатой области образовались наложенные впадины, выполнявшиеся молассами и происходили контрастные тектонические движения.

В начале палеогена произошло заложение геосинклинального Олюторского прогиба, который завершил свое развитие к концу плиоцена.

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД

В пределы Охотской складчатой области в эоцене снова ингрессировало с востока море, судя по фаунистическим комплексам, имевшее связь с Северо-Американским бассейном. Море захватывало пониженные участки межгорных впадин — Нижне-Анадырской, Бельской, Марковской и Пенжинского прогиба. В олигоцене произошло дальнейшее расширение морского бассейна. Вероятно, по узким проливам этот морской бассейн соединялся с морем западного побережья Камчатского полуострова. В течение эоцена и олигоцена во впадинах отлагались преимущественно терригенные, часто грубозернистые осадки, включающие местами угленосные отложения. Среди этих отложений встречаются вулканогенные обломочные образования и местами потоки основных лав. В течение эоцен-олигоцена и в начале миоцена толща моласс, заполнявшая впадины, достигла значительной мощности — 2—5 тыс. м.

На территории Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в ряде мест происходили извержения базальтовых лав. Особенно значительной мощности достигли базальтовые покровы на междуречье Пенжины

и Анадыря (Чуванская лавовая полоса).

В крайней юго-восточной части Охотской складчатой области в конце эоцена или начале олигоцена на меловых складчатых структурах возник крупный геосинклинальный Олюторский прогиб, являющийся северо-восточным флангом современной геосинклинали. В течение олигоцена здесь отложилась толща вулканогенно-кремнистых, терригенных и осадочно-вулканогенных образований олюторской серии мощностью около 10 000 м.

К западу от Охотской складчатой области на консолидированных мезозоидах, Колымо-Омолонском и Охотском массивах существовал континентальный режим, действовали денудационные процессы. В редких впадинах накапливались аллювиальные и озерные, частично угленосные отложения. Тектонические движения характеризовались блоко-

выми подвижками.

НЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД

В неогене неглубокое море захватывало незначительные площади в бассейне р. Анадыря, более обширно оно было на юге (северная часть Западно-Камчатского прогиба) и юго-востоке, где соединялось с Тихим океаном. В пределах Олюторского прогиба в миоцене существовало открытое море с цепочкой островов преимущественно вулканическо-

го происхождения. В конце миоцена, после складчатых движений в среднем миоцене море постепенно регрессировало в связи с постепенным воздыманием этой территории. К концу плиоцена она представляла молодую горную страну, разделенную узкими межгорными впадинами, заполнявшимися грубозернистыми и преимущественно континентальными угленосными осадками (корфовская свита).

В это время здесь происходили мощные вулканические извержения центрального типа кислых и средних лав и трещинные — базальтовой лавы. С вулканическими процессами связано образование многочисленных субвулканических тел дацитового и андезитового состава.

Тектонические движения среднего миоцена и конца плиоцена, смявшие отложения палеогена и неогена и создавшие складчатые структуры Олюторского прогиба и наложенных впадин Охотской области, сопровождались внедрением небольших интрузий гранитоидного и основного состава.

На юго-западе Корякского нагорья, в прибрежных районах Пенжинской губы, в миоцене существовал мелководный морской бассейн, который постепенно регрессировал. В конце плиоцена здесь отлагались прибрежно-морские и континентальные отложения, включающие слои бурых углей ковранской серии и эрмановской свиты.

В миоцене на территории Корякского нагорья наблюдалась мощная вулканическая деятельность. С ней связано образование излившихся и обломочных вулканических пород кислого и среднего состава (поля эффузивов Уйнейваямское, на правобережье р. Вывинки, эффузивы Каменского вулканического плато и другие). В конце неогеновой эпохи излияния носили преимущественно трещинный характер, в связи с чем возникли верхненеогеновые покровы плато-базальтов, положение которых контролируется поперечными глубинными разломами. В миоцене в Корякском нагорье вдоль разломов внедрились мелкие интрузии гранитоидного состава.

На Чукотском полуострове в неогене происходила незначительная вулканическая деятельность и произошло внедрение интрузий гранито-идов.

В пределах Охотско-Чукотского пояса в неогеновую эпоху возник ряд неотектонических приразломных впадин, среди которых выделяется Яма-Туауйская система впадин.

На остальной части территории Северо-Востока в неогене, как и в палеогене, существовали континентальные условия и действовали процессы денудации. В отдельных небольших впадинах (Эльгено-Буюндинская, Верхне-Нерская и другие) происходило накопление преиму щественно аллювиальных и озерно-болотных отложений.

АНТРОПОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД

Антропоген на Северо-Востоке был периодом геократическим. Даже по сравнению с верхнеплиоценовым временем, когда площадь, занятая морем, была наименьшей для всего неогена, море резко сократило свои границы и временами даже теряло часть современной литорали Охотского и полярных морей. При этом Новосибирские острова и о-в Врангеля в средне- и верхнечетвертичное время были причленены к материковой части Северо-Востока. В северной части Охотского моря, по данным Г. Б. Удинцева (1955, 1957), А. П. Жузе, Е. В. Кореневой (1959), вплоть до конца верхнечетвертичного времени, за исключением межледниковых эпох, существовал общирный континентальный выступ, занимавший место Центрального плато Охотского моря.

Море заливало лишь небольшую часть современных низин и впадин, примыкающих к берегу Берингова моря, не проникая далеко в пределы современной суши. Раннечетвертичные ледниково-морские отложения известны на берегах бухты Лаврентия. Прибрежные части Анадырского залива заливались средне- (?) и верхнечетвертичным морем, не доходившим, впрочем, даже до современного устья р. Великой. Захватывались этим морем также и ближайшие окрестности Колючинской и Мечигменской губы.

Переход от неогенового к четвертичному времени отмечен на Северо-Востоке излияниями лав основного состава (апукская свита), приуроченными главным образом к окраинам Пенжино-Анадырской низины и впадин Корякского нагорья. Эти излияния связаны с продолжавшимися в течение поздненеогенового и раннечетвертичного времени опусканиями Пенжино-Анадырской низины и впадин Корякского нагорья по системам молодых разломов и тектоническими движениями

по периферии Тихого океана.

Продолжала опускаться относительно Яно-Чукотской горной страны и Восточно-Сибирская низина, в которой накапливались аллювиальные осадки, погребенные в настоящее время под 200—300-метровой толщей позднейших отложений и лежащие ниже уровня моря. Лишь в немногих местах они появляются на дневной поверхности в виде останцов древней аллювиальной равнины (возвышенности Хапкан-Хая и

Джолон-Сиге, о-в Сардах, низовья Китепа).

В Яно-Чукотской горной стране в раннечетвертичное время во внадинах, унаследованных от неогенового периода, формировалась джелканская поверхность выравнивания. На этой поверхности, лежавшей тогда на уровне, близком к базису эрозии, и временами опускавшейся ниже последнего, местами накапливались мощные толщи аллювиальных отложений. Продолжали прерывисто развиваться все крупные впадины, заложенные в неогеновый период, в частности крупнейшая Момо-Сеймчанская депрессия. Влажный и сравнительно теплый климат, господствовавший здесь в самом начале раннечетвертичного времени, обусловил существование полноствольных темно-хвойных лесов.

Резкое ухудшение климата в конце раннечетвертичного времени привело к угнетению темно-хвойных лесов, опусканию их вертикальной границы и в конечном счете к развитию горного Тобычанского оледенения. Оно охватило все крупные горные системы и местами сформировало ледники подножия в пределах примыкающих к ним депрессий (Верхне-Догдинская впадина, Парапольская впадина, бухта Лаврентия и другие районы). В это же время продолжалось сводовое поднятие крупных горных систем Северо-Востока и деформация Мюрелинского и Берелехского пенепленов.

В раннем антропогене, по-видимому, в широких масштабах происходило образование россыпных месторождений золота в Верхнеколымском и, вероятно, в других районах Северо-Востока. Наиболее древнее россыпообразование происходило, наверное, еще в неогене.

В среднечетвертичное время сохранились все основные тенденции развития рельефа, характерные для раннечетвертичного времени.

Ко второй половине четвертичного периода возобновилась вулканическая деятельность. Она локализовалась в Момо-Сеймчанской депрессии, возникновение которой связано с существованием серии молодых разломов, и в верховьях Большого Анюя, находящихся в сфере влияния наиболее юных разломов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Излияния имели локальный характер и представляли собой небольшие базальтовые потоки, связанные с аппаратами центрального типа и выполняющие древние речные долины.

Подобный же характер имели вулканические извержения в Корякском нагорье и в Верхне-Кедонской впадине. В рассматриваемую эпоху Северо-Восток неоднократно подвергался оледенению, следы которого зарегистрированы как в пределах входящих в его состав горных стран, так и в Пенжино-Анадырской низине. В Яно-Чукотской стране можно говорить о двух среднечетвертичных оледенениях, разделенных хорошо выраженным межледниковьем. Восточно-Сибирская низина не подвергалась оледенению, тогда как Нижне-Анадырская низменность была покрыта мощным покровом льдов, двигавшихся как с севера, так и с юга и, видимо, смыкавшихся в центральной части низменности. Эти соотношения сохранились и в верхнечетвертичное время и, таким образом, возникла резкая разница в морфологии двух низин, входящих в состав Северо-Востока. Позднечетвертичное время было временем неоднократных экспансий и отступлений ледников. Как и в среднечетвертичное время, оледенения охватывали в основном только самые высокие горные системы Яно-Чукотской горной страны: Орулганскую систему и систему Черского. Лишь в немногих местах ледники выходили из горных систем недалеко в окраинные части примыкающих к ним низкогорий и межгорных впадин.

В Корякском нагорье и в северо-восточной части Чукотки, благодаря их близости к берегам морей, оледенение развивалось более интенсивно, ледники сползали непосредственно в море или выходили в пределы прилегающих низменностей. Усиление эрозионной деятельности рек и формирование террас в горных долинах привели к формированию многочисленных аллювиальных россыпных месторождений золота и других тяжелых минералов в отложениях, связанных с этими террасами в пределах металлоносных поясов Яно-Чукотской горной

страны.

Ледниковые и флювиогляциальные отложения верхнечетвертичного оледенения перекрыли во многих местах эти металлоносные осадки. Однако большая часть Колымского и Чукотского золотоносных районов не была затронута оледенением, и многие месторождения были свободны от влияния ледников.

Во время голоценового термического максимума, влияние которого отмечалось и на территории Северо-Востока, ледники в горах полностью растаяли, а площадь, занятая альпийским поясом и тундрой, резко сократилась. Последовавшее за этим похолодание возродило горное оледенение, причем в стадии максимального развития площадь, занятая им, была несколько больше современной.

В настоящее время кульминация этой эпохи возрождения ледников уже давно миновала и в связи с общим потеплением Арктики, отмеченным в последнюю четверть века, площадь, занятая ледниками на

Северо-Востоке, продолжает сокращаться.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамов Б. С. Стратиграфия верхнедевонских и нижнекарбоновых отложений северо-восточного склона хр. Сеттэ-Дабан. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост.

СССР, вып. 13. Магадан, 1958. Абрамов Б. С. Стратиграфия карбоновых и пермских отложений северной части хр. Сеттэ-Дабан. Тр. Межвед совещ по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Абрамов Б. С. Нижнекаменноугольные брахиоподы Сеттэ-Дабана. Сб. «Палеонтология и биостратиграфия палеозойских и триасовых отложений Якутии». ЯФСО АН СССР. Изд-во «Недра», 1965.

Абрамсон С. В. Петрография изверженных пород бассейна р. Анадырь. Тр. ВАИ, т. 94, вып. 1. Изд-во ГУСМП, 1937а.
Абрамсон С. В. Тешенит-диабазы и тешенит-порфиры Анадырского края. Тр. ВАИ, т. 94, вып. 1. Изд-во ГУСМП, 19376.

Авдейко Г. П. Этапы развития Корякско-Анадырской складчатой области в раннемеловую эпоху. Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 10.
Авдейко Г. П., Заборовская Н. Б., Марков М. С. О характере сочленения Охотско-Чукотского вулканического пояса и Корякско-Камчатской складчатой зоны. «Геотектоника», 1966, № 5.
Аверьянов А. Г., Вейцман П. С. и др. Глубинное сейсмическое зондиро-

вание в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану в период

МГГ. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1961, № 2.

Аверьянов В. Н. Нижнесилурийские граптолиты с р. Колымы. Тр. СОПС. Колымская геол. эксп. 1929—1930 гг., т. 1, ч. 1, изд. АН СССР, 1932.

Агафонов И. И., Зонов Г. В., Кротов М. А., Утенко П. Е. Индигирская экспедиция (предварительный отчет). Наркомвод, Водстрой. Упр. по исслед. и проект. на реках Сибири. Иркутск, 1933.

Акулов Б. И. Верхнетриасовые отложения басс. р. Эльги. Тр. Межведомст. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959. Алексеева Р. Е. Фаменские брахиоподы Сев.-Вост. СССР. В кн. «Новые данные по биостратиграфии девона и верхнего палеозоя Сибири». Изд-во «Наука», 1967.

Анащенко Н. С., Кожемяко М. Н., Понятовская З. П. К минералогии гранитоидов из верховьев р. Колымы и ее левого притока р. Омулёвки. Бюлл. «Кольма», Магадан, 1943, № 1.
Андреев Б. А. Основные структурные элементы фундамента восточных районов СССР. ДАН СССР, № 2, т. 170, 1966.
Андрианов А. В., Вазбуцкий Г. Л. и др. Геология и минералогия Чаунского района. Тр. ГГУ ГУСМП, т. 9, 1941.

Андрианов А. В. и Головачев Ф. А. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части Чукотского полуострова. Тр. ВАИ, т. 104, вып. III. Изд-во ГУСМП, 1938.

Андрианов А. В., Тихомиров Н. И., Кипарисова Л. Л. О находке триаса в районе Чаунской губы. «Пробл. Арктики». Изд-во ГУСМП, морского

1939, № 1.

Андрианов В. Н. Стратиграфия триасовых отложений южной части Западного Верхоянья. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Андрианов В. Н. Новые данные о стратиграфии перми центральной части Западного Верхоянья. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, вып. V, Якутск, 1961.

Андрианов В. Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья (Томпо-Эчийское междуречье). ЯФСО АН СССР. Изд-во «Наука», 1966.

Аникеев Н. П. XXV лет геологической службы на Северо-Востоке. Матер.

по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 18. Магадан, 1966.
Аникеев Н. П., Драбкин И. Е. и др. Основные тектонические элементы Северо-Востока СССР. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 11. Магадан, 1957.

Аникеев Н. П., Драбкин И. Е., Ефромеев Б. Н., Лугов С. Ф. Основные черты металлогении Охотско-Чаунского вулканического пояса. Сб. «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.
Аникеев Н. П., Драбкин И. Е., Титов В. А. О геологическом строении и металлогении Охотско-Чаунского вулканогенного пояса. В сб. «Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока». Магадан. 1967.

Аникеев Н. П., Титов В. А. Основные черты строения и металлогении Охотско-Чаунского вулканогенного пояса. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 18. Магадан, 1966.

Апельцин Ф. Р. Формации малых интрузий и их отношение к золоторудным месторождениям в пределах Главного золотоносного пояса Сев.-Вост. СССР. Тр.

ВНИЙ-1, разд. II, геология, т. 1, вып. 12. Магадан, 1956.

Апельцин Ф. Р. Отличительные черты петрографии и петрохимии разновозрастных формаций малых интрузий Главного золотоносного пояса Сев.-Вост. СССР. Тр. ВНИИ-1, геология, вып. 32. Магадан, 1957.

Апельцин Ф. Р. Малые интрузии золотоносного пояса Сев.-Вост. СССР. Тр. ВНИИ-1, геология, т. XIV, вып. 39. Магадан, 1958. Апельцин Ф. Р. О взаимоотношении между малыми интрузиями и эффузивными толщами в Яно-Колымской зоне мезозойской складчатости. Сб. «Проблемы вулканизма». Ереван, 1959.

Апельцин Ф. Р. Формации малых интрузий золотоносного пояса Северо-Востока СССР. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. II. Всес. петрограф. совещ. Ташкент, 1960.
Апельцин Ф. Р. О размещении одновозрастных малых интрузий и эффузив-

ных толщ в Яно-Колымской зоне мезозойской складчатости. Вопросы вулканизма.

Изд-во АН СССР, 1962.

Апельцин Ф. Р. и Бородянский А.И.Соотношение пород в штоке ручья Аннушка. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 3. Магадан, 1948. Аргунов М. С., Гавриков С.И.Раннечетвертичный вулкан Балаган-Тас. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1960.

Арсанов А. С., Малаева Е. М. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Камчатского перешейка в верхнеплиоценовую эпоху. Вестн. МГУ, сер. 5,

reorp., № 4, 1964.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М., Гостоптехиздат, 1941.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. БМОИП,

отд. геол., т. XI (4), 1933.

Астахова Т. В. Стратиграфия триасовых отложений побережья Оленекского залива. В кн. «Стратиграфия и палеонтология мезоз. отлож. Севера Сибири». М., Изд-во «Наука», 1965.

Атласов И. П. Геологические исследования района р. Алдана от Аллах-Юня до Сугджу. Тр. ВАИ, т. 48. Изд-во ГУСМП, 1936. Атласов И. П. Геологическое исследование района Селенняхо-Индигирских гор и южных отрогов хребта Полоусного. Тр. ВАИ, т. 99, вып. 1. Изд-во ГУСМП, 1938. Атласов И. П. Орулганский хребет. Тр. ВАИ, т. 99, вып. 1. Изд-во ГУСМП, 1938.

Атласов И. П. Основные черты геологического строения хр. Верхоянского.

Тр. ЯФСО АН СССР, сб. 1. Изд-во АН СССР, 1950.
Атласов И. П. Новые данные по геологии и полезным ископаемым хр. Орулгана и Приленской платообразной равнины. Тр. НИИГА, т. 43, вып. 3. Л., 1954.
Атласов И. П. Геологическое строение северной части Верхоянского хребта.
Тр. НИИГА, т. 81. Изд-во ГУСМП, 1957.

Атласов И. П. Тектоника северо-западной части Верхоянской складчатой обла-

сти. Сб. «Проблемы тектоники». Госгеолтехиздат, 1961.
Атласов И. П., Великий А. С. и др. Геологическое строение и металлогения центральной части Восточного Верхоянья. Тр. ГГУ ГУСМП, вып. 35. Изд-во ГУСМП, 1947.

Атласов И. П., Головачёв Ф. А. и Первунинский В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые правобережной части бассейна р. Собопол (Жиганский р.н ЯАССР). Тр. НИИГА, т. ХІІІ. Изд-во ГУСМП, 1952.
Атласов И. П., Демокидов К. К. Геологический очерк северной части Юкагирского плато. Тр. ГГУ ГУСМП, вып. 24, 1946.

Атласов И. П., Монахов М. П. Взаимоотношение пермских и триасовых отложений на западных крыльях Чекуровской и Булкурской антиклиналей в устьер. Лены. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 13. Изд-во ГУСМП, 1959.
Атласов И. П., Сягаев Н. А. К тектонике северного Верхоянья и смежной

части Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 89, Сб. статей по геологии Арктики.

вып. 6. Госгеолтехиздат, 1956.
Байковская Т. Н. Верхнемеловые флоры Северной Азии. Палеоботаника, вып. II. Изд-во АН СССР, 1956.
Бакова М. Г. Петрографическое описание изверженных пород центральной части Корякского хребта. Тр. ГГУ ГУСМП, вып. 19, 1945.
Балашова Е. А. Некоторые раннепермские трилобиты Сев.-Вост. СССР. Ма-

Балашова Е. А. Пекоторые раннепермские трилооиты сев.-вост. СССР. матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 14. Магадан, 1960. Баранова М. С., Тархова М. А. Новые данные по стратиграфии раннесинийских образований в зоне сочленения восточной окраины Сибирской платформы с мезо-кайнозойской складчатой областью. БМОИП, отд. геол., т. XXXVI, № 5, 1961. Баранова Ю. П. Геоморфологический очерк восточной части Колымской низменности. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 11, Магадан, 1957.

Баранова Ю. П. К стратиграфии четвертичных отложений низовьев р. Ана-

дыря. «Геология и геофизика», 1960, № 6.

Баранова Ю. П. История развития рельефа Верхоянской горной области. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 27. Сб. «Четвертичная геология и геоморфология Сибири». Новосибирск, 1962a.

Баранова Ю. П. Новые данные о возрасте отложений Верхне-Нерских впадин в бассейне р. Индигирки. ДАН СССР, т. 147, № 1, 19626.

Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Северо-Восток СССР. Изд-во «Наука», 1964.
Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Стратиграфия кайнозоя и история развития рельефа Восточно-Сибирской низменности. Четвертичная геол. и геоморф. Сев.-Вост. Сибири. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 8, 1964.
Баранова Ю. П., Дорофеев П. И. О возрасте нагаевской толщи. ДАН

СССР, т. 145, № 6, 1962. Баскович Р. А. Споро-пыльцевые комплексы четвертичных отложений Северо-Востока СССР. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Баскович Р. А., Васьковский А. П. и Калинин А. А. Первая находка рисс-вюрмской межледниковой флоры в подпорожном районе бассейна р. Колымы. «Колыма», Магадан, 1961, № 2.

Башарин А. Қ. Основные черты тектонического развития Восточного Верхоянья. «Геология и геофизика», 1966, № 1.

Башарин А. К. Восточно-Верхоянская геосинклиналь. Изд-во «Наука», 1967.

Баярунас М. В. Серhalopoda Колымо-Индигирского триаса. Тр. СОПС. Колымская геологическая экспедиция 1929—1930 гг., т. I, ч. 1. Изд-во АН СССР, 1932. Белова М. Б., Васильев В. Г., Драбкин И. Е., Титов В. А. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Гостоптехиздат,

1961. Белый В. Ф. Схема тектоники и вулканизма южной части Чаун-Чукотки. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва. Изд-во Львовского ун-та, № 5—6, 1958

Белый В. Ф. Вулканогенные образования Чаун-Чукотки. Тр. Межвед. совещ.

по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Белый В. Ф. О вулканизме зоны сочленения областей мезозойской и кайнозойской складчатости северо-востока Азии и об их границе. Матер. к 1-й Всесоюзн. конф. по геол. и металлог. Тихоокеанского рудного пояса, вып. 2. Владивосток, 1960.

Белый В. Ф. Стратиграфия и тектоника северной части Охотско-Чаунского вулканического пояса (Центральная Чукотка). Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост.

СССР, вып. 15. Магадан, 1961.

Белый В. Ф. Меловой и нижнепалеогеновый (?) вулканизм Центральной части

Чукотки. Сб. «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962а.

Белый В. Ф. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды северо-востока Азии). Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 16, Магадан, 19626.

Белый В. Ф., Ефимова А. Ф., Паракецов К. В. Нижний мел северовосточной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. «Советская геология», 1965, № 10.

Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника и история развития Охотско-Чукот-

ского вулканического пояса. «Геотектоника», 1966, № 2. Белый В. Ф., Тильман С. М., Шило Н. А. Глубинное строение и тектоническое положение Охотско-Чукотского вулканического пояса. В кн. «Вулканические и вулкано-плутонические формации». Тр. II Всесоюзн. вулканологич. совещ., т. II. Изд-во «Наука», 1966.

Беляев И. В., Мигович И. М. О глубинном строении территории Апука-Похачинского покрова (по данным геофизических исследований). В кн. «Вулканизм и глубинное строение земли». Изд-во «Наука», 1966.

Берман Л. Л. Современное оледенение верховьев р. Индигирки (предварительное сообщение). Вопр. геогр., сб. 4 (гляциология и геоморфология). Изд-во Моск.

фил. Всес. геогр. об-ва, 1947.

Беэр А. А. и Наместникова А. М. О нижнеордовикских отложениях Южного Верхоянья (верховья р. Маи). Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 5. Биджиев Р. А. О зональном расчленении юрских отложений северной части Приверхоянского прогиба. «Геология и геофизика», 1965, № 4.

Билибин Ю. А. О хребтах Северо-Востока Азии. «Пробл. сов. геол.», 1935,

№ 12.

Билибин Ю. А. О новом типе ледников. «Пробл. сов. геол.», 1936, вып. 4.

Билибин Ю. А. Локализация золотоносности в связи с тектоникой Северо-

Востока. «Пробл. сов. геол.», 1937, № 5, 6.

Билибин Ю. А. Геоморфологический очерк Аллах-Юньского золотоносного района. Тр. треста «Золоторазведка» и ин-та НИГРИЗолото, вып. 12. ГОНТИ, 1939. Билибин Ю. А. О нахождении лейцитовых пород в басс. р. Колымы. ДАН CCCP, т. XXVIII, № 1, 1940.

Билибин Ю. А. О роли батолитов в золотом оруденении в СССР. ДАН СССР, т. L (50), 1945.

Билибин Ю. А. Оливиновые и щелочные базальты Анюйско-Омолонского района. Избр. тр., т. І. Изд-во АН СССР, 1958а. Билибин Ю. А. Эссексит-тешенитовый комплекс Омолонского района. Избр. тр., т. І. Изд-во АН СССР, 19586.

Бискэ С. Ф. Четвертичные отложения Колымской низменности. Матер. по гол.

и полень ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 11. Магадан, 1957.
Бискэ С. Ф. Четвертичные отложения озерно-аллювиальной равнины в низовьях р. Индигирки. «Геология и геофизика», 1960, № 8.
Бискэ С. Ф. О некоторых вопросах стратиграфии и палеогеографии кайнозоя низовьев р. Колымы (критика и дискус.). «Геология и геофизика», 1962, № 12.
Блисковский В. З., Лейн А. Ф. О возрасте Джабульдинской свиты. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, вып. VII. Якутск, 1961.
Блисковский В. З., Юдович Я. Э. О генезисе амфиболитов центральной вып. Т. ССР. 2017.

части хр. Тас-Хаяхтах. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, вып. IV. Якутск, 1961.

Бобин Е. С. Геология Алдан-Аллах-Юньского междуречья. Тр. треста «Золоторазведка» и ин-та НИГРИЗолото, вып. 12. ГОНТИ, 1939а.
Бобин Е. С. Складчатые цепи Сеттэ-Дабан. Тр. треста «Золоторазведка» и ин-та НИГРИЗолото, вып. 12. ГОНТИ, 1939б.
Бобин Е. С. Юдомо-Аллах-Юньский водораздел. Тр. треста «Золоторазведка»

и ин-та НИГРИЗолото, вып. 13. ГОНТИ, 1940.

