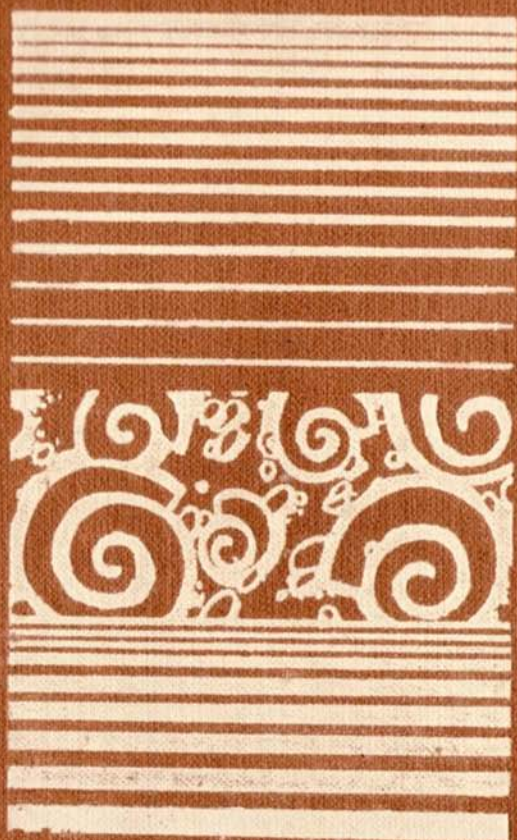


В. 359
М.Е. КАПЛАН

ЛИТОЛОГИЯ
МОРСКИХ
МЕЗОЗОЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ
СЕВЕРА
ВОСТОЧНОЙ
СИБИРИ

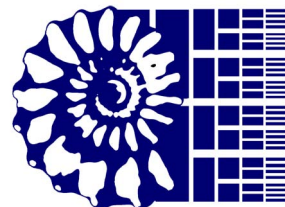


М. Е. КАПЛАН

ЛИТОЛОГИЯ
МОРСКИХ
МЕЗОЗОЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ
СЕВЕРА
ВОСТОЧНОЙ
СИБИРИ



Ленинград
«Н Е Д Р А»
Ленинградское отделение
1976



<http://jurassic.ru/>

Каплан М. Е. Литология морских мезозойских отложений севера Восточной Сибири. Л., «Недра», 1976. 231 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол. развед. ин-т. Труды, вып. 357).

В работе приводятся результаты литологического изучения спорных для Сибири разрезов морских мезозойских отложений, выполняющих крупнейшую седиментационную зону севера Восточной Сибири — систему Лено-Енисейских прогибов.

Выделяются основные терригенные комплексы (триасовый, ниже-среднеюрский, верхнеюрский — нижнемеловой), для каждого из них описывается состав конгломератово-песчаных, алевроитово-глинистых, хемогенных пород, кор выветривания и продуктов их переотложения.

Рассматривается распределение по площади прогибов, стратиграфическому разрезу, гранулометрическим типам пород количественных содержаний грубообломочных и песчано-алевритовых породообразующих компонентов, тяжелых аксессуаров, глинистых минералов. Оценивается роль факторов, контролирующих состав отложений: состава материнских пород, интенсивности выветривания на континенте, дифференциации материала по площади бассейна, фациальных обстановок седиментации, катагенетических преобразований. Выделяются петрографо-минералогические провинции, восстанавливаются источники сноса и их эволюция во времени, оцениваются условия выветривания на континенте и обстановки седиментации в морском бассейне. Рассматривается катагенетическая зональность отложений.

Книга рассчитана на геологов, изучающих осадочные породы.