Бобров А. К., Мельников В. М. Карта перспектив и прогнозов нефтегазоносности Якутской АССР. Тр. ЯФСО АН СССР, вып. 13. Изд-во АН СССР, 1962.
Богданов Н. А. Стратиграфия верхнего ордовика и нижнего силура южной части хр. Тас-Хаяхтах (хр. Черского). ДАН СССР, т. 127, 1959, № 2.
Богданов Н. А. Строение палеозойского прогива юго-западной части Колым-

ского срединного массива. ДАН СССР, т. 132, 1960, № 3. Богданов Н. А. Очерк стратиграфии и тектоники хр. Тас-Хаяхтах. Изв. АН

СССР, сер. геол., 1961, № 9. Богданов Н. А. Строение палеозоид запада Тихоокеанского кольца. «Геотек-

тоника», 1966, № 2. Богданов Н. А. и Чугаева М. Н. Палеозойские отложения Омулевских

гор. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 5. Богданович К. И. О мареканите близ Охотска. Зап. Минер. об-ва т. 37,

вып. 2. СПб., 1899.

Богданович К. И. Очерки Чукотского полуострова. СПб., 1901.

Богданович К. И. Геологический очерк западного побережья Охотского моря, от Николаевска-на Амуре до Охотска. Сб. памяти И. В. Мушкетова. Горный ин-т, СПб., 1905а.

Богданович К. И. Заметки о местонахождении мареканита около г. Охот-

ска. Сб. памяти И. В. Мушкетова. Горный ин-т, СПб., 1905б.
Богидаева В. И., Гладенков Ю. Б. Стратиграфия верхнемеловых и третичных отложений нижнего течения р. Хатырки. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 16. Магадан, 1963.
Богидаева М. В. и Матвеенко В. Т. Амфиболовый перидотит из бассейна

р. Вилиги (побережье Охотского моря). Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост.

СССР, вып. 13. Магадан, 1958.

Богидаева М. В. и Матвеенко В. Т. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (С-В СССР). Тр. ВНИИ-1, т. XVII, геология, вып. 59. Магадан, 1960. Богуш О. И., Юферев О. В. Фораминиферы карбона и перми Верхоянья.

Изд-во «Наука», 1966.

Бодылевский В. И. Ауцеллы из бассейна р. Сюрюктях в хр. Черского. Изв.

Геолкома, т. Х, № 6, 1929.

Бодылевский В. И. О некоторых фаунах из меловых отложений Колымского края и Западной Камчатки. Матер. по изуч. Охотско-Колымского края, сер. 1, геол. и геоморфол., вып. 5. Фауна и флора мезозойских и кайнозойских отложений Охотско-Колымского края. ОНТИ, 1937.

Бодылевский В. И. К вопросу о возрасте угленосной свиты бухты Угольной.

«Пробл. Арктики», № 6. Изд. ГУСМП, 1939.

Бодылевский В. И. Келловейские аммониты Северной Сибири. Зап. Ленингр.

горн. ин-та, т. XXXVII, вып. № 2, 1960. Бодылевский В. И. и Кипарисова Л. Д. Стратиграфия мезозойских отложений Советской Арктики. Междунар. геол. конгресс, тр. XVII сессии, т. 5. ГОНТИ, 1940.

Бойков Д. Ф. Геология верховий рек Аллах-Юны, Анчи и Халыи. Тр. треста

«Золоторазведка» и ин-та НИГРИЗолото, вып. 12. ГОНТИ, 1939.
Бойков Д. Ф. Геология Юдомо-Майского междуречья. Тр. треста «Золоторазведка» и ин-та НИГРИЗолото, вып. 13. ГОНТИ, 1940.
Борисяк А. А. Ископаемый морж с Охотского побережья. Ежегодн. Русс, палеонтол. об-ва, т. VIII, 1928—1929.

Боровиков Л. И., Спижарский Т. Н., Чернышева Н. Е. Стратиграфия и палеогеография кембрия территории СССР. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, проблема 8. Изд-во АН СССР, 1960.
Буданов В. И., Ионин А. С. Современные вертикальные движения западных берегов Берингова моря. Тр. океанограф. комис. АН СССР, № 1, 1956.
Булаевский Д. С. Стратиграфия верхоянского комплекса Восточного Вер-

хоянья. Геол. и полезн. ископ. северо-вост. районов Якутской АССР. Тр. ЯФ АН СССР, Сб. 3. Изд-во АН СССР, 1959.

Булгакова М. Д. Новые данные о вулканогенных и кремнистых породах в основании Верхоянского комплекса (Сев.-Вост. СССР). ДАН СССР, т. 171, 1966, № 3. Бульванкер Э. З. Первые данные о девонских ругозах Северо-Востока СССР. В кн. «Ругозы Северо-Востока СССР». Изд-во «Наука», 1965. Бушуев М. И. Новые данные по стратиграфии угленосных отложений северо-

восточной оконечности Корякского хребта. Тр. НИИГА, т. XIX, вып. 2. Изд-во ГУСМП, 1951.

Бушуев М. И. Геология и угленосность северо-восточной части Корякского хребта. Тр. НИИГА, т. 62. Водтрансиздат, 1954.

Быстрова А. П. Kolimaspis sibirica gen. nov., sp. nov. ДАН СССР, т. 110,

1956, № 2.

Бычков Ю. М. К стратиграфии центральной части Чаунского района. Матер.

по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 12. Магадан, 1958.

Бычков Ю. М. Схема стратиграфии триасовых отложений центральной части Чаунского района. Тр. Межвед, совещ, по разраб, унифиц, стратигр, схем. Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Бычков Ю. М. К стратиграфии и палеогеографии Иньяли-Дебинского синклинория. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 15. Магадан, 1961. Бычков Ю. М. Monotis salinaria Schlotheim на Северо-Востоке Азии и

вопросы систематики монотисов. Уч. записки НИИГА. Сб. палеонтология и биостратиграфия, вып. 6. Л., 1964. Бычков Ю. М. Краткий очерк стратиграфии верхнего триаса и юры юго-вос-

точной части Иньяли-Дебинского синклинория, «Колыма», Магадан, 1966а, № 8.

Бычков Ю. М. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений юго-восточной части Иньяли-Дебинского синклинория. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 18. Магадан, 1966б. Бычков Ю. М., Полуботко И. В., Терехов М. И. О нижнетриасовых

отложениях Омолонского массива. «Советская геология», 1966, № 3.

Бычков Ю. М. и Попов Ю. Н. Триас (Верхояно-Колымской, Чукотской и Западно-Камчатско-Корякской складчатых областей). В кн. «Геол. строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Изд-во «Недра», 1966.
Вавилов М. Н. О зонах в нижнем триасе Западного Верхоянья. ДАН СССР,

т. 175, 1967, № 5

Вакар В. А. Геологические исследования в бассейне р. Березовки Колымского округа. Изв. ВГРО, т. 50, вып. 65, 1931.
Вакар В. А. Жильные липариты и обсидианы из Колымского края. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 3. Изд-во АН СССР, 1933.

Вакар В. А. Геологическое строение северо-восточного Приколымья. Тр. ВАИ, т. 90, вып. 1. Изд-во ГУСМП, 1937а.
Вакар В. А. Геоморфологическое строение Северного Анюйского хребта. Тр.

ВАИ, т. 90, вып. 1. Изд-во ГУСМП, 19376.
Вакар В. А. К вопросу о геологическом строении северо-восточного Прикольныя. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 8, 1958.
Вакар В. А. и Молдавский М. Л. Петрографическая и петрохимическая характеристика горных пород северо-восточного Приколымья. Тр. Петрографического ин-та, вып. 3. Изд-во АН СССР, 1938.

Валпетер А. П., Гасанов Ш. Ш., Лебедев С. А., Ложкин А. В. К вопросу о раннеантропогеновом оледенении на Северо-Востоке СССР. «Колыма», 1966,

№ 6.

Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии четвертичных отложений Сибирской платформы и прилегающих к ней районов. Междунар. геол. конгр., XXI сессия, проблема 4. Изд-во АН СССР, 1960.
Ванюшин С. С. Верхоянский хребет или Верхоянское «нагорые». «Пробл. сов.

геологии», 1936, № 6.

Васецкий И. П. К вопросу о возрасте гранитоидов Мургальского антиклинория. В кн. «Геология Корякского нагорья». Госгортехиздат, 1963.

Василевская Н. Д. Флористическая характеристика мезозойских и кайнозойских отложений центральной и восточной частей Корякского нагорья. В кн. «Геология Корякского нагорья». Госгортехиздат, 1963. Васильев В. А. Геологический очерк восточной части Корякского хребта.

Тр. ВАИ, т. 59. Изд-во ГУСМП, 1936.

Васильев В. Г., Драбкин И. Е., Титов В. А. Новые данные, характеризующие перспективы нефтегазоносности северо-восточных районов СССР. Новости нефт. техн., геология, № 12, 1959. Васильченко Г. М. Горные породы низовьев р. Ульи Охотского района. Тр.

Гос. Дал-Вост. ун-та, сер. XI, № 3. Владивосток, 1927. Васьковский А. П. Петрология рудоносных жил Колымского района. Матер. по изуч. Охотско-Колымского края, сер. І, геол. и геоморфол., вып. 9. ОНТИ, 1936. Васьковский А. П. О взаимоотношениях триаса и лейаса в южном крыле Иньяли-Дебинской мегасинклинали. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 2. Магадан, 1946.

Васьковский А. П. Тешениты скалы Хара-Хая в долине Индигирки. Матер.

по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 3. Магадан, 1948. Васьковский А. П. Четвертичный вулкан Балаган-Тас в верховьях р. Момы. Тр. лабор. вулканол. и Камчатск. вулканол. станции, вып. 6. Изд-во АН СССР, 1949.

Васьковский А. П. О растительности эпохи формирования древней россыпи, лежащей на водоразделе ручьев Базовского и Левого Промежуточного, и о ее возрасте. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, № 8. Магадан, 1954а.
Васьковский А. П. Остатки серого ореха и метасеквойи в верхнем плио-

цене Западной Камчатки. «Колыма», 19546, № 8.

Васьковский А. П. Остатки хвойных четвертичного возраста на Северо-Востоке, Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 8. Магадан, 1954в.

Васьковский А. П. Некоторые данные о плейстоценовой флоре Крайнего Сев. веро-Востока СССР. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев. Вост. СССР, вып. 9. Магадан, 1955а.

Васьковский А. П. Современное оледенение Северо-Востока СССР. Матер.

васьковскии А. 11. Современное оледенение северо-востока СССР. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 9. Магадан, 19556. Васьковский А. П. Новые виды ископаемых хвойных четвертичного возраста, найденные на Крайнем Северо-Востоке Азии. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 10. Магадан, 1956а. Васьковский А. П. Обзор горных сооружений Крайнего Северо-Востока Азии. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 10. Магадан, 19566. Васьковский А. П. Современные пыльцевые спектры северного побережья

Охотского моря и приложение их к интерпретации данных пыльцевого анализа четвертичных отложений. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев. Вост. СССР, вып. 10. Магадан, 1956в.

Васьковский А. П. Спорово-пыльцевые спектры современных растительных сообществ Крайнего Северо-Востока СССР и их значение для восстановления четвертичной растительности. Матер. по геол. полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 11. Мага-

Васьковский А. П. Длиннорогий бизон в отложениях смешанной высокой террасы руч. Большой Чукучаннах в верховьях Колымы. «Колыма», Магадан, 1959,

Васьковский А. П. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы и Индигирки и на северном побережье Охотского моря. В кн. «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.

Васьковский А. П. Раннечетвертичный бобр на Колыме. «Колыма», Магадан,

Васьковский А. П. Новые сборы ископаемых экзотических хвойных на восточном берегу Пенжинской губы и некоторые геологические выводы, связанные с ними. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 14. Магадан, 1960а.

Васьковский. А. П. Остатки ели и кедрового стланца в Чукотской тундре. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 14. Магадан, 1960б. Васьковский А. П. Ископаемая флора Ельгалинской террасы р. Берелёх. «Колыма», Магадан, 1961, № 4. Васьковский А. П. О некоторых раннеантропогеновых толщах Северо-Вос-

тока СССР. «Колыма», Магадан, 1963, № 2. Васьковский А. П. Очерк стратиграфии антропогеновых (четвертичных) отложений Крайнего Северо-Востока Азии. Геология Корякского нагорья. Госгортехиздат, 1963б.

Васьковский А. П. Об объеме термина «Эрмановская толща». Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР. Вып. 18. Магадан, 1966.
Васьковский А. П., Демин А. М., Снятков Л. А., Устиев Е. К. Домеловые трондъемиты мага Ольского. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 3. Магадан, 1948.

Васьковский А. П., Засухина Л. З. Материалы к решению двух палео-географических проблем низовыев р. Колымы. «Колыма», Магадан, 1960, № 6, 7. Васьковский А. П., Матвеенко В. Т. и Петров Р. П. К определению геологического возраста Верхне-Тальской интрузии. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, № 1. Магадан, 1945.

Васьковский А. П., Тучков И. И. Решение одной из важных палеогеогра-

фических проблем Мамонтовой горы на Алдане. «Колыма», Магадан, 1953, № 9. Вахрамеев В. А. и Самылина В. А. Палеоботаническое обоснование стратиграфии верхнеюрских и нижнемеловых отложений Вилюйской впадины и южной части Приверхоянского краевого прогиба. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.

Ващилов Ю. Я. Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чукотского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным). «Советская геология»,

1963, № 4.

Венчугова М. С. Некоторые данные о распространении и количественных соотношениях магматических пород на территории Северо-Востока СССР. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 10. Магадан, 1956. Венюков П. Н. Эвтакситовые стекла липаритов с о-ва Унги и с р. Мареканки,

близ Охотска. В кн. «VIII съезд русских естествоиспытателей и врачей». Отд. 4, геол.

и минер. СПб., 1890.

Верещагин В. Н. Меловая система. Забайкалье, Дальний Восток и Северо-

Восток. Геол. строение СССР, т. І, Стратиграфия. Госгеолтехиздат, 1958.
Верещагин В. Н. Сопоставление меловых отложений различных регионов северной части Тихоокеанского пояса. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр.

схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.

Верещагин В. Н. Палеонтологическое обоснование расчленения меловых отложений восточных окраин Советского Союза и сопредельных зарубежных стран. Матер. совещ. по разработ. унифиц. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, 1961.

Верещагин В. Н. Проблема готерива и баррема на Дальнем Востоке. «Со-

ветская геология», 1962, № 8. Верещагин В. Н. Зональное деление верхнемеловых отложений севера Тихоокеанской биогеографической провинции. В кн. «Геология Корякского нагорья». Госгортехиздат, 1963.

Верещагин В. Н., Михайлов А. Ф. Материалы к стратиграфии мела Корякско-Камчатской области. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев. Вост. СССР, вып. 13.

Магадан, 1958.

Верещагин В. Н., Терехова Г. П. Морские верхнемеловые отложения на левобережье р. Анадырь, севернее пос. Марково. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев. Вост. СССР, вып. 14. Магадан, 1960.

Веснин В. В., Вийра В. И., Карташов И. П. История формирования ледникового рельефа в районе оз. Джека Лондона. ДАН СССР, т. 147, 1962, № 3.

Виноградов В. А. Стратиграфия триасовых отложений западной части Харамана пределения пределения стратира в пределения стратира в пределения стратира в пределения стратира с СССР

раулахских гор. Тр. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.

Виноградов В. А. Доверхнепалеозойская история геологического развития Северного Верхоянья и северо-восточной части Сибирской платформы в связи с перспективами нефтегазоносности. Тр. НИИГА, т. 123, вып. 16. Л., Гостоптехиздат, 1961.

Виноградов В. А. Стратиграфия синийских отложений Северного Хараулаха. Уч. зап. НИЙГА. Сб. ст. по палеонтологии и биостратиграфии, вып. 28, Л., 1962.

Виноградов В. А., Аплонов В. С. О верхнепалеозойском флише северной

риноградов В. А., Аплонов В. С. О верхнепалеозоиском флише северной части Хараулахских гор. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 4, Л., 1957.
Виноградов В. А., Соболевская Р. Ф. Синийские отложения северной части Хараулахских гор. Сб. ст. по геол. Арктики. Тр. НИИГА, т. 85, вып. 9, Л., 1958.
Вихерт А. В. Триасовые диабазы западного склона Западного Верхоянья.
ДАН СССР, т. 114, 1957, № 1.
Вихерт А. В. О тектонике Западно-Верхоянского антиклинория. Изв. СОАН

CCCP, 1958, № 3.

Вихерт А. В. Верхнедевонские вулканогенные породы северной оконечности хр. Сеттэ-Дабан и триасовые диабазы западного склона Западного Верхоянья. Тр. ЯФ АН СССР, сб. 4. Изд-во АН СССР, 1959а.
Вихерт А. В. Геологическое строение и история развития Западного Верхо-

янья. Геология и полезные ископаемые северо-восточных районов Якутской АССР.

Тр. ЯФ АН СССР, сб. № 3. Изд-во АН СССР, 1959б.

Вихерт А. В. Некоторые историко-геологические особенности формирования отложений верхоянского комплекса и северо-западной части Яно-Колымской геосинклинальной области. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Северо-Востока. Магадан, 1959в. В и херт А. В. Дербеке-Нельгехинский разлом в фундаменте Верхояно-Колым-

ской складчатой области. «Геология и геофизика», 1960, № 3.

Вихерт А. В. Осадочные формации Западно-Верхоянского антиклинория и прилегающей территории. Изд-во АН СССР, 1960б.
Вихерт А. В., Возин В. Ф. и др. Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. Тр. ЯФ АН СССР, сер. геол., сб. 5. Изд-во АН СССР, 1961.

Власов Г. М. Приохотские складчатые области (Сахалин, Курильские острова, Камчатка и Корякское нагорье). Геол. строение СССР, т. 3. Тектоника. Госгеолтехиздат, 1958.

Власов Г. М. Обзор стратиграфии третичных образований Сихотэ-Алиня, Сахалина, Камчатки и Курильских островов. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.
Власов Г. М. История геологического развития Приохотских геосинклиналей.

ВНИГРИ. Матер. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, 1961.

Возин В. Ф. К распространению некоторых видов *Halobia* Вгопп. и *Sirenites* Мој s. в карнийском ярусе Северо-Востока СССР. Изв. СО АН СССР, вып. 1, 1959.

Возин В. Ф. Находка фауны анизийского яруса на Дербеке-Нельгехинском междуречье. Науч. сообщ. ЯФ АН СССР, вып. 1, 1958.
Возин В. Ф. Стратиграфия триасовой толщи Дербеке-Нельгехинского междуречья в окрестностях Безымянного массива. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Возин В. Ф. Стратиграфия мезозойских отложений басс. р. Яны. Тр. ЯФ СО

АН СССР, сб. 15. Изд-во АН СССР, 1962. Возин В. Ф., Лежоев В. К. О стратиграфической приуроченности некоторых видов пластинчатожаберных норийского яруса в бассейне р. Адычи. Науч. сообщ.

ЯФ АН СССР, вып. 2, 1959. Воллосович К. А. Геологические наблюдения в тундре между нижними течениями рек Лены и Колымы. (Экспедиция 1909 г.). Тр. Комис. по изучению ЯАССР,

т. XV, изд-во АН СССР, 1930. Вологдин А. Г. Табуляты бассейна р. Омулевки (монографическое описание). Тр. ВНИИ-1. Магадан, 1954. Вологдин А. Г., Андрианова Г. А. Табуляты среднего течения р. Колымы. Тр. ВНИИ-1. Магадан, 1955.

Волосатова А. А. Геологическое строение северо-восточных цепей хр. Черского. Тр. ГГУ ГУСМП, вып. 31, 1947. Воронец Н. С. Мезозойская фауна хр. Хараулахского. Тр. ВАИ, т. XXXVII.

ГУСМП, 1936.

Воронец Н. С. Находка юрской фауны в Охотско-Колымском крае. Матер. по изуч. Охотско-Колымского края. Сер. І, геол. и геоморфол., вып. 5. ОНТИ, 1937.

Воронец Н. С. Фауна верхнеюрских отложений Верхне-Колымского края. Матер. по изуч. Колымско-Индигирского края, сер. 2, геол. и геоморф., вып. 12. ОНТИ, 1938.

Воронец Н. С. Некоторые представители пластинчатожаберных из среднеюрских и нижнемеловых отложений Хараулахских гор. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 72, вып. 4. ГУСМП, 1953.

Воронец Н. С. О возрасте «ауцеллового горизонта» северной части Ленского

бассейна. ДАН СССР, т. 108, 1956, № 4.
Воронец Н. С. Первые находки Morrisiceras и Henocephalites на севере Сибири.

Уч. зап. НИИГА. Сб. по палеонтол. и биостратиграфии, № 2, 1957. В тюрин Б. И. К истории древнего оледенения и развития многолетнемерэлых пород в долине р. Канчалан. Зап. Чукот. краевед. музея, вып. II. 1961.

Втюрин Б. И., Григорьев Н. Ф., Катасонов Е. М. и др. Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений побережья моря Лаптевых. Тр. Меж-

тиграфическая слема четвергичных отложении поосрежья моря угаптевых. 1р. межвед. совещ, по стратигр. Сибири. Гостоптехиздат, 1957.

Вышемирский И. В. Геологическое развитие Предверхоянского краевого
прогиба и его обрамления. Уч. зап. Сарат. гос. ун-та, вып. геол., № 49, 1956.

Вышемирский В. С., Варламов И. П. О фазах четвертичного оледенения
в Западном Верхоянье. ДАН СССР, т. 109, 1956, № 1.

Вышемирский В. С., Варламов И. П. Развитие рельефа Западного Вер-

хоянья и смежных частей Сибирской платформы. «Геогр. сб.», № 10, 1958. В ялов О. С. Мезозойская (тихоокеанская) складчатость в Азии. Тр. XVII сессии Международного геологического конгресса, т. II. ГОНТИ, 1939. Гавриков С. И. О тектоническом районировании бассейна верхнего течения р. Индигирки. Тр. ВНИИ-1, т. VIII, вып. 38. Магадан, 1958а.

Гавриков С. И. Проявление колебательных движений земной коры в пермское, триасовое и юрское время в верховьях р. Индигирки. Матер. по геол. и полезн.

ископ. Сев.-Вост. СССР. № 12. Магадан, 19586.

Гавриков С. И. Стратиграфия нижне-среднеюрских отложений Иньяли-Нерского среднегорья. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. Магадан, 1959.

Гавриков С. И. О поперечной зональности в мезозойской складчатости р-на верховьев Индигирки. «Геология и геофизика», 1960, № 3. Гавриков С. И. О фазах и циклах тектогенеза Яно-Колымской геосинклинали, проявившихся в бассейне верхнего течения р. Индигирки. Матер. по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. 2. Якутск, 19606.

Гавриков С. И. Стратиграфия и тектоника Тас-Хаяхтахского складчато-глы-

бового поднятия. «Советская геология», 1962, № 5. Гавриков С. И. К истории геологического развития Охотского массива. «Советская геология», 1965, № 2.

Гавриков С. И. Палеотектонические карты Северо-Востока СССР для юрского периода. «Геотектоника», 1966, № 1.

Гавриков С. И., Данилогорский Е. П. Эбир-Хаинский интрузив и особенности связанного с ним оруденения (верховье р. Индигирки). «Геология рудн. м-ний», 1961, № 4.

Гавриков С. И., Попов Л. Н. О взаимоотношениях верхнего триаса и лейаса на южном крыле Иньяли-Дебинского синклинория. Тр. ВНИИ-1, геология, т. XIV, вып. 47. Магадан, 1959.

Гавриков С. И., Попов Л. Н. К геологии и металлоносности вулканогенных

пород Охотско-Индигирского водораздела. «Геология и геофизика», 1962, № 7. Гавриков С. И., Родионов В. М. К характеристике и стратиграфии четвертичных отложений среднего течения р. Эльги. Матер. по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. 6. Якутск, 1961. Гаврильев Н. Н. «Обратная» неполная ритмичность разреза эндыбальской

свиты перми Западного Верхоянья. Тр. ЯФСО АН СССР, сер. геол., сб. 14, Геол. и полезн. ископ. Якут. АССР. Изд-во АН СССР, 1962.

Ганешин Г. С. и др. Карта четвертичных отложений СССР. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1961.

Ганешин Г. С., Чемеков Ю. Ф. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода Северо-Востока и Дальнего Востока СССР. Междунар. геол. конгр., XXI сессия, проблема 4. Изд-во АН СССР, 1960.
Гатиев И. Д. Геология и полезные ископаемые бассейна р. Чевтун и прилегающих районов (Чукотский п-ов). Тр. ВАИ, т. 131, вып. V. Изд-во ГУСМП, 1939. Гейнц А. Е., Гарутт В. Е. Определение абсолютного возраста ископаемых остатков мамонта и шерстистого носорога из вечной мерзлоты Сибири. ДАН СССР,

т. 154, 1964, № 6.

Гельман М. Л. Верхнеюрский вулканизм северо-востока Азии. Сб. Проблемы вулканизма. Ереван, 1959.

Гельман М. Л. Амфиболитовая фация мезозойского метаморфизма в низовьях р. Колымы. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 15. Магадан, 1961. Гельман М. Л. Глубинная фация меловых гранитоидов в Анюйской зоне. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 16. Магадан, 1963а. Гельман М. Л. О связи вулканической деятельности с интрузиями гранитоидов на Западной Чукотке. Изв. АН СССР, сер. геол., 19636, № 12. Гельман М. Л. Триасовая диабазовая формация Анюйской зоны (Чукотка).

«Геология и геофизика», 1963в, № 2. Гельман М. Л. Фации глубинности и фазы становления гранитоидного ком-

плекса Анюйской зоны. ДАН СССР, т. 149, 1963г, № 6. Гельман М. Л., Белый В. Ф. Петрохимические особенности меловых и раннепалеогеновых эффузивов Северо-Западной Чукотки. Тр. Лабор. вулканологии, вып. 25. Изд-во АН СССР, 1963.

Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.

Гельнер А. Р. Скиба Л. А., Лупикина Е. Г. Попытка корреляции верхнего плейстопена Камчатки и Чукотки. Корреляция антропогеновых отложений Сев. Евразии. Изд-во АН СССР, 1965.

Герц О. Ф. Отчеты начальника экспедиции Академии наук на Берёзовку для раскопки трупа мамонта. Изв. АН, серия 5, т. 16, № 4, СПб., 1902. Гершанович Д. Е., Забелина Э. К. Геоморфологические и литологические исследования аккумулятивного берега Охотского моря в районе Охотска. Тр. Гос. океаногр. ин-та, вып. 34, 1957. Гитерман Р. Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их

значение для стратиграфии. Тр. ГИН АН СССР, вып. 78, 1963.
Гитерман Р. Е. и Куприна Н. Л. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений долины р. Яны. ДАН СССР, т. 130, 1960, № 6.
Гладенков Ю. Б. О тектонике восточной части Корякского нагорья. В кн. «Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана». Тр. ГИН АН СССР, вып. 113. Изд-во «Наука», 1964. Гнибиденко Г. С. О структурном положении метаморфических толщ Восточ-

ной Чукотки. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1965.

Голубков В. С. Первые находки брахиопод из палеозоя Корякского нагорья. Тр. НИИГА, Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., № 11, Л., 1958. Голяков В. И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений восточ-

ной части Камчатского перешейка. «Геология и геофизика», 1966, № 10. Горнштейн Д. К., Гудков А. А., Косолапов А. И. и др. Основные этапы геологического развития и перспективы нефтегазоносности Якутской АССР. Изд-во АН СССР, 1963.

Городинский М. Е. Схема стратиграфии мезозойских терригенных отложений Чаун-Чукотки. Тр. Межвед, совещ, по разраб, унифиц, стратигр, схем Сев.-Вост.

СССР. Магадан, 1959.

Городинский М. Е. и Паракецов К. В. Стратиграфия и тектоника мезозойских отложений Раучуанского прогиба. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 14. Магадан, 1960. Городков Б. Н. Четвертичное прошлое растительности Арктической Берингии. Пробл. палеогеогр. четверт. периода. Изд-во АН СССР, 1946.

Граве Н. А. Об археологической датировке возраста некоторых гидролакколитов на Чукотке. ДАН СССР, т. 106, 1956, № 4.

Граве Н. А. Находка остатков мамонта в долине р. Майн. Зап. Чукот. краевед.

музея, вып. 1. Магадан, 1958.

Граве Н. А. Основные черты и закономерности развития толщ мерэлых пород

на крайнем северо-востоке Азии. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6, 1959. Граве Н. А. и Заклинская Е. Д. О погребенном льде в устье р. Анадырь и некоторых моментах четвертичной истории этого района. Матер. совещ. по изуч. льда и снега. Изд-во АН СССР, 1951.

Грамберг И. С., Аплонов Э. Н. О ритмичности в отложениях триаса в центральной части Хараулахских гор. Тр. НИИГА, т. 65, вып. 13. Гостоптехиздат,

1959.

Грамберг И. С., Спиро Н. С., Аплонов Э. Н. Стратиграфия и литология пермских и триасовых отложений северной части Приверхоянского прогиба и сопре-

пермских и триассовых отложении северной части приверхолиского прогном и солре дельных сооружений. Тр. НИИГА, т. 118. Гостоптехиздат, 1961.

Грачева О. С. Докембрийский магматизм Северо-Востока. Геол. строение СССР, т. 2, Магматизм. Госгеолтехиздат, 1958а.

Грачева О. С. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока. Геол. строение СССР, т. 2, Магматизм. Госгеолтехиздат, 1958б.

Грачева О. С. Средне-верхнепалеозойский магматизм. Северо-Восток. Геол.

Грачева О. С. Средне-верхнепалеозойский магматизм. Северо-Восток. Геол. строение СССР, т. 2. Магматизм. Госгеолтехиздат, 1958в.
Грачева О. С. Интрузии оловоносных гранитоидов басс. среднего течения Колымы. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 2, Л., 1960.
Гребенников Г. А. О возрастных взаимоотношениях между габбро-диабазами и гранитоидами в хр. Тас-Хаяхтах. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 11. Магадан, 1957.

Гребенников Г. А. О мезо-кайнозойских образованиях и истории развития северо-западной окраины Колымского срединного массива. Матер. по геол. и полезн.

ископ. ЯАССР, вып. V. Якутск, 1961.

Гребенников Г. А., Шлыков И. П. Стратиграфия ордовика Селенняхского кряжа. «Советская геология», 1960, № 12.

Григорьев А. А. Геология, рельеф и почвы северо-западной части Ленско-Алданского плато и Верхоянского хребта по данным экспедиции 1925 г. Матер. по изуч. ЯАССР, вып. 4. Изд-во АН СССР, 1926.

Григорьев А. А. Об оледенении территории Якутии в четвертичный период. Тр. комис. по изуч. четверт. периода. Изд-во АН СССР, 1932. Григорьев Н. Ф. Некоторые особенности мерзлотно-геологических условий Усть-Янского района ЯАССР. Тр. Сев.-вост. отд. ин-та мерзлотовед. АН СССР, вып. 1, 1958.

Гринберг Г. А. Докембрии Охотского массива. М. Изд-во «Наука», 1968. Гурин Г. Ф. Стратиграфия юрских отложений Таскано-Лыглыхтахского района. Tp. Межвед совещ по разраб. унифиц стратигр схем Сев. Вост. СССР. Магадан, 1959.

Гусев А. И. Послетретичная история северной части Хараулахского хребта. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 70, вып. 2, 1938. Гусев А.И. К истории развития Приморской равнины в четвертичное время. Тр. НИИГА, т. 102, вып. 10. Л., 1959.

Гусев А. И. Стратиграфия четвертичных отложений Приморской равнины. Матер. Всес совещ, по изуч. четвер. периода, т. III. Комисс. по изуч. четверт. периода. Изд-во АН СССР, 1961.

Гусев А. И., Флейшман С.. С. Геология и полезные ископаемые северной оконечности Хараулахского хребта. Тр. ВАИ, т. 99. Изд-во ГУСМП, 1938.

Давыдова Н. И., Шварц Я. Б., Ярошевская Г. А. Волновая картина при ГСЗ на профиле Магадан — Колыма. Глубинное сейсмическое зондирование в СССР. Гостоптехиздат, 1962.

Дагис А. А. Тоарские аммониты (Dactylioceratidae) севера Сибири. Изд-во

«Наука», 1968.

Дагис А. А., Дагис А. С. О несостоятельности выделения нижнего плинсбах-ского подъяруса на Северо-Востоке СССР. «Геология и геофизика», 1964, № 2. Дагис А. С. Триасовые брахиоподы Сибири. Изд-во «Наука», 1965. Дагис А. С. Юрские и раннемеловые брахиоподы севера Сибири. Изд-во

«Наука», 1968.

Дагис А. С., Дагис А. А. О зональном расчленении тоарских отложений на Северо-Востоке СССР. В кн. «Стратиграфия и палеонтология мезозойских отложений

Севера Сибири». Изд-во «Наука», 1965. Двали М. Ф. Граница третичного и четвертичного периодов на Северо-Востоке Азии. Матер. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, 1961.

Дегтяренко Ю. П. К стратиграфии четвертичных отложений восточной части Корякской горной системы. Матер. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, 1961.

Дегтяренко Ю. П. Основные черты геоморфологического строения Корякской горной системы. Геология Корякского нагорья. Госгортехиздат, 1963.

Дементьев А. И. Об ископаемых льдах в районе залива Креста на Чукотке. Матер. совещ. по изуч. льда и снега. Изд-во АН СССР, 1951.

Демин А. М. Этапы формирования Магаданского батолита. Матер. по геол. и

полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 2. Магадан, 1946. Демин А. М. Трондьемитовые граниты мыса Ольского и островов Три брата. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 3. Магадан, 1948.

Демин А. М. Морфология и элементы тектоники Магаданского батолита. Матер.

по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 7. Магадан, 1949а. Демин А. М. Фауна в амфиболизированном пироксеновом андезите. Матер. по

геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 6. Магадан, 19496. Демокидов К. К. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части хр. Тас-Хаяхтах и прилегающего к нему правобережья реки Яны. Тр. АНИИ,

142. Изд-во ГУСМП, 1939. Демокидов К. К. К стратиграфии синийских отложений севера Сибирской

платформы и Хараулахских гор. Тр. НИЙГА. Сб. ст. по палеонтологии и биостратигр., вып. 4. Л., 1957а.

Демокидов К. К. Стратиграфия нижнепалеозойских отложений хр. Туора-Сис в низовьях р. Лены. Тр. НИИГА. Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., вып. 1, 1957б. Демокидов К. К. Кембрийская система. Хараулахские горы. Геол. строение

СССР, т. 1. Стратиграфия. Госгеолтехиздат, 1958.

Демокидов К. К. Стратиграфия нижне- и среднепалеозойских отложений в низовье р. Лены. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Демокидов К. К. Стратиграфия позднекембрийских (синийских) и кембрийских отложений в Советской Арктике. Междунар. геол. конгр., XXI сессия, проблема 8.

Изд-во АН СССР, 1960.

Демокидов К. К., Лазаренко Н. П. Новые данные по стратиграфии кембрийских отложений западного склона Северного Хараулаха. Тр. НИИГА. Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., вып. 16. Л., 1959.

Деньгин Э. В. Охотско-Чаунский вулканогенный пояс. В кн. «Тектоническое строение Якутской АССР». Изд-во «Наука», 1964.

Дзевановский Ю. К. Некоторые новые данные в хребтах Верхоянском и

Джугджуре. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 71, № 4, 1939. Дитмар А. В. О новом выходе триасовых отложений в центральной части Корякского хребта. Тр. НИИГА. Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., вып. 20. Л., 1960. Дитмар А. В., Успенский А. Н. К вопросу о взаимоотношениях между

ватынской и ильпинской сериями в бассейнах рек Укэлаята, Ачайваяма и Матыскена (Корякское нагорье). Геология Корякского нагорья. Госгортехиздат, 1963. Дитмар В. Г. Геологическое строение северной части Чукотского округа. Тр. ВАИ, т. 95, вып. И. Изд-во ГУСМП, 1938. Дичек М. С. Стратиграфия Алазейского плоскогорья. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев. Вост. СССР. Магадан, 1959. Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Лавсонит-глаукофановые метаморфи-

ческие сланцы Пенжинского хребта Северо-Западной Камчатки. ДАН СССР, т. 160, 1965, № 1.

Довгаль Ю. М., Радзивилл А. Я., Титов В. А., Часовитин М. Д. К тектонике Олойско-Анюйского междуречья. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 18. Магадан, 1966.

Домохотов С. В. О генезисе некоторых дайковых образований Хасынского

района. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 3. Магадан, 1948. Домохотов С. В. Биостратиграфия верхнепермских и мезозойских терригенных отложений Восточного Верхоянья. Тр. НИИГА. Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., вып. 9. Л., 1958.

Домохотов С. В. Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя Восточного Верхоянья. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Ма-

гадан, 1959.

Домохотов С. В. Индский ярус и зона отоцерас Восточного Верхоянья. Ма-

домохотов С. В. Индский ярус и зона отоцерас Восточного Верхоянья. Матер. по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. І. Якутск, 1960а.

Домохотов С. В. О татарском ярусе Восточного Верхоянья. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 14. Магадан, 1960б.

Домохотов С. В. Верхний триас и юра Восточного Верхоянья. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 15. Магадан, 1961.

Домохотов С. В., Каширцев А. С., Лазуркин В. М. Стратиграфия пермских отложений западной части Верхояно-Чукотской складчатой области (Верхоянье). Стратиграфия СССР. Пермская система. Изд-во «Недра», 1966.

Донцов В. В., Иванов В. В. Некоторые черты тектонического строения Аналырской впалины в связи с перспективами нефтегазоносности. «Нефтегазовая геоло-

дырской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности. «Нефтегазовая геоло-

гия и геофизика», 1965, № 9.

Дорфман М. И., Истратов В. В. К тектонике внешней зоны Приверхоянского прогиба (южная ветвь). Матер. по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. VII. Якутск, 1961.

Дубатолов В. Н. Стратиграфическое и географическое распространение та-булят, гелиолитид и хететид в девоне СССР. Изд-во «Наука», 1964. Дубатолов В. Н., Алексеева Р. Е. Некоторые среднедевонские табуляты и брахиоподы Пенжинского хребта (Корякское нагорье). В кн. «Новые данные по биостратиграфии девона и верхнего палеозоя Сибири». Изд-во «Наука», 1967. Дубатолова Ю. А. Девонские криноидеи хр. Тас-Хаяхтах (Северо-Восток

СССР). В кн. «Новые данные по биостратиграфии девона и верхнего палеозоя Сибири». Изд-во «Наука», 1967.

Дубовиков Л. К., Лежоев В. К. Стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений хр. Тас-Хаяхтах. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Дубовиков Л. К., Назаров Г. М. Новые данные по тектонике хр. Тас-

Хаяхтах. Тр. ЯФСО АН СССР, сер. геол., сб. 14. Изд-во АН СССР, 1962. Дундо О. П. Четвертичные отложения бассейнов верховий р. Великой. Тр. НИИГА, т. 105, вып. 11. Л., 1959.

Дундо О. П. Стратиграфия меловых отложений бассейна среднего течения р. Великой (Корякский хребет). Матер. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курил. и Командор. островов. Гостоптехиздат, 1961. Дундо О. П., Жамойда А. И. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна

р. Великой и характерный комплекс валанжинских радиолярий. Геология Корякского нагорья. Госгортехиздат, 1963.

Дьяков Б. Ф. Геологические исследования на западном берегу п-ова Камчатки.

Тигильский район. Тр. НГРИ, серия А, вып. 83. Л., 1936.

Егиазаров Б. Х. Основные черты геологического строения Корякского на-

горья. В кн. «Геология Корякского нагорья». Госгортехиздат, 1963. Егиазаров Б. Х., Дундо О. П. и др. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Тр. НИИГА, т. 148. Госгортехиздат, 1963.

Егиазаров Б. Х., Закржевский Г. А. Кайнозойский вулканизм восточной части Корякского хребта. «Вопр. вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962. Егиазаров Б. Х., Криштофович Л. В., Пичугина Г. К. Палеогеновые и неогеновые отложения восточной части Олюторского прогиба. В кн. «Геология Корякского нагорья». Госгортехиздат, 1963.

Егиазаров Б. Х., Русаков И. М. Геология и полезные ископаемые восточной и центральной части Корякского хребта. В сб. «Юбил. сесс. Ученого совета

НИИГА, посвящ. 40-лет. Вел. Окт. соц. рев. Л., 1957.

Егиазаров Б. Х., Русаков И. М. Стратиграфия мезозойских отложений южного склона восточной части Корякского хребта. Тр. Межвед. Совещ. по разраб.

южного склона восточной части Корякского хребта. Тр. Межвед. Совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959а.

Егиазаров Б. Х., Русаков И. М. Схема стратиграфии докембрийских и палеозойских отложений Корякского хребта. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959б.

Егиазаров Б. Х., Русаков И. М. Магматические циклы Корякского хребта и связанные с ними полезные ископаемые. В кн. «Геол. и металлоген. Советского сектора Тихоокеан. рудн. пояса». Изд-во АН СССР, 1963.

Егоров Д. Ф. Схема стратиграфии перми (?) и триаса Анюйской складчатой соны. Тр. Межвел. совеш. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Ма-

зоны. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Ма-

гадан. 1959.

Егорова Н. П. К тектонике краевой зоны Верхоянского хр. в бассейне нижнего течения р. Алдан. Уч. зап. Сарат. гос. ун-та, вып. геол., 1956, № 49.
Елисеев Б. Н. Материалы к геологии и полезным ископаемым Анадырского

края. Тр. ВАИ, т. 48. Изд-во ГУСМП, 1936.

Еловских В. В. О строении фундамента Верхояно-Колымской геосинклинальной области и его влиянии на металлогению восточной Якутии. Матер. по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. VI. Якутск, 1961.

Ерофеев Б. Н. Краткий геологический очерк Чукотского национального округа. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, № 1. Магадан, 1945.

Ефимова А. Ф. Материалы к изучению третичной флоры Первомайского угольного месторождения на Колыме. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев. Вост. СССР, вып. 3. Магадан, 1948.

Ефимова А. Ф. Палеонтологические находки 1947—1948 гг. в Дальстрое. Ма-

тер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 7. Магадан, 1949. Ефимова А. Ф. Некоторые формы ископаемой фауны мезозойских отложений восточного берега Пенжинской губы. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 9. Магадан, 1955.

Ефимова А. Ф. Некоторые палеонтологические находки на С-В последние годы. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 10. Магадан,

Ефимова А. Ф. Нижнемеловая фауна района Чаунской губы. Матер. по геол.

и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 13. Магадан, 1958.

Ефимова А. Ф. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северо-Востока СССР. Тр. Межвед. совещ по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Ефимова А. Ф. Нижнемеловые пелециподы из басс. р. Еропол. Матер. по геол.

полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 16. Магадан, 1963.

Ефимова А. Ф. Верхнемеловая флора р. Амгуэмы. Матер. по геол. и полези.

ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 19. Магадан, 1966. Ефимова А. Ф. и Бычков Ю. М. Некоторые новые палеонтологические находки и стратиграфические открытия на территории Северо-Востока. Матер. по геол.

и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 15. Магадан, 1961.

Ефимова А. Ф. и Зимин В. А. О третичной флоре северного побережья Охотского моря к востоку от устья р. Гижиги. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 3. Магадан, 1948.

Ефимова А. Ф., Матвеенко В. Т. О распространении Inoceramus группы Retrorsus Keyserling в юрском разрезе р. Вилиги. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 9. Магадан, 1955.
Ефимова А. Ф., Терехова Г. П. О возрасте гинтеровской свиты в 6. Уголь-

ной. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 19. Магадан, 1966. Жамойда А. И., Липман Р. Х., Михайлов А. Ф., Титов В. А. О возрасте кремнисто-вулканогенных толщ Корякского нагорья по данным изучения радио лярий. В сб. «Материалы по геологии Дальнего Востока и Забайкалья». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 51, 1963.

Житецкий А. А., Радзивилл В. Я. К стратиграфии палеозоя бассейна

р. Орловки, правого притока р. Большого Анюя. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 17. Магадан, 1964. Жуков Г. А. Схема стратиграфии мезо-кайнозойского осадочного и вулканогенного комплексов Чукотского полуострова. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959. Заборовская Н. Б., Липков Л. З., Марков М. С., Некрасов Г. Е.

Генезис меловых структур полуострова Тайгонос. «Геотектоника», 1965, № 6. Заводовский В. М. Новые виды брахиопод из пермских отложений верховьев рек Гижиги, Омолона и Ярходона. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 12. Магадан, 1958. / Заводовский В. М. Стратиграфия пермских отложений Омолоно-Гижигин-

ского района. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР.

Магадан, 1959.

Заводовский В. М. Новая схема стратиграфии пермских отложений Северо-Востока СССР (кроме Верхоянья). Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР,

вып. 14. Магадан, 1960а. Заводовский В. М. Новые виды пермских брахиопод бассейна Колымы и Охотского побережья. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 14.

Магадан, 1960б.

Заводовский В. М. Биостратиграфия пермских отложений Омолонского мас-

сива. Тр. IV сесс. Всес. палеонт. об-ва. Госгеолтехиздат, 1961.
Заводовский В. М. Стратиграфия пермских отложений восточной части Верхояно-Чукотской складчатой области и Колымо-Омолонского массива. Стратиграфия СССР. Пермская система. Изд-во «Недра», 1966.

Заводовский В. М., Степанов Д. Л. О новом ярусе пермской системы на Северо-Востоке. «Советская геология», 1961, № 6.

Заводовский В. М., Степанов Д. Л. Стратиграфия каменноугольных отложений Колымского и Омолонского массивов, Чукотской и Западно-Камчатско-Кориской окладиальну областей В м. «Геологического и Серопорического супеской и Западно-Камчатско-Кориской окладиальну областей В м. «Геологического супеской окладиальну областей в м. м. «Геологического супеской окладиальну областей в м. м. «Геологического супеской окладиальну окладиал

рякской складчатых областей. В кн. «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса». Изд-во «Недра», 1966а.
Заводовский В. М., Степанов Д. Л. Стратиграфия пермских отложений

Верхнего Приколымья, Охотского, Колымского и Омолонского массивов и Чукотской складчатой области. В кн. «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеан-

ского подвижного пояса». Изд-во «Недра», 19666.

Загорская Н. Г. Геоморфологический очерк северо-восточной оконечности Корякского хребта. Тр. НИИГА, т. 72, вып. 4. Водтрансиздат, М.—Л., 1953.

Загрузина И. А. Своеобразные дайки лампрофира в Чаунском р-не Чукотки.

Вестн. ЛГУ, сер. геол. и географ., 1962, № 24, вып. 4. Загрузина И. А. Позднемезозойские гранитоиды восточного побережья Чаунской губы (Западная Чукотка). В кн. «Позднемезозойские гранитоиды Чукотки». Тр. СВКНИИ, вып. 12, 1965. Загрузина И. А., Сидоров А. А. Палеогеновые трахнандезиты в северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. «Колыма», 1962, № 1.

Зайцев Н. И., Захаркин Ф. А., Минаков М. А. и Столяр М. Я. Геологическое строение и металлогения северо-восточной части рек Аллах-Юны и Юдомы. Матер. Якут. эксп. ИМС, вып. 1. Тр. ВНИИМС, 113. ОНТИ, 1936. Закандырин В. В. Туфовые дайки бассейна р. Сеймкан. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 14. Магадан, 1960. Закржевский Г. А. Тамватнэйский гипербазитовый массив. В кн. «Геология

Корякского нагорья». Госгортехиздат, 1963.

Залесский М. Д. О присутствии в Верхоянском хребте нижнепермских осад-ков. Изв. АН СССР, отд. физ.-мат., сер. VII, 1930, № 3. Зарудный Н. Н. Структурная схема Северо-Востока СССР по подошве Вер-хоянского комплекса. ДАН СССР, т. 146, 1962, № 6. Зарудный Н. Н. Особенности тектонического строения юго-восточной части Яно-Колымской складчатой зоны. Изв. Вуз. «Геол. и разведка», 1964, № 12.

Зарудный Н. Н. Связь вулканизма с колебательными тектоническими движениями на Северо-Востоке СССР. Изв. Вуз. «Геол. и разведка», 1965, № 1. Захаров В. А. Новые *Monotidae* нижнего лейаса с побережья Охотского моря

и их стратиграфическое значение. «Геология и геофизика», 1962, № 3.

Захаров М. Н. Верхнемеловые и третичные вулканогенные образования р. Гедан (басс. р. Армани). Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.
Зимин В. А. Геологический очерк района р. Силяп и нижнего течения р. Ожо-

гиной (левобережье р. Колымы). Матер. по изуч. Колымско-Индигирского края, сер: 2, геол. и геоморфол., вып. 2. ГОНТИ, 1938.

Зимин В. А. Очерк геологии месторождений ископаемых углей средней части бассейна р. Колымы. Матер. по изуч. Колымско-Индигирск. края, сер. 2, геол. и гео-

морфол., вып. 1. ГОНТИ, 1939.

Зимин В. А. Нижнемеловая фауна и флора северного побережья Охотского моря из района между р. Олой и бухтой Мелководной. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 1. Матадан, 1945.

Зимин А. В. Геологический очерк Верхне-Зырянского района Колымского края. Матер. по изуч. Колымско-Индигирского края, сер. 2, геол. и геоморф., вып. 3. ГОНТИ, 1938а.

Зимкин А. В. Палеозой бассейна среднего течения р. Колымы. Матер. по изуч. Колымско-Индигирского края, сер. 2, геол. и геоморфол., вып. 6. ГОНТИ, 19386.

Зимкин А. В. К стратиграфии пермских отложений Северо-Востока СССР. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 11. Магадан, 1957.

Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 11. Магадан, 1307.

Зимкин А. В. Верхоянский комплекс отложений бассейна р. Яны. Тр. ЯФ АН СССР, сер. геол., сб. № 3. Изд-во АН СССР, 1959а.

Зимкин А. В. Геологическое строение Северо-Восточной Якутии. Тр. ЯФ АН СССР, сер. геол., сб. № 3. Изд-во АН СССР, 1959б.

Зимкин А. В. Стратиграфическая схема пермских отложений Северо-Востока.

Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959в.

Зиракадзе М. И. Стратиграфия пермских отложений Саганджа-Барайынского междуречья Западного Верхоянья. Матер. по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. 11. Госгеолтехиздат, 1960.

Зоненшайн Л. П. О несогласиях внутри Верхоянского комплекса. Изв. АН СССР, геол. серия, 1964, № 4.
Зубков А. И. О характере некоторых четвертичных отложений северо-восточной Азии. Изв. АН СССР, отд. мат. и естеств., сер. 7, 1941, № 9.

Зубков А. И. О дюмортьерите в гранитах горы Еллу. «Колыма», 1943, № 1. Иванов А. П. Ледниковая и речная деятельность в басс. р. Раучуан (Большой Баранихи). Тр. ВАИ, т. 90, вып. 1. Изд-во ГУСМП, 1937.

Иванов А. П. Новые данные о геологическом строении и полезных ископаемых Орулганского хребта. «Пробл. Арктики». № 4. Изд-во ГУСМП, 1938.

Иванов А. П., Комарова А. Е. Пепловые туфы нижнего триаса северной части хр. Орулган. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 10, 1958.

Игнатченко Н. А. Лено-Алданский выступ докембрия и его роль в формировании Верхоянской складчатой области и Приверхоянского краевого прогиба. Научн. сообщ. ЯФ АН СССР, 1958, вып. 1.
Ильина А. П. Моллюски третичных отложений Корякского хребта. Тр. ВНИГРИ, вып. 154, палеонтол. сб. 2. Гостоптехиздат, 1960.

третичных отложений Корякского хребта. Тр.

Ионин А. С. Исследования по динамике и морфологии советских берегов Чу-

котского и Берингова морей. «Тр. Океаногр. комис. АН СССР», № 4, 1959.

Ициксон М. И., Красный Л. И. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока. Тезисы 1-го Всесоюзного вулканологического совещания. Ереван, 1959.
Ициксон М. И., Кормилицын В. С., Красный Л. И., Матвеенко В. Т. Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского руд-

ного пояса. «Геол. рудн. м-ний», 1960, № 1. Ициксон М. И., Красный Л. И., Матвеенко В. Т. Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения. В кн. «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.