Табл. 11, ил. 60, список лит. 257 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Для уточнения общих закономерностей литогенеза значительный интерес представляет исследование отложений, формировавшихся в крупных единых седиментационных бассейнах в разнообразных климатических и фациальных условиях за счет разрушения различных петрографических комплексов пород. Особенно плодотворны исследования дробно стратиграфически расчлененных морских толщ, для которых возможна детальная реконструкция эволюции осадконакопления как во времени (по разрезу), так и в пространстве (по площади бассейна). Этим условиям отвечают отложения крупнейшей зоны седиментации арктической Сибири — системы Лено-Енисейских прогибов. В отличие от других районов Сибири здесь на протяжении большей части мезозойской эры существовал единый морской седиментационный бассейн. Поэтому именно здесь расположены опорные для Сибири детально (зонально) стратиграфически расчлененные разрезы мезозойских отложений. Их литологическое исследование необходимо как для восстановления факторов, контролировавших осадконакопление, так и для понимания его эволюции в пределах всего мезозойского поля Сибири и оценки перспектив поисков полезных ископаемых — нефти и газа, железных руд, фосфоритов, бокситов и т. д.

Литологическое изучение мезозойской терригенной толщи севера Восточной Сибири проводилось в послевоенный период литологами Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА), Всесоюзного нефтяного научно-исследовательского геологоразведочного института (ВНИГРИ), Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ) и Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР (ИГиГ СО АН СССР). Первые данные по морским мезозойским отложениям были получены для района нефтяных разведок на северо-востоке Хатангской впадины у побережья бухты Нордвик, на побережьях и в междуречье Хатангского залива и Анабарской губы. В работах А. И. Кравцовой, А. И. Бочарниковой, М. К. Калинко [11, 79] приводится общая литологическая характеристика триасовых, юрских и нижнемеловых толщ, описан состав терригенных компонентов, восстанавливаются источники сноса и палеогеографическая обстановка формирования отложений.

Аналогичный круг вопросов рассматривается и в литологических работах, посвященных мезозойским отложениям других арктических районов Восточной Сибири. В Енисей-Хатангском прогибе П. С. Грамбергом и Э. Н. Аплоновой [44, 136] охарактеризованы триасовые отложения, З. З. Ронкиной [178, 180, 194] описаны юрско-меловые толщи. Мезозойский разрез северо-восточной и южной частей Лено-Анабарского прогиба изучен Б. И. Тест (1955 г.), З. В. Осиповой [157], А. В. Ивановской [73]. В отдельных районах северной части Приверхоянского прогиба И. С. Грамбергом, Э. Н. Аплоновой [44], А. И. Кравцовой [60] охарактеризованы триасовые отложения, Б. И. Тест (1955 г.) и А. В. Ивановской [73] — триасовые, юрские и меловые толщи, Б. И. Тест и З. В. Осиповой [156, 198] — юрские и меловые, а Р. А. Биджиевым [7] и Н. М. Джиноридзе [52] — юрские отложения. З. З. Ронкиной [178] и З. В. Осиповой [156] были рассмотрены результаты выполненных в НИИГА анализов тяжелых фракций юрских и меловых отложений и восстановлены вероятные юрские и меловые источники сноса на севере Средней Сибири.

Кроме перечисленных исследований, посвященных общему литологическому изучению отдельных частей мезозойского разреза, в статьях Р. А. Биджиева, М. Д. Булгаковой, А. Г. Войцеховской, Р. О. Галабалы, И. С. Грамберга, Н. М. Джиноридзе, А. С. Запорожцевой, А. В. Ивановской, В. Ю. Ивенсена, М. Е. Каплана, Е. П. Колокольцевой, В. Н. Коробициной, Р. В. Королевой, В. М. Лазуркина, Ю. И. Минаевой, З. В. Осиповой, А. В. Павлова, Б. И. Прокопчука, З. З. Ронкиной, В. Н. Сакса, В. П. Семенова, Д. С. Сорокова, И. И. Тучкова, И. В. Школы, Е. Г. Юдовного и других авторов освещаются некоторые специальные литологические вопросы: состав юрских конгломератов и его изменение по площади и разрезу в северной части Приверхоянского [10, 112, 142, 143, 155, 166] и южной части Лено-Анабарского [155] прогибов, распределение глинистых минералов в различных горизонтах мезозойских отложений в отдельных районах прогибов [85, 86—89, 95, 96, 126, 204], фосфоритность мезозойских толщ восточной части Лено-Анабарского и северной части Приверхоянского прогиба [4, 9, 158, 176, 199, 212], характер кор выветривания на северо-востоке территории и в ближайших районах [30, 84, 113, 115, 127, 165, 202, 213], характер горизонтов высокожелезистых пород в мезозойском разрезе [56, 65], некоторые особенности в характеристике терригенных компонентов [13, 77, 78, 91—94, 110, 179, 181] и палеогеографическая обстановка на отдельных этапах мезозойской истории по данным изучения литологических характеристик отложений [19, 32, 51, 53, 67, 130, 148, 156, 185, 192 и др.].