Казанский П. А. Предварительный отчет о геологических исследованиях вдоль

северного побережья Охотского моря в 1912 г. Изв. Геолкома, 32, № 230. СПб., 1913.

Казанский П. А. Геологические исследования в золотоносном Охотском рай-

оне Камчатской области. Изв. Геолкома, № 37. Петроград, 1918.

Казаринов А. И. Новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике центральной и южной частей Аллах-Юньской золотоносной полосы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 30. М., 1960.

Кайгородцев Г. Г. Брекчии серпентинитов на западном берегу северной Камчатки. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 8. Магадан, 1954. Кайгородцев Г. Г. Ксенолиты в андезитовой дайке. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 9. Магадан, 1955. Кайгородцев Г. Г. О взаимоотношении габбро с гипербазитами в Усть-Бель-

ском массиве. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев. Вост. СССР, вып. 13. Магадан,

1958.

Кайгородцев Г. Г. Схема стратиграфии мезозойских отложений среднего течения р. Анадыря. Тр. Межвед. Совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Кайгородцев Г. Г. О возрасте вулканогенного пояса Центральной Чукотки.

Тр. ВНИИ-1, т. XVII-1, геология, вып. 58. Магадан, 1960. Кайгородцев Г. Г. К тектонике территории бассейна р. Анадырь. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 15. Магадан, 1961а. Кайгородцев Г. Г. Офиолитовые формации хр. Пекульней. Матер. по геол.

и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 15. Магадан, 19616. Кайгородцев Г. Г. О природе известняковых утесов в басс. р. Ваеги. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 16. Магадан, 1963. Кайгородцев Г. Г. О возрасте кремнисто-вулканогенных образований междуречья Майн — Великая. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 17. Магадан, 1964.

ЛИТЕРАТУРА

Кайгородцев Г. Г., Трибунский И. П. Верхнетретичные морские отложения близ Охотска. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 11. Магадан, 1957.

Калимулин С. М. К стратиграфии позднесинийских отложений восточной окраины Алданского щита. Тр. ВАГТ, вып. 7, 1961. Калинин А. А. Новые данные по генезису песков о-ва Айон. Матер. по геол.

полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 15. Магадан, 1961.

Калугин Х. И. Стратиграфия пермских отложений западной части Охотско-Колымского водораздела. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 13. Магадан, 1958.

Калугин X. И. Основные данные по стратиграфии пермских и мезозойских отложений западной части области Охотско-Колымского водораздела. «Советская гео-

логия», 1959, № 2.

Калугин Х. И. Стратиграфия пермских отложений западной части Охотско-Колымского края. Тр. Межвед, совещ, по разраб, унифиц, стратигр, схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959а.

Калугин Х. И. Стратиграфия триасовых отложений бассейна р. Кулу. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959б. Карпинский А. П. и Шмидт Ф. Б. Коллекция горных пород, минералов

и окаменелостей из Охотского края и из Камчатки. Изв. Геолкома, протоколы 137-138. СПб., 1901.

Карташов И. П. К вопросу о возрасте анортозитов Джугджура. Матер. по-геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 11. Магадан, 1957. Карташов И. П. Генетические типы и фации рыхлых отложений, приурочен-ных к речным долинам Северо-Востока СССР. Изд-во Магаданск. СНХ, 1958.

Карташов И. П. Новые данные о стратиграфии антропогеновых отложений и возрасте оледенений Северо-Востока СССР. «Колыма», 1963, № 2.

Катасонов Е. М. Об аласных отложениях Янской Приморской низменности.

«Геология и геофизика», 1960, № 2.

Катасонова Е. Г., Каплина Т. Н. Сезонное протаивание на Яно-Индигирской Катасонова Е. Г., Каплина Т. Н. Сезонное протаивание на Яно-Индигирской приморской низменности. Тр. Сев. Вост. отд. Ин-та мерзлот. АН СССР, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1960. Качурин С. П. О генезисе наиболее распространенных ископаемых льдов Се-

вера. Ин-т мерзлотоведения им. В. А. Обручева. Изд-во АН СССР, 1946.

Каширцев А. С. Материалы по стратиграфии и палеонтологии верхнепалео-зойских отложений юго-западного Верхоянья. Тр. ЯФ АН СССР, сб. 2. Изд-во СОАН

Каширцев А. С. О верхнепалеозойской фауне Западного Верхоянья и об ее стратиграфическом значении. Вопр. палеобиогеогр. и биостратигр. Тр. V сесс. ВПО. Госгеолтехиздат, 1957.

Каширцев А. С. Биостратиграфия отложений пермской системы Северо-Востока СССР. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР.

Магадан, 1959.

Кашменская О. В. Четвертичные отложения басс. р. Берелёх (верховья р. Колымы). Матер. Всес. совещ по изуч. четверт. периода, т. III. Комисс. по изуч.

четверт. периода. Изд. во АН СССР, 1961. Кибанов Г. А. Схема стратиграфии мезозойских отложений восточной частибасс. р. Анадыря. Тр. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем. Сев.-Вост. СССР.

Магадан, 1959.

Кипарисова Л. Д. Верхнетриасовые пластинчатожаберные Колымско-Индигирского края. Тр. ВАИ, т. 30. Изд-во ГУСМП, 1936. Кипарисова Л. Д. Фауна триасовых отложений Охотско-Колымского края,

и западного побережья Камчатки. Матер. по изуч. Охотско-Колымского края, сер. І,

геол. и геоморфол., вып. 5. ОНТИ, 1937. Кипарисова Л. Д. Верхнетриасовые пластинчатожаберные Сибири (арктической и субарктической областей, Уссурийского края и Забайкалья). Монографии по палеонтологии СССР, т. 37. Пластинчатожаберные триасовых отложений СССР, вып. 1, 1938

Кипарисова Л. Д. Новая фауна верхнего триаса Верхоянья. Геология южной части Сартано-Адычанского междуречья. Тр. АНИИ, т. 164. Изд-во ГУСМП, 1940. Кипарисова Л. Д. Сопоставление стратиграфических схем триаса стран Тихоокеанского побережья. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1958.

Кипарисова Л. Д. Новые раннемезозойские монотисы Северо-Востока СССР. В кн. «Новые виды древних растений и беспозвоноч. СССР», ч. 2. Госгеолтехиздат, 1960.

Кипарисова Л. Д., Бычков Ю. М., Полуботко И. В. Позднетриасовыедвустворчатые моллюски Северо-Востока СССР. Магадан, 1966.

Кипарисова Л. Д., Попов Ю. Н. Расчленение нижнего отдела триасовой системы на ярусы. ДАН СССР, т. 109, 1956, № 4. Кирусенко Т. С. Материалы по стратиграфии и тектонике хр. Сеттэ-Дабан. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якутии. Тр. ЯФ АН СССР, № 4. Изд-во АН СССР, 1959a

Кирусенко Т. С. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений правобережья р. Алдана (севернее 60-й параллели). Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц.

стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959б.
Кирюшина М. Т. Геоморфология и четвертичные отложения северо-восточной части Чукотского полуострова. Тр. АНИИ, т. 131, вып. V. Изд-во ГУСМП, 1939.
Китаев В. А. Схема стратиграфии мезозойских отложений хр. Пекульней. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.
Клюкин Н. К. Климатический очерк Северо-Востока СССР. Гидрометеоиздат, 1960.

Кожемяко М. Н. Гиалосидерит из оливинового монцонита бассейна р. Мяун-

джа. «Колыма», 1943, № 1.

Кокшарская К. Б., Абаимова Г. П. О фауне табулят палеозойских отложений Центральной части кр. Тас-Хаяхтах (ЯАССР). Научные сообщения, вып. VII (Геология). ЯФСО АН СССР, 1962.
Колосов Д. М. Геоморфологический очерк центральной части Корякского хребта. Тр. ГГУ ГУСМП, вып. 19. Изд-во ГУСМП, 1945.

Колосов Д. М. О развитии древнеледниковых ландшафтов северо-восточной Сибири. Тр. Ин-та географии, вып. 37. Изд-во АН СССР, 1946. Колосов Д. М. Горы и низменности Восточной Якутии и Дальневосточного

Севера. Геоморфологическое районирование СССР. Изд-во АН СССР, 1947.

Колосов Д. М. Общие вопросы геоморфологии Северо-Востока СССР. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 5. Магадан, 1949.

Колосов Д. М. Развитие Тихоокеанской древнеледниковой провинции СССР. Матер. по четверт. периоду СССР, вып. 3. Комис. по изуч. четверт. периода. Изд-во АН СССР, 1952.

Кондратенко А. К. Пизолитовые туфы пермских отложений Северо-Востока СССР. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 5. Магадан, 1949.

Корейша М. М. О соотношении современного оледенения и тарынов (наледей)

хр. Сунтар-Хаяты. Сб. «Гляциол. исслед.», № 5, 1960.

Корейша М. М. Режим современного оледенения хр. Сунтар-Хаята. В кн. «Исследование ледников и ледниковых районов». Межвед. комитет по проведению МГГ. Изд-во АН СССР, 1961.

Коробов М. Н. Нижний кембрий Хараулаха. Изв. АН СССР, сер. геол.,

1963, № 4.

Королев Г. Г. О возрастных соотношениях вулканогенно-осадочных толщ мезо-зойских прогибов Западного Приохотья. Известия Высш. учебных заведений «Геолотия и разведка», 1967а, № 4.

Королев Г. Г. О южной границе Охотско-Чукотского вулканического пояса. «Геотектоника», 19676, № 4.

Коростелев В. И. Нижний триас Томпо-Делиньинского междуречья. «Геология и геофизика», 1966, № 2.

Косьминская И. П., Зверев С. М. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1963, № 1.

Коссовская А. Г. История мезозойского осадконакопления в Западном Вер-

хоянье и Вилюйской впадине. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 7.

Коссовская А. Г. Литолого-петрографическое обоснование стратиграфического расчленения юрских и меловых отложений Западного Верхоянья и Приверхоянской части Сибирской платформы. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959а.

Коссовская А. Г. Основные парагенетические минеральные ассоциации в мезозойских отложениях Ю-В Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. ДАН СССР, т. 129, 1959б, № 5.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. Тр. Геол. ин-та

АН СССР, вып. 34, 1960. Костылев Е. Н., Бурлин Ю. К. Геологическая история развития Анадырской впадины. ДАН СССР, т. 166, 1966, № 5. Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. О принципах выделения древних плат форм и положении краевых поднятий в структуре Сибирской платформы. «Геология и геофизика», 1960, № 1. Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектони-

ческих структур мезозойского континента Азии. В кн. «Тектоника Сибири». Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1962.

Котляр С. Г. Автометаморфические изменения в гранитах Чибагалахского батолита. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев. Вост. СССР, вып. 12. Магадан, 1958а.

Котляр С. Г. О явлениях гранитизации в Хаяргастахском батолите. Матер. по-теол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 12. Магадан, 19586. Котляр С. Г. Докембрий Уочатского массива. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959. Котляр С. Г. О трех типах гранитоидных интрузий в бассейне среднего тече-

ния р. Индигирки. «Советская геология», 1961, № 9. Котляр С. Г. К истории формирования структур Охотского остаточного мас-

сива. «Геотектоника», 1967, № 4. Кочетков В. М. О сейсмическом районировании территории Якутии. «Геология

и геофизика», 1962, № 5.

Кочеткова А. Д. Схема стратиграфии третичных отложений восточного побережья Пенжинской губы от м. Астрономического до м. Каягытьканан. Тр. Межвед. совещ по разраб., унифиц стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.
Кочеткова А. Д., Михайлов А. Ф. О триасовых отложениях Пенжинского кряжа. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 12. Магадан, 1958.
Кочеткова А. Д., Хайкина С. Л. Фаунистическая и палинологическая ха-

рактеристика верхнемиоцен-плиоценовых отложений, развитых в районе Рекинникской губы и на мысе Астрономическом. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев. Вост. СССР, вып. 12. Магадан, 1958.

вып. 12. Магадан, 1958.

Кочеткова Л. Ф. Некоторые особенности геолого-структурного положения и петрографии массива «Марка». Тр. ЯФСО АН СССР, сер. геол., сб. 14. «Геол. и полезн. ископ. Якут. АССР». Изд-во АН СССР, 1962.

Кошелкина З. В. и Тучков И. И. О возрасте ауцеллового горизонта Приверхоянского краевого прогиба. ДАН СССР, т. 102, 1955, № 4.

Краснокутский В. И. Докембрий и кембрий Колымского края. Матер. по изуч. Колымско-Индигирского края, сер. 2, Геол. и геоморфол., вып. 9. ГОНТИ, 1938а.

Краснокутский В. И. Материалы к петрографии гранитов Колымско-Индигирского края. Матер. по изуч. Колымско-Индигирского края, сер. 2, Геол. и геоморфол., вып. 8. ГОНТИ, 1938б.

Красный Л. И. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. ДАН СССР. т. 107, 1956, № 1.

Красный Л. И. Основные черты тектоники Западного Приохотья. Геол. сб.

Красный Л. И. Основные черты тектоники Западного Приохотья. Геол. сб.

Львовск. геол. об-ва, 1958, № 5—6. Красный Л. И. Юрские и меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джуг-джуре, Прибрежном и вопросы магматизма «внескладчатых» областей. Изв. высш.

джуре, приорежном и вопросы магматизма «внескладчатых» областей. Изв. высш. учебн. завед., «Геология и разведка», 1960, № 3. Красный Л. И. Типы подвижных областей Востока СССР. В кн. «Складчатые области Евразии». М., Изд-во «Наука», 1964. Красный Л. И., Кропоткин П. Н., Воларович Г. П. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихооксанского рудного пояса. В кн. «Геология и металистрания сортского Тихооксанского рудного пояса. В кн. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во АН СССР, 1963.

Крежевских Ю. Г. О надвиговых явлениях в хребте Тас-Хаяхтах. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, вып. 1. Якутск, 1960. Криштофович А. Н. Ископаемая ель из Анадырского края. Мат. по геол. и полезн. ископ. ДВ, № 32. Изд-во Геолкома, 1924.

Криштофович А. Н. Основные черты развития третичной флоры Азии. Изв. глав. ботан. сада СССР, XXIX, вып. 3—4. Изд-во АН СССР, 1930, Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. Георазведиздат, 1932.

Криштофович А. Н. Третичная флора залива Корфа на Камчатке. Тр. ДВ геол. разв. треста, вып. 62. ГОНТИ, 1934.
Криштофович А. Н. Основные пути развития флоры Азии. Уч. зап. Лен. гос. ун-та, № 9, сер. геол., почвовед., геогр., № 2. Л., 1936.
Криштофович А. Н. О меловой флоре Охотского побережья и Северной Камилии Матофович А. Н. О меловой флоре Охотского побережья и Северной Камилии Матофович А. Н. О меловой флоре Охотского побережья и Северной Камилии Матофович А. Н. О меловой флоре Охотского побережья и Северной Камилии Матофович Вып. 5 Камчатки. Матер. по изуч. Охотско-Колымск. края, сер. 1, Геол. и геоморфол., вып. 5. ОНТИ, 1937.

Криштофович А. Н. Верхнемеловые растения бассейна р. Колымы. Матер. по изуч. Колымско-Индигирск. края, сер. 2, геол. и геоморфол., вып. 15. ГОНТИ, 1938. Криштофович А. Н. Ископаемые флоры Пенжинской губы, оз. Тастах и

хр. Рарыткин. «Палеоботаника», вып. III. Изд-во АН СССР, 1958а.
Криштофович А. Н. Меловая флора басс. р. Анадыря. «Палеоботаника», вып. III. Изд-во АН СССР, 19586.
Криштофович А. Н. Третичная флора залива Корфа на Камчатке. Избр.

тр., т. II. Изд-во АН СССР, 1962. Криштофович Л. В. Сопоставление третичных отложений северной части Тихоокеанского кольца кайнозойской складчатости. Матер. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сахалина, Қамчатки, Қурильских и Қомандорских островов. М., Гостоптехиздат, 1961.

Кропоткин П. Н. История геологического и географического исследования Охотско-Колымского края и верховьев р. Индигирки (1890—1934). Матер. по изуч. Охотско-Колымского края, сер. 1, Геол. и геоморфол., вып. 2. ОНТИ, 1936. Кропоткин П. Н. Основные черты неотектоники Камчатки, Корякского хре-

кропоткин П. Н. Основные черты неотектоники Камчатки, Корякского хребта, Курильских островов и ближайших частей Тихого океана и Охотского моря. Сб.
«Неотектоника СССР». Изд-во АН Латв. СССР, 1961.

Кропоткин П. Н. и Херасков Н. П. Тектоника северо-востока Азии. Междунар. геол. конгр., тр. ХХVII сессии, т. II. ГОНТИ, 1937.

Кропоткин П. Н., Шаталов Е. Т. Очерк геологии Северо-Востока СССР.
Матер. по изуч. Охотско-Колымского края, сер. І. Геол. и геоморфол., вып. 3. М.—Л., ОНТИ, 1936.

Крылова А. К. О верхнем девоне о. Столб, в устье р. Лены. ДАН СССР, т. 124, 1959, № 1. Крымгольц Г. Я. Верхнелейасовый белемнит с р. Колымы. Матер. по изуч.

Охотско-Колымского края, сер. I, «Геол. и геоморфол.», вып. 5. ОНТИ, 1937. Крымов В. Г., Мисанс Я. П. Новые данные по стратиграфии палеозоя правобережья р. Омолон. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Кулаков Ю. Н. Находка зуба слона Elephas cf. wüsti М. Pavl. в бассейне нижнего течения р. Индигирки. Информ. бюлл. НИИГА, вып. II, 1958.
Куликов М. В. Новые данные о биостратиграфическом расчленении пермских

Куликов М. В. Новые данные о биостратиграфическом расчленении пермских отложений северного Верхоянья. ДАН СССР, т. 101, 1955, № 6. Куликов М. В. Биостратиграфическое расчленение пермских отложений Хараулахских гор. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1956. Куликов М. В., Межвилк А. А. Новые данные о стратиграфии пермских отложений Северного Хараулаха. Тр. НИИГА, т. 72, вып. 4. Изд-во ГУСМП, 1953. Куплетский Б. М. Материалы к петрографии приполярной Сибири междурр. Яной и Алавеей. Изв. АН СССР, 1930, № 7. Куплетский Б. М. Тешениты и другие основные интрузии р. Колымы. Тр. СССР, 1932.

Куплетский Б. М. Кислые породы р. Колымы. Тр. СОПС. Колымская геологическая экспедиция 1929—1930 гг., т. I, ч. 3. Изд-во АН СССР, 1935.

Куприна Н. П. Новые данные об оледенении Западного Верхоянья. ДАН СССР, т. 121, 1958, № 6. Куприна Н. П., Втюрин Б. И. Стратиграфия и криогенные особенности четвертичных отложений в долине р. Яны. Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 5.

Куприянова Л. А. Анализ пыльцы растительных остатков из желудка берекуприянова ил. А. Анализ пыльцы растительных остатков из желудка оерезовского мамонта (к вопросу о характере растительности эпохи березовского мамонта). Сб. памяти А. Н. Криштофовича. Изд-во АН СССР, 1957.

Курлаев В. И. К стратиграфии верхнего палеозоя р. Восточной Хандыги. Научн. ежегодник Саратов, ун-та, геол. фак. и научн.-исслед. ин-т. геол. Саратов, 1955.

Лаврухин В. А. Стратиграфия терригенных отложений Адыча-Чаркынского междуречья. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР.

Магадан, 1959.

Лаврушин Ю. А. Стратиграфия и некоторые особенности формирования четвертичных отложений низовьев р. Индигирки. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 2. Лаврушин Ю. А. и Гитерман Р. Е. Основные этапы историсовать 1200

растительности в низовьях р. Индигирки в четвертичном периоде. ДАН СССР, т. 139, 1961, № 3.

Лазарев П. А. Краткий геоморфологический очерк хр. Туора-Сис. Сб. «Во-

просы географии Якутии». Якутск, 1961. Лазаренко П. П. Новые нижнекембрийские трилобиты Советской Арктики. Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., вып. 29, НИИГА, Л., 1962.
Лазуркин В. М. Геологический очерк юго-восточной части Хараулахского хре-

бта. Тр. ВАИ, т. XLVIII. Изд-во ГУСМП, 1936. Лазуркин В. М. Геологическое строение района нижнего течения р. Лены (Ленская впадина). Тр. НИИГА, т. 81, сб. «Геол. Сов. Арктики». Госгеолтехиздат, 1957.

Лазуркин В. М. Верхний палеозой и триас Хараулахских гор. Тр. Межвед.

совещ, по разраб, унифиц, стратигр, схем Сев.-Вост, СССР, Магадан, 1959. Лазуркин В. М. Стратиграфия каменноугольных отложений Верхоянья. В кн. «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса». Изд-во «Недра», 1966а

Лазуркин В. М. Стратиграфия пермских отложений Верхоянья. В кн. «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса». Изд-во

«Недра», 1966б.

Лапина Н. Н. Некоторые данные о брахиоподовой фауне палеозоя северной части Хараулахских гор. Тр. НИИТа. Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., № 8, Л.,

Лапина Н. Н. Новые данные по стратиграфии нижнего карбона устья р. Лены.

Тр. ВНИГРИ, вып. 163, 1960.

Лапина Н. Н. Брахиоподы крестяхских конгломератов с устья р. Лены. Тр. ВНИГРИ, вып. 196, палеонтол. сб., № 3, 1962.

Ларин Н. И. Дуговые структуры хребта Сунтар-Хаята. Матер. по геол. и по-

лезн. ископ. Сев. Вост. СССР, вып. 8. Магадан, 1954. Ларин Н. И. К тектонике и металлоносности Яно-Колымской складчатой обла-

ларин п. и. А тектонике и металлоносности мно-Колымской складчатой области. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 9, Магадан, 1955.
Ларин Н. И. К тектонике Восточного Верхоянья. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 10. Магадан, 1956.
Лебедев А. П., Павлов Н. В. Джугджурский анортозитовый массив. Тр. Ин-та геол. рудн. м-ний, петрограф, минер. и геохим., вып. 15. Изд-во АН СССР, 1957. Лебедева Л. Д. Основные факторы рельефообразования в золотоносных районах Охотско-Колымской области. Научн. докл. высш. шк., геол.-географ. н., «Совет-

Левашов К. К. К стратиграфии триасовых отложений части левобережья верховьев р. Индигирки. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якутск. АССР, вып. III. Госгеолтехиздат, 1960.

Левашов К. К. Петрология гранитоидов Дегелькич-Гууолондинского между-

левашов К. К. Петрология гранитоидов детелькич-гууологидинского между-речья (Южн. Верхоянье). «Геология и геофизика», 1962, № 12. Левин А. Г. Водные ресурсы Колымы. Тр. Дальневост. научн. исслед. гидро-метеорол. ин-та, вып. І. М., Гидрометеоиздат, 1954. Левченко С. В. Некоторые вопросы геологии Северо-Востока СССР. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 4. Магадан, 1949.

Лейпциг А. В. О формировании складчатости Приверхоянского прогиба. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, вып. 2. Госгеолтехиздат, 1960. Лейпциг А. В., Клыжко К. Ф. Расчленение нижнетриасовых отложений За-

падного Верхоянья. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, вып. VII. Якутск, 1961a.

Лейпциг А. В., Клыжко К. Ф., Хобот М. Р. К стратиграфии нижнеюрских отложений Западного Верхоянья. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР,

вып. IV. Якутск, 19616. Лейпциг А. В., Панов В. В. Геологическое строение Западного Верхоянья.

в бассейне рек Собопол и Бегиджан (Жиганский р-н ЯАССР). Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, вып. 1. Госгеолтехиздат, 1960.

Лейпциг А. В., Панов В. В. Тектоническое строение и основные этапы формирования Приверхоянского прогиба. В кн. «Тектоника Сибири», т. І. Сиб. отд. АН СССР. Новосибирск, 1962.

Леонтович А. А. Геологические исследования в Аяно-Майском районе. Матер. по геол. и полезн. ископ. ДВК, вып. 68, 1937.

Либрович Л. С., Попов Ю. Н. Каменноугольная система. Северо-Восток. Геол. строение СССР, т. І. Стратиграфия Госгеолтехиздат, 1958.

Ливеровская Е. В. Стратиграфия и фауна верхнемеловых отложений восточного берега Пенжинской губы. Тр. ВНИГРИ, вып. 154, палеонтол. сб., № 2, 1960. Линдберг Г. У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. Изд-во АН СССР, 1955.

Линдгольм В. А. О нахождении американского Helisoma trivolvis Say (gastropoda Planorbidae) в плейстоцене р. Колымы. Тр. СОПС, Колымская геологическая экспедиция 1929—1930 гг., т. І, ч. 1. Изд-во АН СССР, 1932.

Липатов В. Н. Биотит из гранитов массива Б. Анначаг. Матер. по геол. и

полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 15. Магадан, 1961. Литвиненко О. К. О строении Приверхоянского прогиба по гравиметрическим

данным. Геол. нефти и газа, вып. 2, 1962.
Лихарев Б. К. Фауна пермских отложений Колымского края. Тр. СОПС. Ко-

лымская геологическая экспедиция 1929—1930 гг., т. I, ч. 2. Изд-во АН СССР, 1934. Лихарев Б. К. Пермская система СССР, некоторые вопросы ее стратиграфии и корреляции с другими странами. Междунар. геол. конгр. Тр. XVII сессии, т. III. 1937. Гостоптехиздат, 1941.

Лихарев Б. К. и Попов Ю. Н. Пермская система. Северо-Восток. Геол. строение СССР, т. I. Стратиграфия. Госгеолтехиздат, 1958.

Лихарев Б. К. и Эйнор О. Л. К вопросу о возрасте верхнепалеозойских отложений юго-восточной части Колымского бассейна. ДАН СССР, нов. серия, т. XXVI, 1941, вып. 2. Лобанов М. Ф. Геология и угленосность Приморского кряжа Хараулахских гор. Тр. НИИГА, т. XXII. Изд-во ГУСМП, 1951а.

Лобанов М. Ф. Третичные континентальные угленосные отложения Хараулахских гор Якутской АССР. Тр. НИИГА, т. Х. «Сб. ст. по геологии Арктики», вып. 1. Л., 19516.

Лобанов М. Ф. Силурийские отложения Северного Верхоянья. ДАН СССР,

т. 105, 1955, № 4. Лабанов М. Ф. Третичные континентальные угленосные отложения Сев. Верхоянья и Новосибирских островов. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959. Лобанова О. В. Нижнепермские пелециподы с р. Поповки (ср. течение р. Колымы). Тр. НИИТА, Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., вып. 17, Л., 1957.

Лобанова О. В. Верхнепалеозойские пелециподы из базальных конгломератов юры р-на ср. течения р. Колымы. Тр. НИИГА, Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., вып. 9, Л., 1958.

логинова Г. Н. Об эффузивных породах на правобережье р. Чаркы (басс. р. Яны). Матер. по геол. и полезн. ископ. Якутск. АССР, вып. 6. Якутск, 1961. Ложкин А. В. История развития рельефа и возраст аллювиальных отложений басс. руч. Промежуточного. Тр. СВКНИИ, вып. 3. Магадан, 1963. Лопатин Б. В., Тарасенко Т. В., Анкудинов Л. А. Стратиграфия меловых отложений левобережья р. Пальматкиной, басс. р. Энычаваяма и правобережья р. Вивника. В кн. «Геология Корякского нагорья». Госгортехиздат, 1963.

Лугов С. Ф. Возраст гранитоидов Чукотки по данным аргонового метода и гео-

логических наблюдений. «Советская геология», 1959а, № 5. Лугов С. Ф. Мезозойские гранитоиды Чукотки и связь с ними оруденения. «Советская геология», 1959б, № 10.

Лугов С. Ф. Основные черты геологического строения и металлоносности Чу-

жотки. Госгеолтехиздат, 1962. Лунгерсгаузен Г. Ф., Соломина Р. В. Стратиграфия каменноугольных отложений северного Хараулаха (низовья Лены). ДАН СССР, т. 168, 1966, № 5. Лупанова Н. П. Геолого-петрографические работы в районе бухты Прови-

дения. Бюлл. Аркт. ин-та, № 1, 1936.

Лурье М. Л. Краткая характеристика изверженных пород. (в кн. С. В. Обручева «Индигирская экспедиция 1926 г.», ч. II, геологический очерк). Тр. ВГРО, вып. 299, 1933.

Лычагин П. П. О взаимоотношениях субвулканических тел и гранитоидов в верховьях р. Омулёвки. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 18. Магадан, 1966.

Люткевич Е. М. Конгломераты с гранитной галькой из среднего кембрия Хараулахских гор. Тр. ВНИГРИ, геол. и геохим., 3 (IX), 1960.

Майдель Гергард. Путешествие по северо-восточной части Якутской области в 1868—1870 гг. Т. І, перевод с нем. В. Л. Бианки, прил. № 3 к 74 тому Зап. АН. Изд-во АН, СПб., 1894.

Майдель Гергард. Путешествие по северо-восточной части Якутской области в 1868—1870 гг. Т. Изд-во АН, СПб., 1896.

Маландин М. М. Стратиграфия верхнемезозойских отложений Западного Верхоянья. Тр. НИИГА, т. 121, вып. 18. Гостоптехиздат, 1962. Маркин Н. М. Геологические исследования восточного побережья Пенжинской

тубы. Тр. ВНИГРИ, вып. 102, 1957а.
Маркин Н. М. Третичные отложения восточного побережья Пенжинской губы.

Тр. ВНИГРИ, вып. 102, «Геология Камчатки», 19576. Марков М. С., Аверьянова В. Н. и др. Мезо-кайнозойская история и строе-

ние земной коры Охотского региона. Изд-во «Наука», 1967.

Матвеенко В. Т. Первые данные определения абсолютного возраста некоторых минералов Сев.-Вост. СССР. Тр. ВНИИ-1, разд. II, геол., т. V, вып. 17. Магадан, 1956.

Матвеенко В. Т. Петрология и общие черты металлогении Омсукчанского рудного узла (Сев.-Вост. СССР). Тр. ВНИИ-1, разд. II, геол., вып. 31. Магадан, 1957. Матвеенко В. Т. Краткие сведения о Кырчанском гранитном массиве и его

металлоносность. Тр. ВНИИ-1, геол., т. XIV, вып. 40. Магадан, 1958.

металлоносность. 1р. внии-1, геол., т. хіу, вып. 40. магадан, 1958.
Матвеенко В. Т. Краткая характеристика осадочных и вулканогенных формаций Северо-Востока. Тр. ВНИИ-1, т. XVII, геол., вып. 60. Магадан, 1960а.
Матвеенко В. Т. Тектоника, магматизм и оруденение Омсукчанского района Магаданской области. Тр. ВНИИ-1, т. XVII, геол., вып. 62. Магадан, 1960б.
Матвеенко В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Сев.-Вост. СССР. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. І. Изд-во АН СССР, 1958.

Махаев В. Н. Верхнесилурийские отложения р. Гербы (пр. р. Юдомы). ДАН

CCCP, T. XXVII, 1940, № 3. Машковцев С. Ф. О некоторых породах Пенжины. Зап. минер. об-ва, ч. 65, № 1. СПб., 1916.

Машковцев С. Ф., Чурин П. В. Материалы к геологии и петрографии Северной Камчатки. Тр. ГГРУ, вып. 59, М., 1931.
Меглицкий Н. Г. Геогностический очерк Верхоянского хребта и описание месторождений серебристо-свинцовых руд на р. Эндыбале. «Горн. журн.», ч. 2, кн. 5, отд. 1, СПб., 1851. Межвилк А. А. Молассы в устье р. Лены. ДАН СССР, т. 108, 1956, № 2.

Межвилк А. А. История геологического развития Северного Хараулаха. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958а, № 3.

Межвилк А. А. Новые данные по стратиграфии ордовикских и силурийских отложений Северного Хараулаха. Тр. НИИГА, т. 80, вып. 5, Л., 19586.

Межвилк А. А. Стратиграфия Северного Хараулаха. «Советская геология»,

1958в, № 7.

Межвилк А. А. Третичные отложения Северного Хараулаха. Тр. НИИГА, т. 80, вып. 5. Л., 1958г.

Меледина С. В. Среднеюрские бореальные аммониты Сибири и их стратиграфическое значение. ДАН СССР, т. 183, 1968, № 2.
Мелещенко В. С., Янов Э. Н. О пригеосинклинальных прогибах. «Геоло«гия и геофизика», 1960, № 11.

Мельников М. П. Петрографические заметки. Мареканит. Зап. имп. СПб. минер. об-ва, ч. 28, 1891.

Мельников П. И. Развитие исследований мерзлых зон земной коры на тер-ритории Якутии. Тр. Сев.-вост. отд. Ин-та мерзлотов. АН СССР, вып. 1, 1958. Меньшиков Н. А. Работы Верхне-Анадырского геоморфологического отряда

Арктического института 1931—1933 гг. Бюлл. Аркт. ин-та, № 12, 1933. Меньшиков П. Н., Кутузова Т. С. Строение докембрийского кристаллического фундамента восточной части Сибирской платформы по геофизическим данным. В сб. «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской плат-

формы и прилегающих регионов». Якутск, 1966. Мерэляков В. М. К стратиграфии каменноугольных и пермских отложений юго-западной части Омулевских гор. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост.

СССР, вып. 19. Магадан, 1966. Мерклин Р. Л. К познанию морской третичной фауны северо-восточной Си-

бири. ДАН СССР, т. 95, 1954, № 2.
Мерклин Р. Л., Петров О. М., Гопкинс Д. М., Макнейл Ф. С. Попытка корреляции позднекайнозойских морских осадков Чукотки, Северо-Восточной Сибири и Западной Аляски. Изв. АН СССР, сер. геол. 1964, № 10.

Мигович И. М. Палеозойские, ранне- и среднемезозойские отложения Пенжин-

ского кряжа. В кн. «Геология Корякского нагорья». Госгортехиздат, 1963. Мигович И. М., Титов В. А. Палеогеновые и неогеновые отложения Олюторского прогиба. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 18. Матадан, 1966.

Миклухо-Маклай А. Д. К стратиграфии пермских отложений Северо-Восточной Сибири. Научн. бюлл. ЛГУ, № 21, 1948а.
Миклухо-Маклай А. Д. Пермские фораминиферы из бассейна р. Гижиги. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 3. Магадан, 1948б.
Миклухо-Маклай А. Д. О значении фораминифер для стратиграфии карбона и перми Сев.-Вост. Сибири. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр.

схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Миклухо-Маклай А. Д. Пермские фораминиферы Омолонского массива.

Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 14. Магадан, 1960.

Миклухо-Маклай А. Д. Комплексы фораминифер среднего палеозов Североминифер среднего палеозов Североминифер Восточной Сибири. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев. Вост. СССР, вып. 15. Магадан, 1961.

Миклухо-Маклай А. Д., Ершов Ю. П. Об установлении верхнепермских морских отложений в Корякском хребте. Научн. докл. высш. шк., геол.-геогр. науки, 1959, № 2.

Миклухо-Маклай А. Д. и Русаков И. М. Комплексы фораминифер палеозоя Корякского хребта. ДАН СССР, т. 118, 1958, № 6.

Миронова М. Г. Новые виды раннекаменноугольных брахиопод Приколымья. АН СССР. Палеонтол. журн., 1962, № 2.

Миронова М. Г. Брахиоподы нижнекаменноугольных отложений Приколымья.

Тр. НИИГА. Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., вып. 31. Л., 1963.

Мирошников Л. Д. Палеогеография и история граптолитовых фаций арктической части СССР. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, проблема № 12. Изд-во АН CCCP, 1960.

Михайлов А. Ф. Ультраосновные породы восточного побережья Пенжинской тубы и связь их с тектоническими структурами. Матер. по геол. и полезн. искон. «Сев. Вост. СССР, вып. 9. Магадан, 1955.

Михайлов А. Ф. К петрографической характеристике третичных эффузивов восточного берега Пенжинской губы. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 12. Магадан, 1958.

Михайлов А. Ф. Каменноугольные и пермские отложения Пенжинского кряжа.

Инфор. бюлл. НИИГА, № 15, 1959а.

Михайлов А. Ф. Палеозойские и нижнемезозойские отложения Пенжинского кряжа. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959б.

Михайлов А. Ф. Третичные эффузивы восточного берега Пенжинской губы. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев. Вост. СССР. Магадан,

1959B.

Михайлов А. Ф. Некоторые особенности геологии гипербазитовой формации северной части Корякско-Камчатской складчатой области. Тр. 2-го Всес. петрограф. Ташкент, 1960.

Михайлов А. Ф. К познанию стратиграфии Корякско-Камчатской складчатой. области. Матер. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Ку-

области. Матер. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, 1961а.

Михайлов А. Ф. Палеозойские и средне-нижнемезозойские отложения Пенжинского кряжа. Матер. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, 1961б.

Михайлов А. Ф., Заединова И. Е. Зеленокаменная вулканогенная формация Ю-З части Пенжинского кряжа. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 25, 1960.

Михайлов А. Ф., Кочеткова А. Д. О триасовых отложениях Пенжинского кряжа. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев. Вост. СССР, вып. 12. Магадан, 1958.

Михеев Г. И., Яблоков К. В. О тектонике района пологих дислокаций в юго-западных отрогах хребта Полоусного на Северо-Востоке СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 2.

Мишин С. В. Некоторые данные о сейсмичности Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ, вып. 11. Магадан, 1964.

СВКНИИ, вып. 11. Магадан, 1964.

Модзалевская Е. А. Сопоставление отложений и анализ фауны среднего палеозоя территорий, смежных с Северо-Востоком. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Моисеев А. С. О новых триасовых и лейасовых родах *Rhynchonellidae*: Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., т. 65, вып. 1, 1936.

Моисеев А. С. О нескольких верхнетриасовых брахиоподах из Верхоянско-Колымского края. Матер. ЦНИГРИ, палеонт. и стратигр., сб. 3, 1937. Моисеев А. С. Юрские брахиоподы юго-восточной цепи хребта Черского. Матер. по изуч. Колымско-Индигирского края, сер. 2, геол. и геоморф., вып. 14. ОНТИ, 1938.

Мойсисович фон Мойсвар Э. Арктические фауны триаса. Перевод-извле-

чение горн. инж. Голянского. «Горн. журн.», т. IV. СПб., 1886.
Мокшанцев К. Б., Бабаян Г. Д. и др. Тектоника нефтегазоносных районов Якутии. Геологическое строение и нефтегазоносность Восточной части Сибирской платформы и прилегающих регионов. Якутск, 1966. Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К. и др. Тектоническое строение Якут-

ской АССР. Изд-во «Наука», 1964. Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К. и др. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукот-

ской области. Изд-во «Наука», 1968. . Мокшанцев К. Б., Еловских В. В. Тектоника мезозойских отложений: Якутской АССР. Тр. научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Ново-

сибирск, 1961.

Мокшанцев К.Б., Еловских В.В.Основные черты тектоники мезозойских кайнозойских отложений Якутии.В кн. «Тектоника Сибири», т.І.Сиб. отд. АН

CCCP, 1962a,

Мокшанцев К. Б., Рожков И. С. Основные черты тектонического строения территории Якутской АССР. Тр. ЯФ СОАН СССР, сер. геол., сб. 14. Геол. и полезн. ископ. Якут. АССР. Изд-во АН СССР, 19626.

Мокшанцев К. Б., Рожков И. С. Геотектоническое районирование Якутской АССР в свете новых данных. «Геология и геофизика». 1963, № 3.

Мокшанцев К. Б., Штех Г. И. Строение рельефа кристаллического фундамента восточной части Сибирской платформы и сопредельных складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоности. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоности. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоности. В кн. «Геологическое строение» Якутски 1966. ность восточной части Сибирской платформы и прилегающих регионов». Якутск, 1966.

Молин В. А., Новожилов Н. И. Двустворчатые листоногие перми и триаса Севера СССР. Изд-во «Наука», 1965.

Моралев В. М. Тектоника Предджугджурского мезо-кайнозойского наложен-

ного прогиба. В кн. «Тектоника Сибири», т. І. Новосибирск, 1962. Моралев В. М., Гольденберг В. И., Пугачева И. П. Джугджурский глубинный разлом, его развитие и связь с ним магматизма и оруденения. Матер.

к 1-й Всес. конф. по геол. и металлоген. Тихоок. рудн. пояса, вып. 2. Владивосток, 1960. Моралев В. М., Ставцев А. Л. Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей. Тр. ВАГТ, вып. 7, 1961. Мусалитин Л. А. Предварительные итоги изучения стратиграфии верхнепалеозойских отложений в сев. части Западного Верхоянья. Тр. НИИГА. Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., вып. 12, Л., 1958.

Мусалитин Л. А. Стратиграфический разрез верхнепалеозойских отложений в северной части Западного Верхоянья. Тр. НИИГА, Сб. ст. по палеонтол. и биостра-

тигр., вып. 16, Л., 1959а.

Мусалитин Л. А. Стратиграфия триасовых отложений басс. р. Адычи. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем. Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959б. Мусалитин Л. А. К стратиграфии пермских отложений верховьев р. Бытантай (Зап. Верхоянье). Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, вып. 1. Якутск,

Мусалитин Л. А. О возрасте слоев с отпечатками мазуровско-алыкаевской флоры в отложениях верхнего палеозоя Западного Верхоянья. Тр. НИИГА, Сб. ст.

по палеонтол. и биостратигр., вып. 18, Л., 1960б. Мусалитин Л. А. К выделению былыкатской, собопольской и халданской свит в толще верхнепалеозойских отложений бассейна р. Собопол. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, вып. IV. Якутск, 1961. Мусалитин Л. А. Об основных вопросах стратиграфии верхнепалеозойских отложений Верхоянья. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, вып. IX. Якутск,

1962a.

Мусалитин Л. А. Стратиграфический очерк отложений верхнего палеозоя и мезозоя в бассейне среднего и верхнего течений р. Яны. Тр. НИИГА, Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., вып. 29, Л., 19626.

Мусалитин Л. А. Стратиграфический разрез ордовикских и нижнесилурий-

ских отложений на левобережье рч. Сакынджи (Селенняхский кряж). Тр. НИИГА, Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., вып. 28, Л., 1962в.

Мчедлишвили П. А. Новые данные об ископаемой флоре эрмановской свиты (Западная Камчатка). ДАН СССР, т. 171, 1966, № 4.

Нагибина М. С. О тектонической природе и структурном положении Охотско-Катазиатского вулканического пояса. В кн. «Вулканические и вулкано-плутонические формации». Изд-во «Наука», 1966.

Наймарк А. А. Поверхности выравнивания Крайнего Северо-Востока СССР. ДАН СССР, т. 170, 1966, № 1.

Наливкин Д. В. Девон Хараулахских гор, о-ва Котельного и Индигирки. Тр. ВАИ, т. 12, 1933. Наливкин Д. В. Палеозойские фауны Колымы. Матер. по изуч. Охотско-Ко-

лымского края, сер. І. «Геол. и геоморфол.», вып. 4. ОНТИ, 1936а. Наливкин Д. В. Среднепалеозойские фауны верховьев рек Колымы и Хандыги. Матер. по изуч. Охотско-Колымского края, сер. І. «Геол. и геоморфол.», вып. 4. ОНТИ, 1936б.

Наталенко В. Е., Хайкина С. Л., Белая Б. В. Меловые отложения Хиникенской впадины. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 18. Магадан, 1964.

Натапов Л. М., Сборщиков И. М., Биджиев Р. Н. О сочленении Сибирской платформы и Верхоянья. ДАН СССР, т. 170, 1966, № 2.

Наумов А. Н. Верхнекаменноугольные отложения Орулганского хребта. Тр.

НИИГА, т. 111, Л., 1960. Наумов А. Н. Каменноугольные отложения западного склона хребта Орулган (Северное Верхоянье). Тр. НИИГА, Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., вып. 24, Л., 1961.

Нейбург М. Ф. Юрские растения с р. Омолона. Тр. СОПС, Колымская гео-

логическая экспедиция 1929—1930 г., т. І, ч. І. Изд-во АН СССР, 1932. Нейштадт М. И. и Тюлина Л. Н. К истории четвертичной и послечетвертичной флоры района р. Майн, притока Анадыря. Тр. ВАИ, т. 40. Изд-во ГУСМП, 1936.

Некрасов И. Я. Некоторые особенности интрузий трещинного типа в западной части хр. Полоусного. Уч. зап. Ростов. гос. ун-та, вып. 7. Ростов-на-Дону, 1956. Некрасов И. Я. Интрузивные комплексы хр. Полоусного и Селенняхского

кряжа и их рудоносность. Матер. И Всес. петрогр. совещ. Ташкент, 1958.

Некрасов И. Я. Некоторые особенности мезозойского вулканизма на северо-

востоке Якутии. «Пробл. вулканизма». Ереван, 1959. Некрасов И. Я. Интрузивные комплексы хр. Полоусного и Селенняхского кряжа и их рудоносность. Сб. «Магматизм и связь с ним полезн. ископаемых». Гостеолтехиздат, 1960а.

Некрасов И. Я. Магматизм и металлогения сев.-зап. части Верхояно-Чукотской складчатой области. В кн. «Закономерн. размещения полезн. ископ.», т. III. Изд-во АН СССР, 19606.

Некрасов И. Я. Некоторые вопросы петрографии докембрийской кристаллической толщи Селенняхского кряжа на северо-востоке Якутии. Матер. по геол. и

нолезн. ископ. Якут. АССР, вып. И. Госгеолтехиздат, 1960в.

Некрасов И. Я. Петрология Такалканского массива аляскитовых гранитов.
Тр. ЯФСО АН СССР, вып. 7. Изд-во АН СССР, 1960г.

Некрасов И. Я. О мезозойском вулканизме Северо-Восточной Якутии. Изв.

АН СССР, сер. геол., 1961, № 10.

Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-чукотской складчатой области. Тр. ЯФСО АН СССР, серия геол., сб. № 12. Изд-во АН СССР, 1962а.

Некрасов И. Я. Некоторые особенности мезозойского вулканизма на северо-

пекрасов и. м. пекоторые осооенности мезозоиского вулканизма на северовостоке Якутии. В кн. «Вопр. вулканизма». Изд-во АН СССР, 19626. Некрасов И. Я., Дьяченко В. И. Основные черты геологического строения и металлогенин Нижне-Индигирского рудного района. «Советская геология», 1960, № 1. Некрасов И. Я., Рожков И. С. Особенности магматизма северо-восточной части Якутии. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, проблема 13. Изд-во АН СССР,

Ненашев Н. И. О возрасте некоторых гранитоидов Северо-Востока СССР по данным аргонового метода. Тр. ЯФСО АН СССР, сер. геол., сб. 7. Изд-во АН СССР,

Ненашев Н. И. Время образования изверженных пород в «продольных и по-перечных» зонах западной части Верхояно-Колымской складчатой области. Тр. X сессии комисс. по определ. абс. возр. геол. формации. Изд-во АН СССР, 1962а.

Ненашев Н. И. Новые данные о возрасте изверженных пород западной части Верхояно-Колымской складчатой области. ДАН СССР, т. 142, 19626, № 3.

Ненашев Н. И. Вопросы магматизма и рудообразования на северо-востоке Якутии в свете данных абсолютного возраста. Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 9. Ненашев Н. И. Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование Восточной

Якутии. Изд-во «Недра», 1965.

Нехорошев В. П. Верхнепалеозойские мшанки Колымского края. Тр. СОПС, Колымская геологическая экспедиция, 1929—1930 гг. т. 1, ч. 3. Изд-во АН СССР, 1935. Никифорова В. Д., Гаврилов Б. П. Пермские и триасовые отложения Зап. Верхоянья. Тр. ВНИГРИ, вып. 130. Матер. по геол. и нефтен. Якут. АССР, 1959. Никифорова О. И. О некоторых брахиоподах верхнего силура бассейнов рек Хеты и Хандыги. Тр. АНИИ, т. 153, ч. V. Изд-во ГУСМП, 1941. Николаев А. А. К стратиграфии древних осадочно-метаморфических свит При-колымья. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 10. Магадан, 1956. Николаев А. А. Девонская система. Северо-Восток. ВСЕГЕИ. Геол. строение СССР. т. I. Госгеолтехизлат. 1958а СССР, т. І. Госгеолтехиздат, 1958а.

Николаев А. А. Ордовикская система. Северо-Восток. Геол. строение СССР,

Госгеолтехиздат, 19586.

Николаев А. А. Силурийская система. Северо-Восток. Геол. строение СССР, т. І. Госгеолтехиздат, 1958в.

Николаев А. А. Стратиграфия и тектоника Омулевских гор. Матер. по геол.

и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 12. Магадан, 1958г.

Николаев А. А. Северо-Восток СССР. В кн. «Стратиграфия СССР». Нижний докембрий. Полутом «Азиатская часть СССР». Госгеолтехиздат, 1963.

Николаев А. А., Пепеляев Б. В. Северо-Восток СССР. В кн. «Стратиграфия СССР». Верхний докембрий. Госгеолтехиздат, 1963.

Николаев И. Г. Материалы по геологии и полезным ископаемым южной части Хараулахских гор Якутской АССР. Тр. ВАИ, т. 107, вып. 2, 1938.

Николаев И. Г. Геологическое строение центральной части Корякского хре-

бта. Тр. ГГУ ГУСМП, вып. 19, 1945.

Николаев И. Г., Колосов Д. М. Современные ледники в Корякском хребте. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 71, вып. 8, 1939.

Николаева Т. В. Верхнесилурийские кораллы Колымского района. Матер. по изуч. Охотско-Колымского края, серия 1. Геол. и геоморфол., вып. IV, ОНТИ, 1936. Николаевский А. А. Глубинные разломы Северо-Востока СССР и их металлогеническая характеристика. Тр. СВКНИИ, вып. 11. Магадан, 1964.

Никольская В. В. К геоморфологии западной части Алдано-Охотского водо-

раздела. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXI (2), 1946.

Никольский А. П. Граниты Чукотского полуострова (районы: Лаврентьевский и Колючинско-Мечигменский). Тр. ВАИ, т. 94, вып. 1, 1937.

Никольский А. П. Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части Чукотского п-ова (районы Лаврентьевский и Колючинско-Мечигменский). Тр. ВАИ, т. 104, вып. III, 1938. Никольский А. П. Материалы к расчленению альпийского вулканического

цикла Чукотки. «Пробл. Арктики», № 10—11, ГУСМП, 1939.

Никольский А. П. Геологическое строение полуострова Амгень и Пийнкун-

ское месторождение арсенопирита. «Пробл. Арктики», № 7—8. ГУСМП, 1940. Никольский А. П., Володенков Г. Г. Краткие предварительные данные о геологическом строении восточной части Чукотского полуострова. Бюлл. Аркт. ин-та, № 12, 1935.

Новиков С. В., Скорняков П. И. Докембрий и палеозой Охотско-Колымского края. Матер. по изуч. Охотско-Колымского края, сер. I, Геол. и геоморфол., вып. VI. ОНТИ, 1936.

Обручев В. А. Новые данные о вулканах Аляски и Чукотской земли. «При-

рода», № 12. Изд-во АН СССР, 1933.

Обручев В. А. Геологическое строение северных районов Сибири. Тр. І-й геологоразвед. конференции ГУСМП, т. І. Изд-во ГУСМП, 1935. Обручев С. В. Когда и кем был открыт хребет Черского? «Геол. вестн.», т. 6, № 4—6, 1928.

Обручев С. В. Геоморфологическое исследование р. Колымы в 1929 г. Изв. АН СССР, VII серия, отд. физ.-мат., № 6, 1930.

Обручев С. В. Колымско-Индигирский край. Географ. и геологич. очерк.

- Тр. СОПС, серия Якут., вып. 1. Изд-во АН СССР, 1931. Обручев С. В. Колымско-Индигирский район. Геоморфологический очерк ЯАССР, вып. 1, геоморфология. Тр. СОПС, к десятилетию ЯАССР. Изд-во АН СССР, Геоморфологический очерк 1932.
 - Обручев С. В. Геология и полезные ископаемые Колымско-Индигирского рай-

она. Тр. СОПС, к десятилетию ЯАССР, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1933а. Обручев С. В. Геология и полезные ископаемые Лекско-Янского района. Тр.

СОПС, к десятилетию ЯАССР, вып. 2. Изд-во АН СССР, 19336. Обручев С. В. Индигирская экспедиция 1926 года. Т. И. Геологический очерк. Тр. ВГРО, НКТП СССР, вып. 299. ОНТИ, 1933в.

Обручев С. В. Чукотская летная экспедиция 1933 г. Бюлл. Аркт. ин-та, № 12,

1933r.