В основных литологических работах, выполненных до настоящего времени, ярко представлено терригенно-минералогическое

направление исследований. Основное внимание уделяется в них характеристике тяжелых минералов, восстановлению источников сноса и общей палеогеографической обстановке формирования отложений. Значительно менее полный, отрывочный характер имеет материал по глинистым, породообразующим обломочным, аутигенным минералам, физическим свойствам пород, коллекторским и изолирующим горизонтам, распределению полезных ископаемых. Не разработаны представления о степени катанетической преобразованности пород. Отсутствуют обобщающие исследования, охватывающие весь морской терригенный комплекс по всей территории прогибов.

Эти пробелы частично восполняются в настоящей работе. Для решения поставленных задач — восстановления условий формирования отложений и оценки факторов, контролирующих их состав, необходимо было получить систематические количественные характеристики распределения породообразующих, глинистых, аутигенных минералов и физических свойств пород. С этой целью нами в период с 1967 по 1973 год было выполнено детальное послойное изучение опорных для Сибири разрезов морского мезозоя района* на территории площадью более 400 000 км², протягивающейся от бассейна р. Хатанги до бассейна р. Лены и от широты Полярного круга до побережья Северного Ледовитого океана. Было описано 25 разрезов триасовых, юрских и нижнемеловых отложений в бассейнах рек Хатанги, Анабара, Оленека, Лены и на побережье моря Лаптевых от Восточного Таймыра до Оленекской протоки (рис. 1). В сравнительных целях были изучены также пермский и нижнемеловой (континентальные отложения) разрезы в нижнем течении р. Лены.

Выполненные полевые работы имели комплексный литолого-стратиграфический характер и проводились совместно с палеонтологами ВНИГРИ и ИГиГ СО АН СССР С. В. Мелединой, Т. И. Нальняевой, М. С. Месежниковым, М. Н. Вавиловым, В. А. Захаровым, Б. Н. Шурыгиным, В. Г. Князевым. Это обеспечило точную стратиграфическую привязку образцов, опирающуюся на последние палеонтологические наблюдения.

Собранный каменный материал, представленный 3500 образцами, дополненный 500 образцами, любезно переданными нам Т. И. Кириной, Е. Г. Юдовным, М. С. Месежниковым, К. С. Хечояном, З. З. Ронкиной, В. А. Басовым, С. А. Чирвой и М. Н. Вавиловым как из изученных нами, так и из целого ряда других

* Морской мезозойский разрез включает триасовые, юрские, частично нижнемеловые, а также верхнемеловые отложения. Последние в связи с незначительным распространением (только в пределах Енисей-Хатангского прогиба) и специфическими условиями формирования в настоящей работе не рассматриваются. Нам не рассматриваются также и морские мезозойские толщи западной части Енисей-Хатангского прогиба, детально охарактеризованные в многочисленных публикациях [178, 180, 204 и др.].