Обручев С. В. Итоги геолого-геоморфологических работ на Северо-Востоке Азии и проблемы дальнейшего исследования. Тр. I геогр. съезда, вып. 4, 1934а.

Обручев С. В. Материалы по тектонике Северо-Восточной Азии. «Пробл. сов. геол.», 19346, № 6, 7.

Геол.», 19040, № 6, 7.

Обручев С. В. Северное побережье Охотского моря. Наблюдения во время полета от Аяна до Камчатки 18—20 августа 1932 г. Тр. ВАИ, т. IV, 1936.

Обручев С. В. Объем и содержание понятий «хребет Черского» и «Верхоянский хребет». Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 69, № 4, 1937.

Обручев С. В. Очерк тектоники северо-восточной Азии. Сб. «Академику

Обручев С. В. Очерк тектоники северо-восточной Азии. Сб. «Академику В. А. Обручеву к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности», т. І. Изд-во АН СССР, 1938.

Обручев С. В. Докембрий северо-восточной Сибири. Стратиграфия СССР. Изд-во АН СССР, 1939.

Обручев С. В. Новая орографическая схема северо-восточной Азии. Уч. зап. ЛГУ, № 56, 1940а.

Обручев С. В. Тектоника северо-восточной Азии. Междунар. геол. конгр. Тр. XVII сесс., т. V. Гостоптехиздат, 19406.

- Обручев С. В., Рохлин М. И., Ковтун А. Г. Геология и полезные ископаемые Чукотского национального округа (р-н Чаунской губы). Тр. АНИИ, т. 112, вып. 4, 1938.
- Обут А. М., Соболевская Р. Ф., Николаев А. А. Граптолиты и стратиграфия нижнего силура окраинных поднятий Колымского массива. Изд-во «Наука», 1967.
- Огай В. Ф. О тектонике ю.-з. части Зырянской впадины. ДАН СССР, т. 147, 1962a, № 5.
- Огай В. Ф. Сравнительный формационный анализ позднемезозойских отложений северной части Предверхоянского краевого прогиба и Зырянской наложенной впадины. Тр. ЯФСО АН СССР, сер. геол., сб. 14. «Геол. и полезн. ископ. Якут. АССР». Изд-во АН СССР, 19626.
 Озерцова В. А., Крайнов В. Г. К вопросу о тектоническом строении лево-

Свережья среднего течения Малого Анюя и его верховьев (по данным аэромагнитных работ). Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 16. Матадан, 1963.
Озолевская Г. В., Некрасов И. Я. Петрография и петрохимия трахилипаритов, трахиандезитов и монцонитов горы Полевой (С-В Якутия). Тр. ЯФСО АН СССР, сб. 11, сер. геол. Изд-во АН СССР, 1962.
Онищенко Б. А. Стратиграфия и четвертичных отложений бассейна верхнего притока р. Момы). Совеш. по разраб. стратигр. схем

течения р. Тирехтях (левого притока р. Момы). Совещ. по разраб. стратигр. схем

Якут. АССР. Л., 1961.

Онищенко Б. А. Новые данные к проблеме четвертичного оледенения Северо-Востока СССР (на примере горной системы Черского). Основные проблемы изучения четвертичного периода. СО АН СССР, 1965.

Орадовская М. М. Нижний ордовик Колымского массива. ДАН СССР. 135, 1960, No. 1.

Орлова З. В. Спорово-пыльцевые спектры аллювия современных речных пойм Зап. Чукотки и их стратиграфическое значение. ДАН СССР, т. 154, 1964, № 2.

Зап. Чукотки и их стратиграфическое значение. ДАН СССР, т. 154, 1964, № 2. Островская Е. В. Кордиерит в гранитах Дарпирского батолита. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, № 1. Магадан, 1945. Павлов С. Г. Анадырско-Чукотская комплексная экспедиция ВАИ. Бюлл. Аркт. ин-та, № 1—2, 1933. Пагольский Н. Н. Новые данные о палеогеновых и неогеновых отложениях центральной части Корякского нагорья. ДАН СССР, т. 163, 1965, № 6. Падалка Г. Л. О геологическом строении северо-восточной Якутии в связи с металлоносностью. Изв. АН СССР, сер. геол., 1939а, № 5—6. Падалка Г. Л. Оловоносные интрузии северо-восточной Якутии. «Пробл. сов. геол.», т. IX, 19396, № 3. Палатный П. С. К вопросу о возрасте галогенных образований басс. р. Се-

Палатный П. С. К вопросу о возрасте галогенных образований басс. р. Серечен (Гармычанский хр.). «Колыма», Магадан, 1961, № 5.

Палибин И. В. Новые данные о третичной и послетретичной флоре районов низовьев р. Лены. Матер. по истории флоры и растительности СССР. Вып. И. Изд-во АН СССР, 1946.

Палымский Б. Ф. О среднепалеозойских гранитоидах в бассейне р. Большого-Анюя (новые данные). Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 19.

Магадан, 1966.

Панов В. В. Стратиграфия мезозойских отложений западного склона Верхоянского хребта в междуречье Собопол-Кюндюдэй. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, вып. II. Госгеолтехиздат, 1960.

Панычев И. А. Стратиграфия пермских и мезозойских отложений участка больших излучин р. Колымы. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 19. Магадан, 1966.

Паракецов К. В. Новые данные о возрасте вулканогенных отложений Яблон-Ерополского водораздела. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 15. Магадан, 1961а.

Паракецов К. В. Четвертичные отложения района Чаунской губы. Зап.

Чукот. краевед. музея, вып. II. Магадан, 19616.
Паракецов К. В. Северо-Восточное Приколымье в раннемеловую эпоху. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, № 18. Магадан, 1966.
Паракецов К. В., Городинский М. Е. К вопросу о возрасте аркозовых песчаников в районе Чаунской губы. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост.

СССР, вып. 19. Магадан, 1966.

Пепеляев Б. В. Схема стратиграфии докембрия, нижнего и среднего палеозоя Приколымья. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Пепеляев Б. В. Материалы к стратиграфии нижнекаменноугольных отложений Приколымья. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 14. Магадан, 1960.

Пепеляев Б. В. О находке неметаморфизованного битума в юго-восточной части Колымского срединного массива. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 15. Магадан, 1961.

Пепеляев Б. В., Терехов М. И. Новые данные по стратиграфии Алазейского

плоскогорья. «Советская геология», 1962а, № 2. Пепеляев Б. В. и Терехов М. И. О находках псилофитовой флоры в девонских отложениях бассейна среднего течения р. Колымы. ДАН СССР, т. 143, 19626, № 4.

Пепеляев Б. В., Терехов М. И. Стратиграфия и элементы тектоники Алазейского плоскогорья. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 16. Магадан, 1963.

Пергамент М. А. Верхнемеловые отложения северо-западной Камчатки. ДАН СССР, т. 120, 1958, № 3.
Пергамент М. А. Меловые отложения С-3 Камчатки и их сопоставление с окружающими территориями. Тр. Межвед, совещ, по разраб, унифиц, стратигр, схем. Сев.-Вост. СССР, Магадан, 1959.
Пергамент М. А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северо-Западной

Пергамент М. А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северо-Западной Камчатки. Тр. ГИН АН СССР, вып. 39, 1961.
Пергамент М. А. Иноцерамы и стратиграфия мела Тихоокеанской области. Тр. ГИН АН СССР, вып. 118, 1965.

Пергамент М. А. Зональная стратиграфия и иноцерамы нижней части верхнего мела Тихоокеанского побережья СССР. Тр. ГИН АН СССР, вып. 146, 1966. Перчук Л. Л. Магматическое замещение карбонатных толщ с образованием

нефелиновых сиенитов и других щелочных пород на примере Дежневского массива. В кн. «Физ. хим. пробл. формирован. горн. пород и руд». Изд-во АН СССР, 1963. Петров О. М. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Чукотского полуострова. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Магадан, 1959.

Петров О. М. К истории развития рельефа приморских равнин Чукотского полуострова. Геоморфол. комис. АН СССР. Изд-во АН СССР, 1960.

Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. Изд-во «Наука», 1964.

Петрушевский Б. А. К истории развития зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. XLI (1), 1966.

Пичугина Г. К., Ли В. П. Верхнемиоценовые отложения западной части Олюторского полуострова (Корякское нагорье). Уч. зап. НИИГА. Регион. геол., вып. 8, п. 1966. Л., 1966.

Погожев А. Г., Голяков В. И., Арсанов А. С. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений восточного побережья Пенжинской губы. В кн. «Гео-

логия Корякского нагорья». Госгортехиздат, 1963. Погожев А. Г., Семейкин А. И. Третичные отложения Северо-Востока СССР. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Полевой П. И. Геологические исследования бассейна р. Анадырь. Изв. Геол-

кома, отчет за 1912 г., т. 32, № 1. СПб., 1913. Полевой П. И. Анадырский край. Главнейшие результаты Анадырской экспе-

полуботко И. В. Стратиграфический разрез перми, триаса и юры в бассейне рек Бытантая и Эчия. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Полуботко И. В., Репин Ю. С. Стратиграфия и аммониты центральной части Омолонского массива. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 19.

Полуботко И. В., Репин Ю. С. Новая схема зонального расчленения нижнего лейаса на Северо-Востоке СССР. ДАН СССР, т. 176, 1967, № 5. Полуботко И. В., Худолей К. М. О находке раннегеттангских аммонитов

на Северо-Востоке СССР. Палеонтол. журн., 1960, № 3.

Пономарев В. М. Время и условия образования ископаемых льдов Чукотки.

Матер. совещ. по изуч. льда и снега. Изд-во АН СССР, 1951. Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л. Новые данные по стратиграфии па-леозоя Пенжинского хребта (Северо-Западная Камчатка). «Геология и геофизика»,

Попов Г. Г. Стратиграфия нижнего мела Северо-Востока СССР. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959а.
Попов Г. Г. Стратиграфия нижнемеловых отложений Зырянской угленосной площади. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 19596.

Попов Г. Г., Буряк Г. В. и др. Угольные бассейны и м-ния Северо-Востока СССР и Камчатки. «Геол. м-ний угля и горюч. сланцев СССР», т. 10. Госгеолтех-

издат, 1962.

Попов Л. Н. Стратиграфия палеозойских отложений басс. верхнего течения Индигирки. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост.

СССР. Магадан, 1959. Попов Л. Н. Взаимоотношения двух разновидностей гранитов Чималгинского массива. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, вып. IV. Якутск, 1961а.

Попов Л. Н. Об особенностях накопления верхнетриасовых и юрских осадков в бассейне р. Тобычан. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, вып. IV. Якутск, 1961б.

Попов Л. Н. Литолого-формационный анализ отложений Верхоянского комплекса верховьев р. Индигирки. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, вып. Х.

Якутск, 1962.

Попов Ю. Н. Новые виды аммоней из триасовых отложений Охотско-Колымского края. «Проблемы Арктики», № 12. Изд-во ГУСМП, 1939а.

Попов Ю. Н. Триасовые отложения в районе истоков р. Колымы. «Пробл. Арктики», № 12. Изд-во ГУСМП, 19396.
Попов Ю. Н. О стратиграфии и палеогеографии нижнего триаса Северо-Восточной Азии. «Советская геология», 1940, № 12.

Попов Ю. Н. Области сноса и седиментации в Верхояно-Колымской геосинкли-

Попов Ю. Н. Ооласти сноса и седиментации в Верхояно-колымской геосинклинали в пермский период. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945а, № 3. Попов Ю. Н. Распространение и палеонтологическая характеристика среднетриасовых отложений Северо-Востока Азии. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 1. Магадан, 1945б. Попов Ю. Н. Фауна ладинского триаса из окрестностей Оймякона. Матер. по

геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, № 2. Магадан, 1946.

Попов Ю. Н. О современном оледенении Северо-Востока Азии в связи с проблемой древнего оледенения. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 79, вып. 3, 1947.

Попов Ю. Н. Некоторые новые виды скифских и среднетриасовых аммонитов и пелеципод из бассейна реки Колымы. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 3. Магадан, 1948а.

Попов Ю. Н. Новые представители из рода Kolymia Licharew. ДАН СССР, т. XI, 19486, № 4. Попов Ю. Н. Новый вид из семейства Halobiidae Kittl. в верхнем триасе Индигирско-Колымского края. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 3. Магадан, 1948в. Попов Ю. Н. Находка сибирского носорога на Индигирке. «Природа», 1949а,

Попов Ю. Н. Основные разрезы пермских отложений на Северо-Востоке СССР. Матер. по геол. Сев.-Вост. СССР, вып. 6. Магадан, 19496.

Попов Ю. Н. Otoceras из нижнего триаса Восточного Верхоянья. Матер. по

геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 10. Магадан, 1956.
Попов Ю. Н. Биостратиграфия триаса Северо-Востока Сибири. Тр. НИИГА.
Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., вып. 1, Л., 1957а.

Попов Ю. Н. Некоторые пермские пелециподы, гастроподы и аммониты Верхоянья. Тр. НИИГА. Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., вып. 1, Л., 1957б. Попов Ю. Н. Расчленение морского нижнего триаса Азии на два яруса. Бюлл. науч.-техн. инф., ОНТИ МГИОН СССР, 1957в.
Попов Ю. Н. Hedenstroemiidae Верхоянско-Колымской области. Ежегодн. ВПО,

т. XVI. Госгеолтехиздат, 1957 г.

Попов Ю. Н. Находка Otoceras в нижнем триасе Восточного Верхоянья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958a, № 12.

Попов Ю. Н. Некоторые пермские пелециподы и аммониты Верхоянья. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 12. Магадан, 19586.

Попов Ю. Н. Пермские аммоноидеи Северо-Востока СССР. Матер. по геол.

полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 13. Магадан. 1958в.

Попов Ю. Н. Тектонические особенности Северо-Востока Азии. «Советская геология», 1958, № 8.

Попов Ю. Н. Аммониты и пелециподы пермских отложений Северо-Востока СССР и их стратиграфическое значение. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стра-

тигр. схем Сев.-Вост. СССР, Магадан, 1959а.
Попов Ю. Н. Стратиграфия и палеонтологическая характеристика триаса Северо-Востока СССР. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост.

СССР. Магадан, 1959б.

Попов Ю. Н. Верхнекаменноугольные аммоноидеи Орулганского хребта. Тр. НИИГА, т. 111. Л., 1960a.

Попов Ю. Н. Кореляция отложений триаса Арктики и субарктических районов.

Тр. НИИГА, т. 114, вып. 14. Л., 19606.

Попов Ю. Н. Открытие нижнетриасовых отложений в Чукотской складчатой зоне. «Советская геология», 1960в, № 2.

Попов Ю. Н. Норийские аммоноидеи Северо-Востока Азии. Матер. по геол.

и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 15. Магадан, 1961а. Попов Ю. Н. Норийские отложения Северо-Востока СССР и проблема рэт-

ского яруса. Тр. НИИГА, т. 123, вып. 16. Л., 19616.
Попов Ю. Н. Проблема рэтского яруса на Северо-Востоке Азии. «Советская геология», 1961в, № 3.
Попов Ю. Н. Триасовые аммоноидеи Северо-Востока СССР. Тр. НИИГА,

т. 79. Л., 1961г.

Попов Ю. Н. Новые виды аммоноидей из оленекского яруса Верхоянья и Лено-Оленекского междуречья. Тр. НИИГА, т. 127, вып. 3, Л., 1962. Попов Ю. Н. Нижнекаменноугольные гониатиты Южного Верхоянья. Уч. зап.

НИИГА, вып. 5, Л., 1964. Попов Ю. Н. Возраст слоев с Yakutoceras в Верхоянье. Уч. зап. НИИГА, вып. 7. 1965.

Попов Ю. Н. Среднекаменноугольные отложения Верхоянья. Матер. по геол.

и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 19. Магадан, 1966.

Попова А. Д. Палеоботаническое обоснование стратиграфии верхнемеловых отложений С-В Азии (по матер. А. Н. Криштофовича и работам геологов Колымы). В кн. «Вопр. биостратигр. континент. толщ». Тр. III сессии ВПО. Госгеолтехиздат, 1959.

Постельников Е. С., Пущаровский Ю. М. О тектоническом строении Приколымского поднятия. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 6, 1959.

Потэбня И. С. Интрузивы Аллах-Юньского золотоносного района. Тр. треста Золоторазведка и ин-та НИГРИЗолото, вып. 13. ГОНТИ, 1940. Похиалайнен В. П. Готерив-барремские отложения Северо-Западной Камчатки. «Геология и геофизика», 1967, № 6.

Принада Б. Д. Материалы к познанию мезозойской флоры бассейна р. Колымы. Матер. по изуч. Колымско-Индигирского края, сер. 2, Геол. и геоморфол., вып. 13. ГОНТИ, 1938.

Прощенко Е. Г. К вопросу о возрасте метаморфических пород Селенняхского

кряжа. «Геология и геофизика», 1962, № 3.

Пущаровский Ю. М. Схема тектонического районирования Северо-Востока СССР. ДАН СССР, т. 105, 1955, № 5. Пущаровский Ю. М. О тектонике Северо-Востока СССР. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 31, вып. № 5, 1956. Пущаровский Ю. М. Стратиграфия и тектоника хр. Сеттэ-Дабан (южн.

Верхоянье). «Советская геология», 1957, № 59.

Пущаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 28. Изд-во АН СССР, 1959.

Пущаровский Ю. М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики. Изв.

AH СССР, сер. геол., 1960a, № 9.

Пущаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозоиды северо-

пущаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогио и мезозоиды северовосточной Азии. Тектоника СССР, т. 5. Изд-во АН СССР, 19606.
Пущаровский Ю. М. О тектоническом положении вулканических зон на западе Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. В кн. «Вулканические и вулканоплутонические формации». Изд-во «Наука», 1966.
Пчелинцева Г. Т., Тучков И. И. Юрская система. Северо-Восток. Геол.

строение СССР, т. І, Стратиграфия. Госгеолтехиздат, 1958.

Рабинович Ф. К. Верхнемеловые и третичные отложения Охотско-Колымского края. Матер. по изуч. Охотско-Колымского края, сер. 1, геол. и геоморфол., вып. 7. ОНТИ, 1936.

Рабкин М. И. Основные черты геологии и перспективы золотоносности южной

части Чукотского полуострова. «Пробл. Арктики», № 5. ГУСМП, 1939.

Рабкин М. И. Геолого-петрографический очерк р-на бухты Преображения— реки Эргувеем (Чукотский полуостров). Тр. АНИИ, т. 161, 1941.
Рабкин М. И. Петрография кислых интрузий Чукотского округа и их металлоносность. Тр. ГГУ ГУСМП, вып. 25, 1946.

Рабкин М. И. Щелочные основные и ультраосновные эффузивы южной части

Чукотского полуострова. Тр. НИИГА, т. 43, вып. 3. Л., 1954. Рабкин М. И. и Тихомиров Н. И. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части Чукотского полуострова (по материалам Лаврентьевской партии Восточно-Чукотской экспедиции ВАЙ, 1934—1935 гг.). Тр. ВАЙ, т. 104, вып. 3. Изд-во ГУСМП, 1938. Равич М. Г. Кислые интрузии хребта Полоусного. Тр. АНИИ, т. 142. Изд-во

ГУСМП. 1939.

Равич М. Г. Геология и рудные проявления бассейна р. Ольджо. «Проблемы Арктики», 1940, № 5.
Равич М. Г. Особенности оловоносных интрузий восточного сектора Арктики

и Субарктики. Тр. НИИГА, т. X, вып. 1. Л., 1951. Радзивилл А. Я. Новые данные по геологии юго-восточной части южного Анюйского хребта. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, № 17. Магадан, 1964.

Радзивилл А. Я., Палымский Б. Ф. К стратиграфии палеозойских образований верховьев р. Большого Анюя. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев. Вост. СССР, вып. 19. Магадан, 1966.
Радченко А. А. О раннепермской флоре района г. Охотска. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 15. Магадан, 1961.

Разгонов О. П. Стратиграфия мезозойских отложений бассейнов верховий рр. Лепискэ и Белянки. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, вып. 1Х. Госгеолтехиздат, 1962.

Рапопорт Л. Г., Романовский Н. Н. Палеогеография четвертичного времени на северном побережье Яно-Индигирской низменности по диатомовой флоре. В сб. «Вопр. физ. геогр. поляр. стран», вып. 2, 1959. Резанов И. А. О рифейских отложениях Охотского массива. ДАН СССР,

125, 1959, **№** 4.

Резанов И. А. О новейшей тектонике и сейсмичности Северо-Востока СССР. Бюлл. Совета по сейсмол. АН СССР, № 10, 1960.

Резанов И. А. Некоторые вопросы истории развития Северо-Востока СССР в рифее и палеозое. Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., 1962, № 2. Резанов И. А. О геологической интерпретации профиля глубинного сейсмического зондирования Магадан-Колыма. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 19626, № 7.

Резанов И. А. О «Колымской платформе» на Северо-Востоке СССР. Изв.

АН СССР, геол. серия, 1964, № 11. Резанов И. А. Особенности строения и развития мезозоид Северо-Востока СССР. Изд-во «Наука», 1968.

Резанов И. А., Кочетков В. М. Новейшая тектоника и сейсмическое районирование Северо-Востока СССР. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1962а, № 12. Резанов И. А., Зарудный Н. Н. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. Изд-во АН СССР, 19626. Резанов И. А., Зарудный Н. Н. О строении земной коры на Северо-Востоке СССР. «Советская геология», 1965, № 1.

Репин Ю. С. Новый род аммонитов из тоарского яруса Северо-Востока СССР.

«Палеонтологический журнал», 1968, № 3.

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных страти-

графических схем для Северо-Востока СССР. Госгеолтехиздат, 1959.

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Гостоптехиздат, 1961.

Ржонсницкая М. А. К биостратиграфическому расчленению девона Северо-Востока СССР. Информ. сборн. ВСЕГЕИ, 42, 1961.

Родин Р. С. Надвиги в Восточном Верхоянье. Научн. ежегод. Саратов. ун-та,

геол. фак. и н.-и. ин-т геол. Саратов, 1955. Рожков И. С., Гринберг Г. А., Кухтинский Г. Г. Некоторые особенности геологии и металлогении района верхнего течения р. Индигирки. «Геология и геофизика», 1961, № 11.

Розенблюм И. С. Новые данные о триасовых отложениях северо-восточной части Корякского нагорья. Уч. зап. НИИГА. Регион. геология, вып. 8. Л., 1966.
Романовский Н. Н. О строении Яно-Индигирской приморской аллывиальной

равнины и условиях ее формирования. Сб. «Мерэлотн. исслед.», вып. 2, МГУ, 1961. Рохлин М. И., Равич М. Г. Некоторые особенности кислых оловоносных интрузивных пород Чаунского района. «Пробл. Арктики», № 1. ГУСМП, 1939. Руб М. Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов (на примере Балыгычано-Сугойского района). Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 4. Рудич К. Н. Доинтрузивные дайковые образования Морджотского р-на (бассейн р. Белелёх). Матер по геол и полези искли Сер. Вост. СССР, рып. 10. Матер по

сейн р. Берелёх). Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев. Вост. СССР, вып. 10. Магадан,

1956.

Рудич К. Н. Магматизм и особенности тектонического строения хр. Сарычева (Яно-Колымская складчатая область). Госгеолтехиздат, 1959.

Рудич К. Н. О «послегранитовых» дайках бассейна р. Берелёха. «Советская геология», 1960, № 6. Рудич К. Н. Мареканиты Охотского побережья. Тр. лабор. вулканол., вып. 22,

Рудич Қ. Н. Позднечетвертичный вулкан Балаган-Тас. В кн. «Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири». Изд-во «Наука», 1964.

Рудич К. Н. Вулкано-плутонические формации цепи Черского. Изд-во «Наука»,

Руженцов В. Е. Первые аммоноидеи из пермских отложений Верхоянья. АН СССР, «Палеонтологический журнал», 1961, № 2.

Русаков И. М., Егиазаров Б. Х. Стратиграфия докембрийских и палео-

зойских отложений восточной части Корякского хребта. Тр. НИИГА, т. 85, № 9, 1958. Русаков И. М., Егиазаров Б. Х. Стратиграфия мезозойских отложений южного склона восточной части Корякского хребта. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959а.

Русаков И. М., Егиазаров Б. Х. Схема стратиграфии допалеозойских и палеозойских отложений Корякского хр. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959б.
Русаков И. М., Трухалев А. И. Находка триасовой фауны в восточной части Корякского хребта и ее значение. ДАН СССР, т. 145, 1962, № 2.
Русаков И. М., Трухалев А. И. Древние геологические образования Корякского хребта их место и роль в его геологическом разрижим.

рякского хребта, их место и роль в его геотектоническом развитии. Уч. зап. НИИГА, региональная геология, вып. 3, 1964.

Русаков И. М., Трухалев А. И. Древние отложения. В кн. «Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья». Изд-во «Недра», 1965.

Рухин Л. Д. Нижнепалеозойские кораллы и строматопороидеи верхней части бассейна р. Колымы. Матер. по изуч. Колымско-Индигирского края, сер. 2, вып. 10. ГОНТИ, 1938.

Рыцк В. И. Геологическое строение и полезные ископаемые западной половины хребта Полоусного и хребта Кюндюлюнга. Тр. АНИИ, т. 142. Изд-во ГУСМП, 1939. Рябинин А. Н. Позвонок ихтиозавра из верхнего триаса Колымского края. «Природа», 1946, № 9.

Рябинин В. Н. Силурийские строматопороидеи с р. Колымы и из Верхоянского хребта. Тр. СОПС, Колымская геологическая экспедиция 1929—1930 гг., т. I, ч. 1. Изд-во АН СССР, 1932.

Рябинии В. Н. О палеозойских строматопороидеях района р. Колымы. Матер. по изуч. Окотско-Колымского края, сер. І. Геол. и геоморфол., вып. 4. ОНТИ. 1936.

Савицкий В. Е. О границе синия и кембрия на северо-востоке Сибирской платформы, Таймыг № 13, Л., 1959. Таймыре и Хараулахе. Тр. НИИГА, Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр..

Садовский А.И. Формации Нижне-Малоанойской впадины и история ее развития. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 15. Магадан, 1961.