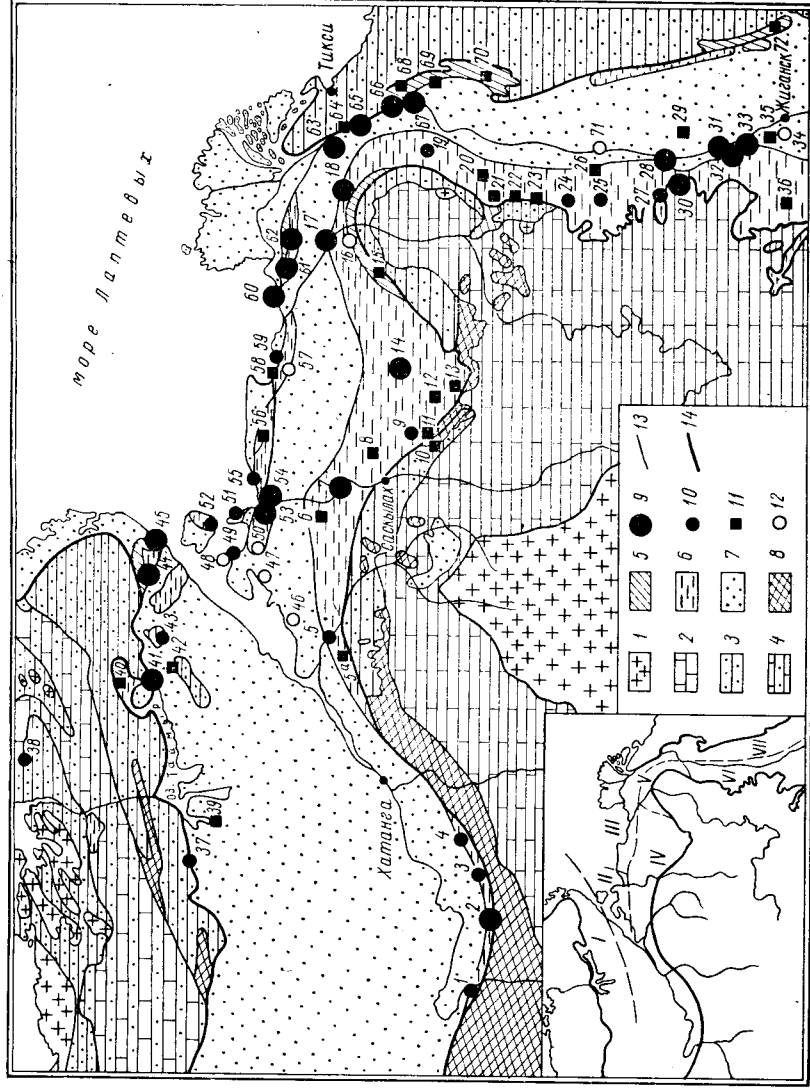


Рис. 1. Схематическая карта Хатантского, Лено-Анабарского, северной части Приверханского прогибов, их обрамления и расположение мезозойских разрезов.

1 — кислые изверженные и метаморфические архейские и протерозойские породы; *отложения*: 2 — карбонатные синийско-палеозойские сланцы, 3 — терригенные преимущественно верхнепалеозойские (на Таймыре также протерозойские метаморфизованные), 4 — чередующиеся карбонатные и терригенные синийско-палеозойские, 5 — триасовые, 6 — юрские и морские нижнекремлевые, 7 — шкельско-вые угленосные и более молодые; 8 — трапповый пермогренитовый комплекс; 9 — разрезы, описанные автором; 10 — разрезы, изученные автором по каменному материалу других геологов; 11 — разрезы и 12 — скважины, учтенные по литературным данным; 13 — границы основных петрографических комплексов; 14 — границы мезозойского терригенного выношения прогибов.

Районы с *однотипным характером разрезов*: I — Таймырский, II — Усть-Анабарский, III — Лено-Анабарский (складчатое крыло прогиба), IV — Анабаро-Хатантский, V — Оленекский, VI — Молодожигалский, VII — Приверхойский.

Разрезы (арабские цифры на рисунке): 1 — р. Хета, 2 — р. Боярка, 3 — р. Бол. Романыха, 4 — р. Маймечка, 5 — р. Попытай, 5а — р. Попытай, 6 — р. Харабыл, 7 — р. Анабар, 8 — бассейн рек Средней и Половинной, 9 — реки Вилыр и Чююмшюрэг, 10 — р. Халдыга, 11 — р. Чимеара, 12 — среднее течение р. Уджи, 13 — верхнее течение р. Уджи, р. Борго-Токур, 14 — р. Буолкатаах, 15 — среднее течение р. Пура, 16 — скважины района нижнего течения р. Пура,

17 — р. Оленек, 18 — р. Келлимер, 19 — р. Эй-ягит, 20 — р. Арлаах-Сазыг, 21 — р. Усукут, 22 — р. Типт-Юрэг, 23 — р. Акуодаан, 24 — р. Молодо, 25 — р. Сюнгудэ, 26 — р. Огонор-Юрэг, 27 — р. Моторчула, 28 — м. Менгкере, 29 — м. Менгкере, 30 — р. Муна, 31 — м. Кыстат, 32 — м. Херошувэ, 33 — мысы Джэской, Чоноко, Порог, 34 — скважины Жиганского района, 35 — участок Темир-Ваньят, 36 — верхнее течение р. Линде, 37 — р. Дибяка-Тари, 38 — бассейн р. Делшпрэдской, 39 — оз. Таймыр, 40 — реки Нюнь-Караку и Магдай-Тари, 41 — р. Бикала-Нруоха, 42 — район м. Цветкова, 43 — р. Подкаменная, 44 — р. Черюкробеная, 45 — район м. Цветкова, 46 — скважины района бухты Сандаско, 47 — скважины района пос. Илья-Кожениково, 48 — скважины долины Нордвик, 49 — п-ов Шахэ, 50 — скважины Чагдах-Луринского района, 51 — п-ов Шахэ, 52 — о. Бегтечва, 53 — западное побережье Малайской губы, 54 — восточное побережье Анабарской губы, 55 — м. Муус-Хол, 56 — центральная часть мр. Пронизица, 57 — скважины Улахан-Юрэгской платины, 58 — район нижнего течения р. Буолкатааха, 59 — м. Ту-муд, 60 — пос. Станах-Хото и р. Сукно-Юрэг, 61 — р. Таас-Крест, 62 — реки Нуучча и Дююмшюрэг, 63 — в. Булкур, 64 — о. Таас-Арык, 65 — пос. Кумах-Саурт, 66 — м. Чекурковский (северный и южный разрезы), 67 — м. Чуца, 68 — бассейн р. Чубукулаха, 69 — р. Эбитсем, 70 — бассейн р. Унуохтааха, 71 — Джарджанская опорная скважина, 72 — р. Бегиджан.

мезозойских разрезов района, обрабатывался автором и в лабораториях ВНИГРИ. Автором выполнены описанные 4000 шлифов и рентгеновское изучение 750 образцов тонких фракций пород. В лабораториях Института произведено более 3000 различных анализов физических свойств пород, их химического и минерального состава. Анализы выполнены: определения физических свойств (открытой и общей пористости, проницаемости, плотности) — А. И. Гусевой, Н. П. Синявской и Н. И. Мартыновой; иммерсионные анализы — Е. Н. Родновой и З. Н. Ипатовой; электронномикроскопические и электронографические анализы — Р. А. Михайлович и Л. С. Гудковой; карбонатные, силикатные анализы, изучение форм железа и серы — В. М. Туминой и Э. Л. Гольдберг; спектральные анализы — Л. П. Дергачевой, Е. И. Флегонтовой, Б. А. Лебедевым; определения органического углерода и битуминозных компонентов — Н. С. Соловьевой; определения степени метаморфизма органического вещества углепетрографическими методами — Г. М. Парпаровой и А. В. Жуковой. Цифровой материал обрабатывался на ЭВМ БЭСМ-2, 3, 6 по программам, со-

ставленным Л. Д. Кноррингом, М. Д. Белониным, В. Н. Дечем. В подготовку материала к анализам и в оформление работы значительный труд вложен К. С. Хечояном и А. М. Жарковым.

Проведенные исследования и обобщение имеющегося литологического материала, прежде всего по тяжелым минералам, позволили охарактеризовать основные разрезы мезозойских отложений района (см. рис. 1).

Автор считает приятным долгом выразить признательность своим товарищам палеонтологам, участвовавшим в совместных экспедициях, и геологам, любезно предоставившим дополнительный каменный материал по ряду мезозойских разрезов. Автор благодарен В. Н. Саксу, Т. И. Кириной, С. В. Мелединой, З. З. Ронкиной и З. Г. Каплану за замечания и советы, полученные при обсуждении отдельных вопросов и разделов работы, и особенно признателен М. С. Месежникову за полезные советы и постоянную поддержку в проведении исследований.