Садовский А. И. Новые данные по стратиграфии кайнозойских отложений нижнего течения р. Колымы и побережья Восточно-Сибирского моря. «Геология и геофизика», 1962а, № 5.
Садовский А.И. Новые данные по стратиграфии и тектонике мезозойских

отложений нижнего течения р. Колымы. «Геология и геофизика», 19626, № 8. Садовский А.И. Палеозойские отложения Анюйского мегаантиклинория.

«Геология и геофизика», 1964, № 10.

Сакс В. Н. Геологический очерк Чукотского края. Тр. ВАИ, т. 87, ч. 1, 1937. Сакс В. Н. К тектонике северо-восточной части Якутии. «Проблемы Арктики», № 5—6. Изд-во ГУСМП, 1938. Сакс В. Н. О расчленении четвертичных отложений северо-восточной Якутии. «Проблемы Арктики», № 6. Изд-во ГУСМП, 1939.

Сакс В. Н. О мезозойской истории в бассейнах Колымы и Индигирки. «Советская геология», 1940, № 9. Сакс В. Н. Четвертичная история Чукотского округа. «Проблемы Арктики»,

№ 3. Изд-во ГУСМП, 1946.

Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. НИИГА, т. 77, 1953.

Сакс В. Н., Моор Г. Г. Геология и петрография Алазейского плато. Тр. ГГУ ГУСМП, вып. 5. Изд-во ГУСМП, 1941.

Салищев К. А. Новая география Колымско-Индигирского края. Новости кар-

тографии, вып. 1, 1931.

Салищев К. А. Река Индигирка и Индигирско-Колымский водораздел север-

Самылина В. А. Покрытосеменные растения из нижнемеловых отложений Колымы. «Ботан. журн.», т. XIV, 1960, № 3.

Самылина В. А. О меловой флоре Аркагалинского угленосного бассейна. ДАН СССР, т. 147, 1962, № 5.

Самылина В. А. и Филатов С. И. Стратиграфия и флора нижнемеловых отложений Бальтина В. А. и Филатов С. И. Стратиграфия и флора нижнемеловых отложений Бальтина. Суробокого прориба. ПАН СССР ж. 166, 1066. № 1

отложений Балыгычан-Сугойского прогиба. ДАН СССР, т. 166, 1966, № 1. Сарычев Г. Путешествие флота капитана Сарычева по северо-восточной части Сибири, Ледовитому морю и Восточному океану в продолжение восьми лет при географической и астрономической морской экспедиции, бывшей под начальством флота капитана Биллингса с 1785 по 1793 г., т. 112, СПб., 1802.
Сарычев Г. Путешествие Биллингса через Чукотскую землю от Берингова

пролива до Нижне-Колымского острога и плавание кап. Галля на судне «Черный Орел» по Северо-Восточному океану в 1791 г. СПб., 1811. Севостьянов Д. П. Об оледенении крайнего северо-востока Сибири. «Земле-

ведение», № 1, 1910.

Серебряков В. А. Гранитный массив Чьорго. Матер. по геол. и полезн. ископ.

Сев.-Вост. СССР, вып. 14. Магадан, 1960.

Серебряков В. А. Оханджинский гранитоидный массив и сопоставление его с массивом Чьорго (басс. верховьев р. Колымы). Изв. высш. учебн. завед. «Геол. и развед.», 1961, № 1.
Серебряков В. А. Геологическое строение Негаяхского гранитоидного массива. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 18. Магадан, 1966.
Серпухов В. И. Геологический очерк верхней части рек Юдомы, Маи и Кетания. Тр. достоворательного и и и верхней части рек Юдомы, Маи и Кетания. Тр. достоворательного и и и и верхней части рек Юдомы, Маи и Кетания.

танды. Тр. треста «Золоторазведка» и ин-та НИГРИЗолото, вып. 13. ГОНТИ, 1940а. Серпухов В. И. Геология Верхоянского комплекса. Тр. треста «Золоторазведка» и ин-та НИГРИЗолото, вып. 13. ГОНТИ, 19406.

Серпухов В. И. Эффузивные породы Джугджура. Тр. треста «Золотораз-

ведка» и ин-та НИГРИЗолото, вып. 13. ГОНТИ, 1940в. Серпухов В. И., Бойков Д. Ф. Геологическое строение и полезные иско-паемые Чукотского полуострова в районе мыса Шмидта. Тр. ВАИ, т. 95, вып. И. Изд-во ГУСМП, 1938.

Сидяченко А. И., Каныгин А. В. К стратиграфии ордовикских отложений Омулевских гор (Северо-Восток СССР). «Геология и геофизика», 1965, № 3. С и м а к о в А. С. О крупном разломе в бассейне реки Колымы. Матер. по геоло-

гии Сев.-Вост. СССР, вып. 5. Магадан, 1949. С и м а к о в А. С. Стратиграфия триасовых отложений Буюндино-Бохапчинского района. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Симаков К. В. К вопросу о стратиграфии нижнекаменноугольных отложений северо-восточной части Омолонского массива. Уч. зап. НИИГА, вып. 7. Л., 1965.

Симаков К. В. Разрез живетских отложений в северо-восточной части Омолонского массива. В кн. «Новые данные по биостратиграфии девона и верхнего палеозоя

ского массива. В кн. «повые данные по оностратиграфии девона и верхнего палеозоя Сибири». Изд-во «Наука», 1967.

С и н е л ь н и к о в а В. Н. К вопросу о возрасте энемтенской свиты Западной Камчатки. Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 1.

С к о р н я к о в П. И. и Т.у п и ц и н Н. В. Геоморфологический очерк Охотско-Колымского края. Матер. по изуч. Охотско-Колымского края, сер. 1. Геол. и геоморфол., вып. 10. ОНТИ, 1936.

Слодкевич В. С. Фауна моллюсков из плейстоценовых отложений побережья залива Лаврентия (Чукотский полуостров). Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., LXIV, вып. 1, 1935.

Слодкевич В. С. и Ильина А. П. К стратиграфии третичных отложений на западном побережье Камчатки в районе бухты Подкагерной. Матер. по изуч. Охотско-Колымского края, сер. 1. Геол. и геоморфол., вып. 5, 1937.

Слюнин Н. В. и др. Охотско-Колымский край, естественноисторическое описа-

ние. Изд-во Мин-ва финансов, т. 1, СПб., 1900. Смирнов В. И. К вопросу о геоморфологии и новейшей тектонике западного Верхоянья. Сб. «Вопросы географии Якутии». Якутск, 1961. Смирнов С. С. О тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР, сер. геол.,

1946a, № 2

Смирнов С. С. Тихоокеанский рудный пояс в пределах СССР. «Природа», 19466, № 2.

Смирнов С. С., Цареградский В. А. Северо-Восток Азии, его металлогения и оловоносность. Изв. АН СССР, отд. естеств. и мат. наук, сер. геол., 1937, № 5. Снятков Б. А. Основные черты структуры северной части Верхоянского мег-

антиклинория. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 13. Магадан, 1958.

Снятков Л. А., Васьковский А. П. Геологическая карта части Охотско-Колымского края (объясн. зап.). Матер. по изуч. Охотско-Колымского края, сер. 1,

Геол. и геоморфол., вып. 1. ГОНТИ, 1938.

Снятков Л. А., Снятков Б. А. Верхояно-Чукотская складчатая область.
Геол. строение СССР, т. 3, Тектоника. Госгеолтехиздат, 1958.
Соболев Н. Д. Геологические исследования в Верхне-Тырском районе и по маршруту через Верхоянский и Колымский хребты. Матер. Якут. эксп. ИМС, вып. II. ВНИИМС, вып. 114. ОНТИ, 1937.

Соколов Б. С. Пермские кораллы юго-восточной части Омолонского массива (с общим обзором плерофиллоидных ругоз). Тр. ВНИГРИ, вып. 154. Палеонтол. сб.,

2. Госгеолтехиздат, 1960.

Соколова Е. А. О двух редких базальтоидно-щелочных породах, найденных в бассейнах рек Колымы и Ини. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 3. Магадан, 1948.

Соколова Е. А. Комплекс малых интрузивов Верхне-Сеймчанского района и связанная с ним рудоносность. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 10. Магадан, 1956. Соловьев П. А. Лед в вечномерзлых грунтах в районе поселка Анадырь.

«Недра Арктики», т. 11, 1947. Соломина Р. В. К стратиграфии пермских отложений Северного Хараулаха. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 17, Л., 1959.

Соломина Р. В. Данные о возрасте атырдахской свиты на Северном Харау-

Тр. НИИГА. Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., вып. 21, Л., 1960. Соломина Р. В. К стратиграфии каменноугольных отложений Верхоянья. Тр. НИИГА. Сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., вып. 30, Л., 1962.
Сперанская И. М. Меловой вулканизм Охотского пояса Северо-Востока

СССР. «Проблемы вулканизма». Ереван, 1959.

Сперанская И. М. Игнимбриты в вулканогенных толщах северного побережья Охотского моря и вопросы их происхождения. Тр. лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20, 1961.

Сперанская И. М. Қайнозойская формация платобазальтов северного побе-

режья Охотского моря. «Геология и геофизика», 1962а, № 2. Сперанская И. М. Меловой вулканизм Охотско-Чаунского пояса С-В СССР. «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 19626.

Сперанская И. М. О связи интрузивных образований с эффузивами на левобережье р. Нилгысы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962в, № 8.
Сперанская И. М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 16. Магадан, 1963а.

Сперанская И. М. Петрохимические типы меловых лав в различных тектонических районах Охотского побережья. В сб. «Петрохнмические особенности молодого вулканизма». Изд-во АН СССР, 19636.

Спижарский Т. Н. Геологический очерк Лено-Индигирского района. Тр. ВАИ, т. 87, ч. 1. Изд-во ГУСМП, 1937.
Спижарский Т. Н. Четвертичное оледенение Лено-Индигирской области. «Пробл. Арктики», № 11. Изд-во ГУСМП, 1940.
Спижарский Т. Н., Хейфец И. З. Геология, геоморфология и металлоге-

ния южной части Сартано-Адычанского междуречья. Тр. АНИИ, т. 164. Изд-во ГУСМП. 1940.

Спрингис К. Я. О симметрии западной части Верхоянско-Колымской склад-. чатой области. Изв. АН Латв. ССР, 1957, № 7.

Спрингис К. Я. О структурной связи Верхоянской складчатой зоны с При-

амурьем и Забайкальем. Изв. АН Латв. ССР, 1958а, № 1. Спрингис К. Я. Тектоника Верхояно-Колымской складчатой области. История

развития структуры в палеозое и мезозое. Изд-во АН Латв. ССР, 19586. Спрингис К. Я. Некоторые признаки проявления новейших тектонических движений в Верхоянско-Колымской складчатой области. В сб. «Неотектоника СССР». Изд-во АН Латв. ССР, 1961.

Спрингис К. Я. Эффузивный магматизм и тектоника мезозойской складчатой

области северо-востока Азии. «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.

Стальнов Г.И. Геологические исследования в Охотском золотоносном районе. Матер. по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, № 46. Владивосток, 1926. Стальнов Г.И. Геологические исследования в Охотском районе. Отч. Геол-кома за 1925—1926 гг., 1927а.

Стальнов Г. И. Геологические исследования в районе от Охотска до мыса Ногдана. Матер. по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, № 50. Владивосток, 1927б.

Стовас М. В. Молодое тектоническое поднятие северных склонов Сибири и Чукотского полуострова. «Геофизика и астрономия». Информ. бюлл., № 19, 1966.

Стрелков С. А. Стратиграфия четвертичных отложений побережья моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.
Стулов Н. Н. Дайки редких щелочных пород в бассейне реки Оротукан. «Колыма», Магадан, 1947, № 7.

Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. О тектонической природе основных структурных элементов востока Сибирской платформы. «Геотектоника», 1966, № 2.

Сукачев В. Н. Исследования растительных остатков из пищи мамонта, найденного на р. Березовке, Якутской области. Научн. результ. эксп., снаряж. импер.

АН для раскопки мамонта, найденного на р. Березовке в 1901 г., т. 3. СПб., 1911. Сукачев В. Н. Некоторые данные о доледниковой флоре Северной Сибири. Тр. Геол. муз. АН, т. IV, вып. 4. СПб., 1911. Тархова М. А. Мезо-кайнозойский интрузивный магматизм хр. Джугджур и его металлогенические особенности. Матер. к I Всес. конф. по геол. и металл. Тихоокеанск. рудн. пояса, вып. 2. Владивосток, 1960.

Тархова М. А., Чешихина К. Г. Меловые интрузии центральной части хр. Джугджур. Тр. ВАГТ, вып. 7, 1961.

Твердохлебов В. А. Направление доледникового стока Индигирки. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1962, № 5.

Тектоника Евразии (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии, м-6 1:5 000 000). Гл. ред. Яншин А. Л. Изд-во «Наука», 1966.
Тетяев М. М. К тектонике Арктики. Тр. І-й геологоразведочной конференции Главсевморпути 24—27 апреля 1935 г., т. І. Изд-во ГУСМП, 1935.
Тильман С. М. К вопросу о геологическом строении северного крыла Олойского прогиба. ДАН СССР, т. 121, 1958а, № 2.

Тильман С. М. Тектоническое строение Приколымья. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 13. Магадан, 19586.

Тильман С. М. Новые данные по стратиграфии меловых отложений Анюйского района. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Тильман С. М. Тектоника и история развития северо-восточного Приколымья. Тр. СВКНИИ, вып. 1. Магадан, 1962.

Тильман С. М. К вопросу о тектоническом развитии северо-восточной окраины Азии в палеозойское время. В кн. «Геология Корякского нагорья». Госгортехиздат, 1963.

Тильман С. М., Егоров Д. Ф. Новые данные по стратиграфии и тектонике правобережья р. Колымы в ее нижнем течении. ДАН СССР, т. 113, 1957, № 2. Тильман С. М. и Сосунов Г. М. Некоторые особенности развития Чукотской геосинклинальной зоны в нижнем триасе. ДАН СССР, т. 130, 1960, № 4.

Тимашев И. Е. Новые данные о нижнечетвертичных отложениях западной окраины Яно-Индигирской низменности. ДАН СССР, т. 165, 1965, № 6. 34 Зак. 1016

Титов В. А. Верхнемезозойский вулканизм Охотского склона. Матер. по геол. -и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, № 1. Магадан, 1945.

Титов В. А. Стратиграфия меловых отложений Корякского нагорья. Тр. Меж-

вед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР, Магадан, 1959. Титов В. А. Отложения меловой системы Корякского нагорья. Тезисы докл. совещ. по разраб. унифиц. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. ВНИГРИ, Л., 1959.

Титов В. А. Общие черты геологического строения и полезные ископаемые Корякского нагорья. В кн. «Сырьевые ресурсы Камчатской области». Изд-во АН СССР,

1961.

Тихомиров Б. А. Основные черты четвертичной истории растительного по-крова Советской Арктики. Тр. Ин-та географии, вып. 37. Изд-во АН СССР, 1946. Тихомиров Б. А. и Куприянова Л. А. Исследование пыльцы из расти-

тельных остатков пищи березовского мамонта. ДАН СССР, т. 95, 1954, № 6. Тихомиров Н. И., Рабкин М. И. Сиенитовый массив мыса Дежнева. Тр. ВАИ, т. 94, вып. 1. Изд-во ГУСМП, 1937.

Толль Э. В. Почвенный лед и условия сохранения трупов послетретичных животных на севере Сибири. Изв. Вост. Сиб. отд. РГО, т. XXIII, № 2, 1892.

Толль Э. В. О распространении кембрийских и нижнесилурийских отложений в Сибири. Предварительное сообщение. Зап. минер. об-ва, сер. 2, ч. 33, вып. 1, 1895. Толль Э. В. Отчет о двукратном путешествии на Новосибирские острова и

об исследованиях от р. Яны до р. Анабары. Изв. АН, т. X, № 1, 1899. Толмачев И. П. О результатах исследования кусков льда, доставленных г. Герцем с места раскопок мамонта на р. Березовке. Тр. СПб., об-ва естествоиспыт., 33, вып. 1, прот. 198. СПб., 1902.

Толмачев И. П. Почвенный лед с р. Березовки (в С.-В. Сибири). Научн. результ. экспед., снаряж. АН для раскопок мамонта, найденного на р. Березовке в 1901 г., т. 1. СПб., 1903.

Толмачев И. П. По Чукотскому нобережью Ледовитого океана. Геол. эксп. изуч. полярного побережья. Отд. торгового мореплавания Министерства торговли и промышленности. СПб., 1911.

Толмачев И. П. Материалы к познанию палеозойских отложений северо-восточной Сибири. Тр. геол. музея им. Петра Великого, № VI, вып. V. То же, в зап.

мин. об-ва, II сер., ч. 50, 1912.

Толмачев И. П. К геологии севера Сибири. Тр. СПб. об-ва естествоиспыт., т. XLIV, вып. I, № 2—3, прот. 57—58 и 59—63. СПб., 1913.

Толстых А. Н. Новые данные о пермских мшанках Зап. Верхоянья. Тр. ЯФ АН СССР, сб. 4, «Матер. по геол. и полезн. ископ. Якутии». Изд-во АН СССР, 1959.

Трибунский И. П. Третичные осадочные отложения Охотского района. Тр. Трибунский И. П. Гретичные осадочные отложения Охотского района. Гр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959. Троицкий С. Л. Современная и ископаемая Nacoma baltica (L.) на побережье моря Лаптевых. ДАН СССР, т. 136, 1961, № 2. Трумпе И. Н. Докембрий и палеозой Аянского района. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959. Трушков Ю. Н. К вопросу о стратиграфии рыхлых отложений Колымы и Индигирки. Матер. по геологии Сев.-Вост. СССР, вып. 7. Магадан, 1949.

Трушков Ю. Н. Геоморфология и россыпи золота горной системы Черского. Сб. «Геология россыпей золота и закономерности их размещения в центральной части Яно-Колымского складчатого пояса». Изд-во «Наука», М., 1966.

Тумаков А. И. Стратиграфия угленосных отложений Аркагалинского месторождения. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Тучков И. И. Среднелей асовый аммонит с Северо-Восточного побережья Охотского моря (басс. р. Вилиги). Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 2, сер. 1. Магадан, 1946.

Тучков И. И. О рэтских отложениях Северо-Востока СССР. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 3. Магадан, 1948.

Тучков И. И. Юрские аммониты и белемниты Северо-Востока СССР. Матер.

по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 8. Магадан, 1954. Тучков И. И. О фауне *Pseudomonotis* норийского яруса северо-восточной части Сибири. ДАН СССР, т. 104, 1955, № 4.

Тучков И.И. Фауна морского рэта северо-востока Азии. Ежегод. Всес. палеонтол. об-ва, т. XV. Госгеолтехиздат, 1956.
Тучков И.И. Новая стратиграфическая схема верхнего триаса и юры Северо-Востока СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 5.

Тучков И. И. Отложения карнийского яруса Северо-Востока СССР и их нижняя граница. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 10.

Тучков И. И. Схема стратиграфии верхнетриасовых и юрских отложений Северо-Востока СССР. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Boct. СССР. Maraдaн, 1959.

Тучков И. И. К вопросу о зональном расчленении верхнетриасовых и юрских отложений Северо-Востока СССР. Тр. ЯФСО АН СССР, сер. геол., сб. 14, «Геол.

и полезн. ископ. Якут. АССР». Изд-во АН СССР, 1962а.

Тучков И. И. Палеогеография Северо-Востока СССР в позднетриасовое и юрское время. Тр. ЯФСО АН СССР, сер. геол., сб. 14, «Геол. и полезн. ископ. Якут. АССР». Изд-во АН СССР, 19626.

Тучков И. И. Стратиграфия верхнетриасовых, юрских и нижнемеловых отложений и перспективы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Госгеолтехиздат, 1962в.

Тычинский В. И. Хребет Джугджур и его ледники. Изв. Всес. геогр. об-ва,

т. 77, вып. 5, 1945. Умитбаев Р. Б. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений центральной части Охотского срединного массива. Уч. зап. НИИГА, вып. 2, 1963. Умитбаев Р. Б. К вопросу о верхнекаменноугольных отложениях в Охот-

Устиев Е. К. Третичные линдеиты Ольского плато. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 3. Магадан, 1948.

Устиев Е. К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР. Матер. по геол. Сев.-Вост. СССР, вып. 4. Магадан, 1949.

Устиев Е. К. Анюйский позднечетвертичный вулкан и его геологическое поло-

жение. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 8. Магадан, 1954.

Устиев Е. К. Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма на Северо-Востоке СССР. Сб. «Проблемы Севера», вып. 1, 1958а.

Устнев Е. Қ. Позднечетвертичный вулканизм Южно-Анюйского хребта и Восточно-Азиатская вулканическая провинция. Тр. лабор. вулканол. АН СССР, вып. 13, 1958б.

Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные ним проблемы. «Советская геология», 1959, № 3. Устиев Е. К. Охотский вулканический пояс и связанные с ним проблемы.

«Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.

Устиев Е. Қ. Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций. В сб. «Проблемы магмы и генезиса изверженных пород». Изд-во АН СССР, 1963.

Устиев Е. К., Сперанская И. М. Галька охотских гранитоидов в верхнемеловых конгломератах Арманского района. Матер. по геол. Сев.-Вост. СССР, вып. 7. Магадан, 1949.

Устрицкий В. И. Обоснование корреляции средне- и верхнекаменноугольных отложений Таймыра и Северного Верхоянья. Тр. НИИГА. Сб. ст. по палеонтол. и

биостратигр, вып. 30, Л., 1962.
Устрицкий В. И., Черняк Г. Е. О ярусном расчленении каменноугольных отложений севера Сибири. Уч. зап. НИИГА, вып. 10, 1965.
Ушаков П. Н. Геологический очерк Зырянского каменноугольного месторождения. Матер. по изуч. Колымско-Индигирского края, сер. 2, геол. и геоморфол. вып. 4. ГОНТИ, 1938а.

У шаков П. Н. Мезозой Верхне-Колымского края. Матер. по изуч. Колымско-

Индигирского края, сер. 2, геол. и геоморфол., вып. 7. ГОНТИ, 1938б. .Фадеев В. А. К вопросу о трапповом магматизме Северного Верхоянья. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 9, 1958.

Федорцев В. А. Геология Верхоянского хребта. Тр. 1-й геол. разв. конфер. ГУСМП, т. II. Изд-во ГУСМП, 1936а.

Федорцев В. А. Геология и полезные ископаемые Яно-Индигирского водораздела. Тр. 1-й геол. разв. конфер. ГУСМП, т. И. Изд-во ГУСМП, 1936б.

Федорцев В. А. О следах древнего горного рельефа в Индигирском крае.

Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 71, вып. 9, 1939. Федотов С. И. Меловые и нижнетретичные вулканогенные образования Охотского района. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев. Вост. СССР. Магадан, 1959.

Филатов С. И. Стратиграфия бассейна рек Вилиги и Сугоя. Тр.

совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Филин В. Р. Средний споро-пыльцевой спектр подзоны арктических тундр р-на
Чаунской губы. Научн. докл. высш. шк., 1960, № 2.

Фирсов Л. В. Об абсолютном возрасте некоторых изверженных пород Колымского комплекса на Северо-Востоке СССР. «Колыма», Магадан, 1959, № 9. Фирсов Л. В. Абсолютный возраст изверженных пород Магаданского бато-Изв. АН СССР, сер. геол., 1960а, № 2. Фирсов Л. В. Абсолютный возраст пород хр. Тенианного, залив Лаврентия.

«Колыма», Магадан, 1960б, № 10.

Фирсов Л. В. О мезозойском магматизме Северо-Востока СССР в свете определений абсолютного возраста. Изв. высш. учеб. заведен., геол. и разв., 1960в, № 10. Фирсов Л. В. О верхнепалеозойском магматизме Северо-Востока СССР. ДАН СССР, т. 142, 1962a, № 5.

Фирсов Л. В. О позднемезозойских магматических фазах Северо-Востока СССР. ДАН СССР, т. 142, 19626, № 6.
Фирсов Л. В. Об абсолютном возрасте метаморфических пород Северо-Востока СССР. Дан СССР. В ССР. тока СССР и проявлениях повторного метаморфизма. ДАН СССР, т. 143, 1962в, № 1. Фирсов Л. В. Проявления триасового магматизма в Верхояно-Чукотской склад-

Фирсов Л. В. Проявления триасового магматизма в Верхояно-Чукотской складчатой области. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 8.

Флёров Б. Л. Особенности магматизма и минерализации Куйгинской зоны разлома. Тр. ЯФСО АН СССР, вып. 7. Изд-во АН СССР, 1960.

Флёров Б. Л., Дворак И. Е. Валькумейский интрузивный комплекс. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 12. Магадан, 1958.

Фредерикс Г. А. Верхнепалеозойская фауна Хараулахских гор. Изв. АН СССР, сер. VII, отд. мат. и естеств. наук, 1931, № 2.

Хабаков А. В. Об ископаемых радиоляриях из сланцев Северной Камчатки. Изв. ВГРО т. 51. вып. 46, 1932

Изв. ВГРО, т. 51, вып. 46, 1932. Хайкина С. Л. Результаты споро-пыльцевого анализа проб из мерзлых слоев четвертичных отложений на ручье Струйка, в басс. р. Индигирки. Бюлл. комисс. по изучению четвертич. периода, № 13, 1948.

Хайкина С. Л. Пыльца и споры из триасовых отложений западного склона Верхоянского хребта. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 10. Матер.

гадан, 1956.

Хайкина С. Л. Третичные споро-пыльцевые комплексы Авековского буроугольного месторождения. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 11. Магадан, 1957.

Хайкина С. Л. Верхнемеловые и третичные споро-пыльцевые комплексы Северо-Востока СССР. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Хайкина С. Л., Белая Б. В. Споро-пыльцевые комплексы из меловых и палеогеновых отложений басс. р. Анадырь и р-на бухты Угольной. Матер. по геол. и полези. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 19. Магадан, 1966.

Харкевич Д. С. К вопросу о взаимоотношении мезозойских диоритов и гранитов Колымско-Индигирского края. Тр. ЯФ АН СССР, сб. 1. Изд-во АН СССР, 1950а.

Харкевич Д. С. Общая сравнительная характеристика Верхоянско-Колымской Камчатско-Корякской складчатых областей. Тр. ЯФ АН СССР, сб. 1. Изд-во АН CCCP, 19506.

Хворостова З. М. Четвертичное оледенение горной части бассейнов рек Индигирки и Колымы. В кн. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». Изд-во AH CCCP, 1965.