ГЛАВА I ОБЩАЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

Мезозойская терригенная толща на севере Восточной Сибири заполняет прогибы мезозойского заложения, расположенные между древней Сибирской платформой, герцинскими складчатыми сооружениями Таймыра и мезозойской Верхоянской складчатой областью. Современный структурный план территории (рис. 2) оформился главным образом в течение мелового и кайнозойского тектогенеза.

В пределах северной части Сибирской платформы, ограничивающей с юга рассматриваемый район, выделяются две крупные структурные единицы — Анабарская антеклиза и Тунгусская синеклиза, подразделяющиеся на более мелкие структурные элементы — Анабарский, Оленекский, Уджинский, Мунский своды и разделяющие их седловины. В пределах Оленекского свода выделяются структуры третьего порядка: Сололийское и Куойско-Далдынское поднятия, разделяемые Кютюнгдинским грабеном (прогибом). Многие из перечисленных структурных элементов, как показывают результаты литологических исследований, оказывали непосредственное влияние на формирование мезозойских отложений прогибов.

Расположенная к северу от Сибирской платформы крупная зона Лено-Енисейских прогибов разделяется системой поперечных поднятий фундамента (порогами) на Приверхоянский, Лено-Анабарский (иногда объединяемые под названием Предверхоянский), Енисей-Хатангский (или Предтаймырский) прогибы. В их пределах выделяется ряд структурных элементов более высоких порядков. В Таймырской складчатой области наблюдаются мелкие наложенные (юрские) впадины, например Северо-Таймырская, бассейна р. Ленинградской.

Мезозойские прогибы севера Сибирской платформы имеют резко асимметричное строение: южные и западные пологие приплатформенные и крутые северные и восточные складчатые борта, непосредственно примыкающие к Верхоянской складчатой области, ее северо-западной ветви и Таймырской складчатой области. Мощность морского мезозойского терригенного комплекса возрастает от платформенного к складчатому борту от первых сотен метров до 3—4 км.

Прогибы выполнены триасовыми, юрскими и меловыми отложениями. Современная весьма дробная стратиграфическая схема этих отложений, опирающаяся на результаты исследований В. Н. Сакса, М. С. Месежникова, Ю. Н. Полова, А. А. Герке, Н. И. Шульгиной, Т. М. Емельянцева, Д. С. Сорокова, И. С. Грамберга, Т. И. Кириной, С. В. Мелединой, Р. А. Биджиева, Т. И. Нальняевой, Н. М. Джиноридзе, М. Н. Вавилова, В. А. Захарова, В. А. Басова и других стратиграфов и палеон-

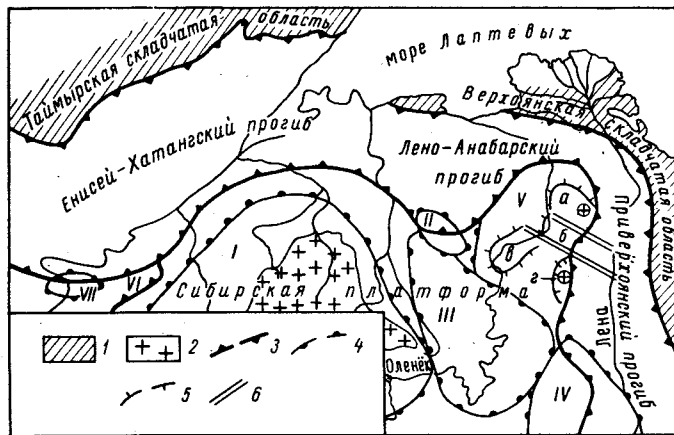


Рис. 2. Тектоническая схема Хатангского, Лено-Анабарского и северной части Приверхоанского прогибов и их обрамления (с тектонической карты осадочного покрова Сибирской платформы м-ба 1 : 2 500 000, 1968 г., упрощено).

1 — складчатые области; 2 — выходы на поверхность архейских пород; границы: 3 — антеклиз и синеклиз, 4 — сводов, выступов, мегавалов, седловин и впадин, 5 — поднятий, 6 — Кютюндинского прогиба.

Анабарская антеклиза: I — Анабарский свод, II — Уджинский свод, III — Суханская впадина, IV — Мунский свод, V — Оленекский свод (а — Солоолийское поднятие; б — Кютюндинский прогиб; в — Куойское поднятие; г — Далдынское поднятие); VI — Хараелахско-Иконская впадина, VII — Ледянский свод.

тологов, включает зональное расчленение морских толщ. Их стратиграфическая характеристика в соответствии с современной стратиграфической схемой [191] приводится совместно с литологическим описанием. Там же указывается и конкретное стратиграфическое расчленение каждого из детально изученных нами разрезов.

Разрезы морских мезозойских отложений различных районов рассматриваемой территории различаются по своему характеру — мощности, строению, количеству перерывов и глубине размытия подстилающих отложений, минеральному составу и соотношению основных литологических типов пород. Можно выделить несколько районов с однотипным характером разрезов: районы, примыкающие к Таймырской складчатой области, со значительной мощностью отложений при общем довольно грубозернистом составе и достаточно специфическом минеральном

комплексе, отражающем состав пород близкой Таймырской питающей провинции; районы складчатых крыльев прогибов, а внутри них — Усть-Анабарский район, складчатые крылья Лено-Анабарского и Приверхоанского прогибов; районы платформенных крыльев прогибов, а внутри них — Анабаро-Хатангский, Оленекский и Молодо-Жиганский районы (см. рис. 1).

При переходе от платформенных крыльев прогибов к их складчатым бортам, как правило, увеличивается полнота и мощ-

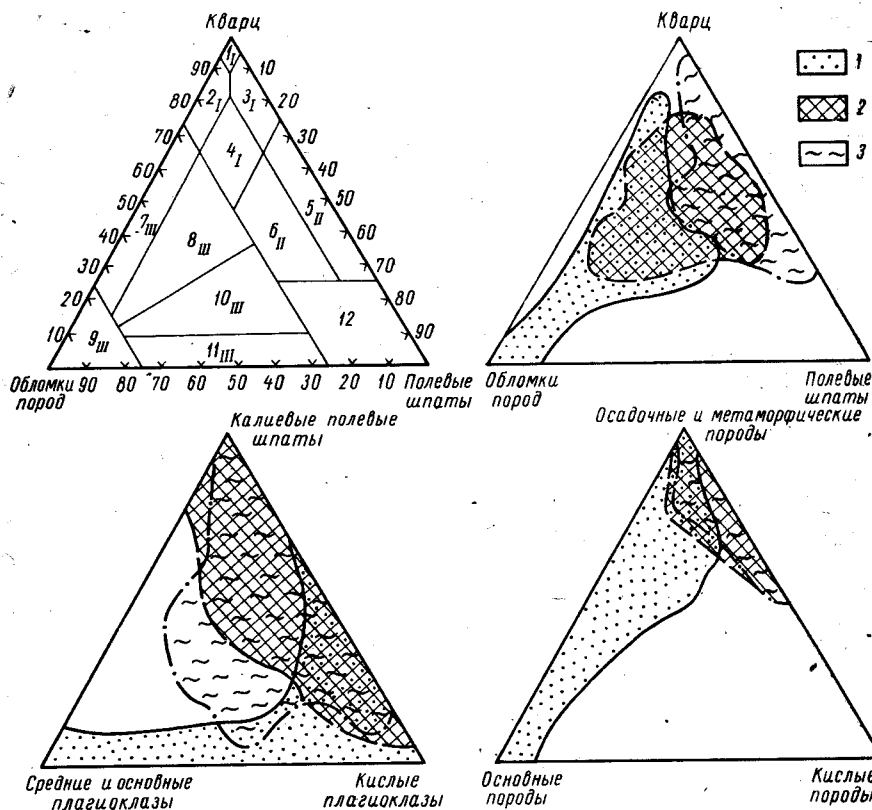


Рис. 3. Диаграммы состава алевритово-песчаных пород морских мезозойских отложений севера Восточной Сибири. При составлении диаграмм использованы результаты изучения 720 шлифов и 619 иммерсионных определений соотношений различных групп полевых шпатов. Классификационные поля диаграммы по В. Д. Шутову [216].