Хворостова З. М., Кашменская О. В. Некоторые вопросы четвертичного оледенения в верховьях рек Колымы и Индигирки. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Сб. «Четверт. геол. и геоморфол. Сибири», вып. 27. Новосибирск, 1962. Херасков Н. П. Схема тектоники Верхоянской складчатой зоны. «Пробл.

сов. геол.», V, вып. 4, 1935.

Херасков Н. П., Колосов Д. М. Геология и геоморфология Западного Верхоянья. Матер. Якут. экспедиции ИМС, вып. III, тр. ВИМС, вып. 116, 1938.

Хмызников П. К. Геоморфологический очерк Ленско-Янского края. СОПС, к 10-летию ЯАССР, вып. 1. Геоморфология. Изд-во АН СССР, 1932.

Хоменко И. П. О возрасте третичных отложений побережья залива Корфа на Камчатке. Тр. ДВ геол.-разв. ин-та, вып. 287. Владивосток, 1933.

Цареградский В. А. Новые данные о перми Северо-Востока СССР. Матер. по геол. - и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 1. Магадан, 1945.
Цвирко В. Ф. Ксенолиты в дайках диоритовых порфиритов Восточного Верхоянья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 9.

Цвирко В. Ф. Ксенолиты в дайках и дайковых телах диоритовых порфиритов

и гранодиорит-порфиритов. «Геология и геофизика», 1962, № 11. Цхурбаев Ф. И. Находка черепа длиннорогого бизона в долине ручья Загадка.

«Колыма», Магадан, 1964, № 6.

Челебаева А. И., Синельникова В. Н., Мчедлишвили П. А. Стратиграфическое положение и условия формирования корфской туфогенно-угленосной толщи. Тр. Ин-та вулканол. Сиб. отд. АН СССР, вып. 23, 1966.

Чемеков Ю. Ю. О четвертичной истории Охотского моря. Изв. Всес. геогр. об-ва. Изд-во АН СССР, 1957, № 3. Чемеков Ю. Ф. Четвертичная система. Северо-Восток. Геол. строение СССР, т. І, Стратиграфия. Госгеолтехиздат, 1958. Чемеков Ю. Ф. Проблемы четвертичного оледенения Северо-Востока и Лальнего Востока СССР. Тр. ВСЕГЕИ, т. 64, 1961.

Чернышев Б. Б. Верхнесилурийские и девонские Tabulata бассейна р. Колымы. Матер. по изуч. Охотско-Колымского края, сер. І. Геол. и геоморфол., вып. IV. ОНТИ, 1936.

Чернышев Б. Б. О палеозойской фауне и флоре бассейна р. Чевтун (Чукот-ский полуостров). Тр. АНИИ, т. 131, вып. 5. Изд-во ГУСМП, 1939. Чернышев Б. Б. О некоторых верхнесилурийских кораллах Восточного Вер-хоянья. Тр. АНИИ, т. 158. «Палеонтология Сов. Арктики», вып. V. Изд-во ГУСМП, 1941.

Черский И. Д. Описание головы сибирского носорога, найденной в 1877 г. в Верхоянском округе с сохранившимися при ней мягкими частями. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, X, № 1—2. СПб., 1879.

Черский И. Д. Об условиях жизни в послетретичный период глубокого севера Сибири. В кн. «VIII съезд русск. естествоиспыт. и врачей», отд. 4. СПб., 1890.

Черский И. Д. Сведения об экспедиции Академии Наук для исследования

рр. Колымы, Индигирки, Яны. Путешествие от Якутска до Верхне-Колымска летом 1891 г. Прил. к т. 68. Зап. АН № 3. СПб., 1892.

Черский И. Д. Сведения об экспедиции Академии Наук для исследования.

Черский И. Д. Сведения об экспедиции Академии наук для исследования. рр. Колымы, Яны, Индигирки. Пребывание в Верхне-Колымске зимой 1891—1892 гг. Прил. к т. 71. Зап. АН № 8. СПб., 1893а.
Черский И. Д. Предварительный отчет об исследованиях в области рр. Колымы, Индигирки и Яны. Год первый (1891) от г. Якутска через верхнее течение р. Индигирки до с. Верхне-Колымска с картой и разрезом. Прилож. № 5, к т. 73. Зап. АН. СПб., 18936.

Чертовских Г. Н. Ульинский наложенный прогиб. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 17. Магадан, 1964.
Чигуряева А. А. Заметка о третичной флоре р. Эльген. «Ботан. журн.», т. XXXV, 1950, № 6.

Чиков Б. М. Тектоника Охотского срединного массива. «Геология и геофизика»,

1965, № 3.

Чиков Б. М., Иванов В. К. Магнитное поле и некоторые черты геологического строения центральной части Корякско-Камчатской складчатой области. В кн. «Геология Корякского нагорья». Госгортехиздат, 1963.

Чирихин Ю. Д. Предварительный отчет о работах Индигирского отряда Якутской экспедиции Академии наук СССР 1929—1930 гг. Тр. СОПС, сер. Якут., вып. 6,

Л., 1932.

Чугаева М. Н. О палеозойских отложениях Верхнего Половинного камня (правый берег Колымы). ДАН СССР, т. 137, 1961а, № 2.

Чугаева М. Н. Ордовикские отложения Селенняхского кряжа. ДАН СССР, 137, 19616, № 1.

Шапошников К. К. Рельеф кристаллического фундамента Южно-Верхоянского синклинория. Уч. зап. Якутского ун-та, вып. 9, 1961.
Шапошников К. К. Структурно-металлогенические зоны и гравитационные аномалии на Северо-Востоке СССР. ДАН СССР, т. 141, 1961, № 3.
Шапошников К. К. Строение земной корол на Северо-Востоке СССР по

шапошников к. к. Строение земнои коры на Северо-Востоке СССР по геофизическим данным. «Геология и геофизика», 1962а, № 9. Шапошников К. К. Тектоническое строение Колымской платформы по геофизическим данным. Тр. ЯФСО АН СССР, сер. геол., сб. 14. «Геол. и полезн. ископ. Якут. АССР». Изд-во АН СССР, 1962б.
Шапошников К. К. и Шапошников К. И. Новые данные о структур

ных особенностях хребта Сеттэ-Дабан по материалам гравимагнитной съемки. Матер.

по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 14. Магадан, 1960. Шапошников К. К., Шапошникова К. И. Некоторые вопросы тектонического районирования Северо-Востока по геофизическим данным. «Геология и геофизика», 1961, № 3.

Шапошникова К. И. Плотностная характеристика горных пород ю-з части

Верхояно-Колымской складчатой области. «Геология и геофизика», 1961, № 9. Шапошникова К. И. О границе Охотского массива. Тр. ЯФСО АН СССР,

сер. геол., сб. 14. «Геол. и полезн. ископ. Якут. АССР». Изд-во АН СССР, 1962.

Шаталов Е. Т. Интрузивные породы Охотско-Колымского края. Матер. по изучению Охотско-Колымского края, сер. 1. Геология и геоморфология, вып. 8. ОНТИ, 1937. Шатский Н. С. О тектонике Арктики. Тр. 1-й геол.-разв. конференции Главсев-морпути, т. І. Изд-во ГУСМП, 1935.

Шведов Н. А. О возрасте слоев с Gondwanidium sibiricum (Petunn.) Zal. Западном Верхоянье. Тр. НИИГА, сб. ст. по палеонтол. и биостратигр., вып. 20,

Л., 1960.

Швецов П. Ф. Верхоянско-Колымская горная страна как особая мерэлотно-гидрогеологическая провинция. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 79, вып. 4, 1947. Швецов П. Ф. К истории развития Яно-Индигирской приморской низменности в антропогене. Матер. Всес. совещ. по изуч. четверт. периода, т. III. Комисс. по изуч. четверт. периода. Изд-во АН СССР, 1961.

Щило Н. А. Строение и возраст континентальных четвертичных отложений Берелёхского золотоносного района. Тр. ВНИИ-1, разд. II, геол., т. V, вып. 26. Магадан, 1957a

Шило Н. А. Этапы формирования отложений молодых впадин Яно-Колымского пояса россыпной золотоносности. Труды ВНИИ-1, разд. II, геол., т. V, вып. 25. Магадан, 1957б.

Шило Н. А. Четвертичные отложения Яно-Колымского золотоносного пояса, условия и этапы их формирования. Тр. ВНИИ-1, геол., вып. 66. Магадан, 1961.

условия и этапы их формирования. 1р. Блиги-1, геол., вып. оо. глагадан, 1501.
Шило Н. А. К истории развития низменностей субарктического пояса Северо-Востока Азии. Тр. СВКНИИ, вып. 11. Магадан, 1964.
Шило Н. А., Загрузина И. А. Магматические комплексы и металлогения Восточной Чукотки. В кн. «Позднемезозойские гранитоиды Чукотки». Тр. СВКНИИ, вып. 12. Магадан, 1965.

Шило Н. А., Орлова З. В. Верхне-Нерская впадина и возраст ее отложе-

ний. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 12. Магадан, 1958. Шило Н. А., Орлова З. В. Среднечетвертичный ледниковый спорово-пыльцевой комплекс из аллювиальных отложений бассейна р. Колымы. «Советская геология»,

Шмидт Ф. Б. О некоторых палеонтологических материалах д-ра Слюнина с бе-

регов Охотского моря. Зап. Минер. об-ва, 38, вып. 2, прот. 50-51. СПб., 1900.

Ш пак Н. С. Новые данные по стратиграфии архейских и протерозойских обра-

зований восточной окраины Алданского щита. Тр. ВАГТ, вып. 7, 1961.

Шпетный А. П. К стратиграфии триасовых и юрских отложений Омолонского массива. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Шпетный А. П. О глобальных фазах тектогенеза и триасовом магматизме на Северо-Востоке СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 2. Штемпель Б. М. Представители флоры верхнего карбона на Охотском побе-

режье. «Ботан. журн.», т. 41, 1956, № 5. Шутов В. Д. Литолого-петрографическое обоснование схемы расчленения пермских и триасовых отложений Западного Верхоянья. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959.

Щербаков Ф. А. Литологическое исследование наносов побережья Анадыр-

ского залива. Тр. океаногр. комисс. АН СССР, № 4, 1959.

Щербаков Ф. А. Некоторые данные о послеледниковой трансгрессии Берингова моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 48, 1961.

Эльянов М. Д. Речные террасы верховьев Колымы и Индигирки и их значение для поисков россыпей золота. «Колыма», Магадан, 1957, № 9.

Эльянов М. Д. Опыт изучения проявлений неотектоники в долине р. Индигирки геолого-геоморфологическими методами. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 12. Магадан, 1958. Эльянов М. Д. Стратиграфия четвертичных отложений верховьев Колымы и

Индигирки. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев. Вост. СССР.

Магадан, 1959.

Эльянов М. Д. О возрастном расчленении различных генетических типов четвертичных отложений верховьев рек Колымы и Индигирки. Совещ. по разраб.

стратигр. схем Якут. ACCP, 1961. Эпов О. Г. К вопросу о пространственном размещении раннемеловых интрузивов хр. Полоусного и Селенняхского кряжа. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, вып. VII. Якутск, 1961.

— Юркевич И. А. Геологическое строение средней части бассейна реки Колымы.

«Пробл. сов. геологии», сб. 26, 1947. Яблоков К. В., Некрасов И. Я. О геологическом строении хребта Улахан-Сис. Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 5. Якушев И. Р. Стратиграфия верхнеюрских отложений бассейна р. Зырянки. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, 1959a

Якушев И. Р. Стратиграфия мезозойского эффузивно-туфового комплекса побережья Тауйской губы. Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-

Вост. СССР. Магадан, 1959б. Ян-Жин-Шин В. А. Новые данные по стратиграфии ордовика и силура хребта Сеттэ-Дабан. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, вып. И. Госгеолтехиздат, 1960а.

Ян-Жин-Шин В. А. Стратиграфия девонских отложений северной части хребта Сеттэ-Дабан. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР, вып. III. Госгеол-

техиздат, 1960б.

Янишевский М. Э. Фауна палеозойских отложений Верхне-Колымского края. Матер. по изуч. Колымско-Индигирского края, сер. 2, Геол. и геоморфол., вып. 11. ГОНТИ, 1938.

СОДЕРЖАНИЕ

	CT
агматизм	7
Общий обзор. М. Л. Гельман	7
Докембрийские магматические породы. Б. В. Пепеляев . Магматизм нижнего и среднего палеозоя. А. П. Шпетный .	3i
Магматизм нижнего и среднего палеозоя. А. П. Шпетный	36
Колымо-Омолонский массив	36
Омолонский массив	36
Колымский массив	43
Охотский массив Юго-восточная окраина Сибирской платформы	49
Охотская складчатая область	50
Позднепалеозойский магматизм. А. П. Биркис	51
	51
	51
Колымский массив	. 52
Омолонский массив	56
Олойский прогиб	56
Охотский массив	59 [,]
Яно-Колымская складчатая область	59·
Охотская складчатая область	5 9 -
Раннетриасовый магматизм. А. П. Шпетный	61
Позднетриасовый магматизм. А. П. Шпетный	64
Позднемезозойский магматизм	67
Яно-Колымская складчатая область	67
DV/Канические и супвулканические образорация М Л Гольной	-
II. D. MAETOBKUH	67
Mathematical M π Γ_{α}	
Гранитоидные массивы. В. А. Серебряков, М. П. Крутоус,	
М. С. Венчугова	
	91
Чукотская складчатая область. М. Л. Гельман	126
Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. В. Ф. Белый, И. М. Сперан-	
ская, Е. К. Устиев	141
Вулканические и субвулканические образования Гранитоидные интрузии Вопросы петрохимии Охотская складчатая область Вулканические породы. Г. Г. Кайгородцев Ультраосновные интрузии. А. Ф. Михайлов	143
Родоску дологом.	163
Опросы петрохимии	185
Охотская складчатая область	196
Булканические породы. Г. Г. Кайгородцев	197
Ультраосновные интрузии. $[A. \ \Phi. \ Muxaunos]$	200
Гранитоидные интрузии. Г. Г. Кайгородцев	207
Колымо-Омолонский массив	
Колымо-Омолонский массив Омолонский массив. А. П. Шпетный	210
	211
	219
Охотская складчатая область и Восточно-Камчатско-Курильская гео-	219
синклинальная область И. М. Мигович, З. А. Абдрахимов	
Охотско-Чукотский вулканогомичий подо В. А. Аоорахимов	219
Четвертичный (антропогеновый) вулканизм. Е. К. Устиев	225
	226
И. В. Беляев	
И. В. Беляев ектоника. Н. П. Аникеев, А. П. Васьковский, И. Е. Драбкин, Г. Г. Попов, В. А. Титов	236
В. А. Титов	
	247
Введение . Юго-восточная окраина Сибирской платформы .	247
	271
KOTILINO ONO TOTTOTONO	274
	276
	279
Ополонский протиб	288
Олойский прогиб	291
Березовская шовная зона Сугойский окраинный прогиб	293
	294
http://arassic.ra/	

Потисов	C ₁
Приморская впадина Яно-Колымская складчатая область Верхоянская зона линейной складчатости	. 295
яно-колымская складчатая область Верхоянская зона линейной складчатости Орулганский мегантиклинорий Янский мегасинклинорий Эльги-Кулинская зона прерывистой и брахиоморфной складчатост Адыча-Бохапчинская зона линейной складчатости Адыча-Детринский мегантиклинорий	. 300
Орулганский мегантиклинорий	. 304
Янский мегасинклинорий	. 304
Эльги-Кулинская зона прерывистой и брахиоморфной складчатост	. 307 14 311
Адыча-Бохапчинская зона линейной складчатости.	. 313
Инья и Лебичени мегантиклинорий	. 314
Буюндино-Балыгычанский район полович диогомана	. 316
Адыча-Детринский мегантиклинорий Адыча-Детринский мегантиклинорий Иньяли-Дебинский мегасинклинорий Буюндино-Балыгычанский район пологих дислокаций Аллах-Юнский пригеосинклинальный прогиб Ольджойский пригеосинклинальный прогиб	. 319
Ольджойский пригеосинклинальный прогиб Наложенные впадины Разломы	320
Паложенные впадины	323
Разломы . Чукотская складчатая область Анюйская складчатая (складчато-глыбовая) зона . Южно-Анюйская зона	. 325
Анюйская складчатая (складчато влибовод)	. 333
Южно-Анюйская зона Чаунская складчатая зона Восточно-Чукотский массия	. 335
Чаунская складчатая зона	330
Восточно-Чукотский массив	344
гаучуанскии прогио Наложенные структуры	. 349
Охотская складчатая область	. 350
Чаунская складчатая зона Восточно-Чукотский массив Раучуанский прогиб Наложенные структуры Охотская складчатая область Тауйско-Тайгоносская складчатая зона ранней консолидации Пенжино-Анадырская складчатая зона	. 353
Пенжино-Анадырская складчатая зона	. 356 350
Морякская складчатая зона .	. 367
Разломы	. 376
Наложенные кайнолойские структуры	. 377
Восточно-Камчатско-Курильская геосинклинальная области	. 379
Гауиско-Гайгоносская складчатая зона ранней консолидации Пенжино-Анадырская складчатая зона Корякская складчатая зона Анадырский погребенный массив Разломы Наложенные кайнозойские структуры Восточно-Камчатско-Курильская геосинклинальная область Складчатые структуры Вулканические покровы Наложенные впадины	. 387 300
Наложенные впадины Разломы Охотско-Чукотский вулканогенный пояс Джугджуро-Ульинская вулканическая зона	394
Охотско-Чукотский вулканогенный поде	394
Джугджуро-Ульинская вулканическая зона	397
Приохотская вулканическая зона	404
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение	404 407 413 416 419 424 425 425 431
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение	404 407 413 416 419 424 425 425 431
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение	404 407 413 416 419 424 425 425 431
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение	404 407 413 416 419 424 425 425 431
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение Речная система Северо-Востока Низины Восточно-Сибирская низина Пенжино-Анадырская низина Морские побережья История геологического различиская зона Зона Зона Зона Зона Зона Зона Зона З	404 407 413 416 419 424 425 425 431 433 437 447 448 450 454
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение Речная система Северо-Востока Низины Восточно-Сибирская низина Пенжино-Анадырская низина Морские побережья История геологического развития. Ю. М. Бычков, А. П. Васьковский, А. А. Ни- колаев. К. В. Папаканов, И. В. П. Бычков, А. П. Васьковский, А. А. Ни-	404 407 413 416 419 424 425 425 431 433 437 447 448 450 454
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение Речная система Северо-Востока Низины Восточно-Сибирская низина Пенжино-Анадырская низина Пенжино-Анадырская низина Морские побережья История геологического развития. Ю. М. Бычков, А. П. Васьковский, А. А. Николаев, К. В. Паракецов, И. В. Полуботко, Г. Г. Попов, Г. П. Терехова.	404 407 413 416 419 424 425 425 431 433 437 447 448 450 454
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение Речная система Северо-Востока Низины Восточно-Сибирская низина Пенжино-Анадырская низина Пенжино-Анадырская низина Морские побережья История геологического развития. Ю. М. Бычков, А. П. Васьковский, А. А. Николаев, К. В. Паракецов, И. В. Полуботко, Г. Г. Попов, Г. П. Терехова, Покембрий	404 407 413 416 419 424 425 425 431 433 437 447 448 450 454
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение Речная система Северо-Востока Низины Восточно-Сибирская низина Пенжино-Анадырская низина Пенжино-Анадырская низина Морские побережья История геологического развития. Ю. М. Бычков, А. П. Васьковский, А. А. Николаев, К. В. Паракецов, И. В. Полуботко, Г. Г. Попов, Г. П. Терехова, Докембрий Палеозойская эра	404 407 413 416 419 424 425 425 421 433 437 447 448 450 454 459
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение Речная система Северо-Востока Низины Восточно-Сибирская низина Пенжино-Анадырская низина Морские побережья История геологического развития. Ю. М. Бычков, А. П. Васьковский, А. А. Николаев, К. В. Паракецов, И. В. Полуботко, Г. Г. Попов, Г. П. Терехова, Докембрий Палеозойская эра Кембрийский период	404 407 413 416 419 424 425 425 431 433 437 447 448 450 454
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение Речная система Северо-Востока Низины Восточно-Сибирская низина Пенжино-Анадырская низина Пенжино-Анадырская низина Морские побережья История геологического развития. Ю. М. Бычков, А. П. Васьковский, А. А. Николаев, К. В. Паракецов, И. В. Полуботко, Г. Г. Попов, Г. П. Терехова, Докембрий Палеозойская эра Кембрийский период Ордовикский период Силурийский период	404 407 413 416 419 424 425 425 431 433 437 447 448 450 454 459
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение Речная система Северо-Востока Низины Восточно-Сибирская низина Пенжино-Анадырская низина Морские побережья История геологического развития. Ю. М. Бычков, А. П. Васьковский, А. А. Николаев, К. В. Паракецов, И. В. Полуботко, Г. Г. Попов, Г. П. Терехова, В. А. Титов Докембрий Палеозойская эра Кембрийский период Ордовикский период Силурийский период Девонский период	404 407 413 416 419 424 425 425 431 433 437 447 448 459 ———————————————————————————————————
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение Речная система Северо-Востока Низины Восточно-Сибирская низина Пенжино-Анадырская низина Морские побережья История геологического развития. Ю. М. Бычков, А. П. Васьковский, А. А. Николаев, К. В. Паракецов, И. В. Полуботко, Г. Г. Попов, Г. П. Терехова, Докембрий Палеозойская эра Кембрийский период Ордовикский период Силурийский период Девонский период Девонский период Каменноугольный и пермский периолы	404 407 413 416 419 424 425 431 433 437 447 448 459 — 461 — 463 465
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение Речная система Северо-Востока Низины Восточно-Сибирская низина Пенжино-Анадырская низина Морские побережья История геологического развития. Ю. М. Бычков, А. П. Васьковский, А. А. Николаев, К. В. Паракецов, И. В. Полуботко, Г. Г. Попов, Г. П. Терехова, В. А. Титов Докембрий Палеозойская эра Кембрийский период Ордовикский период Девонский период Девонский период Каменноугольный и пермский периоды Мезозойская эра	404 407 413 416 419 424 425 431 433 437 447 448 450 454 459 ———————————————————————————————
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение Речная система Северо-Востока Низины Восточно-Сибирская низина Пенжино-Анадырская низина Морские побережья История геологического развития. Ю. М. Бычков, А. П. Васьковский, А. А. Николаев, К. В. Паракецов, И. В. Полуботко, Г. Г. Попов, Г. П. Терехова, Докембрий Палеозойская эра Кембрийский период Ордовикский период Силурийский период Силурийский период Девонский период Каменноугольный и пермский периоды Мезозойская эра Триасовый период Триасовый период Орский периол	404 407 413 416 419 424 425 431 433 437 447 448 459 — 461 — 463 465
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение Речная система Северо-Востока Низины Восточно-Сибирская низина Пенжино-Анадырская низина Морские побережья История геологического развития. Ю. М. Бычков, А. П. Васьковский, А. А. Николаев, К. В. Паракецов, И. В. Полуботко, Г. Г. Попов, Г. П. Терехова, Докембрий Палеозойская эра Кембрийский период Ордовикский период Силурийский период Девонский период Каменноугольный и пермский периоды Мезозойская эра Триасовый период Юрский период Меловой период Меловой период Меловой период	404 407 413 416 419 424 425 425 431 433 437 447 448 450 454 459 ———————————————————————————————
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение Речная система Северо-Востока Низины Восточно-Сибирская низина Пенжино-Анадырская низина Морские побережья История геологического развития. Ю. М. Бычков, А. П. Васьковский, А. А. Николаев, К. В. Паракецов, И. В. Полуботко, Г. Г. Попов, Г. П. Терехова, Докембрий Палеозойская эра Кембрийский период Ордовикский период Ордовикский период Силурийский период Девонский период Каменноугольный и пермский периоды Мезозойская эра Триасовый период Каменноугольный и пермский периоды Мезозойская эра Триасовый период Меловой период Кайнозойская зра	404 407 413 416 419 424 425 431 433 437 447 448 459 — 463 465 469 476 — 482 486
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение Речная система Северо-Востока Низины Восточно-Сибирская низина Пенжино-Анадырская низина Морские побережья История геологического развития. Ю. М. Бычков, А. П. Васьковский, А. А. Николаев, К. В. Паракецов, И. В. Полуботко, Г. Г. Попов, Г. П. Терехова, Докембрий Палеозойская эра Кембрийский период Ордовикский период Ордовикский период Силурийский период Девонский период Каменноугольный и пермский периоды Мезозойская эра Триасовый период Каменноугольный и пермский периоды Мезозойская эра Триасовый период Меловой период Кайнозойская зра	404 407 413 416 419 424 425 425 431 433 437 447 448 450 454 459 ———————————————————————————————
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение Речная система Северо-Востока Низины Восточно-Сибирская низина Пенжино-Анадырская низина Морские побережья История геологического развития. Ю. М. Бычков, А. П. Васьковский, А. А. Ни- В. А. Титов Докембрий Палеозойская эра Кембрийский период Ордовикский период Силурийский период Силурийский период Девонский период Каменноугольный и пермский периоды Мезозойская эра Триасовый период Кайнозойская эра Палеогеновый период Кайнозойская эра Палеогеновый период Неогеновый период Антропогеновый период Антропогеновый период	404 407 413 416 419 424 425 431 433 437 447 448 459 — 463 465 469 476 — 482 486
Приохотская вулканическая зона Эвенская вулканическая зона Чаунская вулканическая зона Восточно-Чукотская зона Геоморфология. А. П. Васьковский Горные страны Яно-Чукотская горная страна Корякское нагорье Ледниковые формы рельефа и оледенение Речная система Северо-Востока Низины Восточно-Сибирская низина Пенжино-Анадырская низина Морские побережья История геологического развития. Ю. М. Бычков, А. П. Васьковский, А. А. Николаев, К. В. Паракецов, И. В. Полуботко, Г. Г. Попов, Г. П. Терехова, Докембрий Палеозойская эра Кембрийский период Ордовикский период Силурийский период Девонский период Мезозойская эра Триасовый период Мезозойская эра Приасовый период Меловой период Кайнозойская зра Палеогеновый период Неогеновый период Антропогеновый период Антропогеновый период	404 407 413 416 419 424 425 431 433 437 447 448 459 — 463 465 469 476 — 482 486