Кварцевая группа (песчаники): 1_I — мономиктовые кварцевые, 2_I — кремнекlastито-кварцевые, 3_I — полевошпатово-кварцевые, 4_I — мезомиктовые кварцевые; аркозавая группа: 5_{II} — собственно аркозы, 6_{II} — граувакковые аркозы; граувакковая группа (граувакки): 7_{III} — кварцевые, 8_{III} — полевошпатово-кварцевые, 9_{III} — собственно граувакки, 10_{III} — кварц-полевошпатовые, 11_{III} — полевошпатовые; 12 — кристалло-туфовые накопления; терригенные комплексы: 1 — триасовый, 2 — нижне-среднеюрский, 3 — верхнеюрский — нижнемеловой.

ность разрезов, возрастает роль глинистых пород, происходят характерные изменения в минеральном составе отложений, обусловленные удалением от главных источников сноса на Сибирской платформе, осадочной дифференциацией и преобразованием материала, появлением дополнительных источников питания. В этом же направлении возрастает степень катагенетической преобразованности пород. Кроме зональности отложений по площади прогибов не менее отчетливой является также и их зональность в стратиграфическом разрезе. По особенностям строения и состава — характеру ритмичности, набору обломочных породообразующих и аксессуарных, глинистых и аутигенных минералов, — а также по перспективности на различные полезные ископаемые морская мезозойская терригенная толща района подразделяется на три крупных терригенных комплекса: триасовый, ниже-среднеюрский и верхнеюрский — нижнемеловой. Самостоятельность комплексов наглядно иллюстрируется резкими различиями их петрографического состава: преимущественно граувакковым характером триасового, аркозо-граувакковым характером ниже-среднеюрского и существенно аркозовым характером верхнеюрского — нижнемелового комплекса (рис. 3).

ТРИАСОВЫЙ ТЕРРИГЕННЫЙ КОМПЛЕКС

Характерной особенностью комплекса, отмечаемой всеми исследователями [40, 44, 193 и др.], является отчетливая ритмичность. Комплекс распадается на три крупных цикла — индский, оленекско-ладинский и карнийско-рэтский. Индский неполный цикл является регрессивной частью крупного верхнепермско-индского цикла седиментации. Каждый из двух следующих самостоятельных циклов — оленекско-ладинский и карнийско-норийский — начинается морской трансгрессивной толщей и заканчивается регрессивными прибрежными и континентальными отложениями.

Крупные седиментационные циклы в свою очередь распадаются на более мелкие циклы, объем которых приблизительно соответствует ярусу. В их строении принимают участие элементарные циклы третьего порядка, начинающиеся в морских отложениях трансгрессивной глинистой пачкой и заканчивающиеся регрессивным песчаным горизонтом. В континентальных толщах циклы имеют обратное строение: они начинаются трансгрессивной песчаной (конгломератово-песчаной) пачкой и заканчиваются глинистым (углисто-глинистым) горизонтом. Исключение составляет оленекская трансгрессивная преимущественно глинистая толща, в которой отмечается однонаправленный характер изменения гранулометрического состава — от аргиллитов в нижней части яруса к алевролитам и песчаникам в его верхних горизонтах.

Характерные особенности комплекса, выявляемые уже при полевых исследованиях, помимо его ритмического строения — общий зеленоватый оттенок пород, обусловленный присутствием зерен хлоритизированных основных эффузивов и широким развитием хлоритовых цементов, пестроцветная окраска нижних горизонтов разреза (индского яруса), появление красноватых известковых прослоев (в анизийских, отчасти верхнеоленекских толщах), довольно широкое развитие текстур подводного оползания (главным образом в индско-анизийской части разреза), угленосность отдельных частей разреза, незначительная роль в конкреционном комплексе сульфидных стяжений.

Описание стратиграфических подразделений

Отложения индского яруса с разрывом, но в большинстве разрезов без видимого углового несогласия*, залегают на различных горизонтах пермского разреза. В породах присутствует богатый комплекс индских конхострак: *Pseudoestheria tumaryana* Novoj., *P. kashirtzevi* Novoj., *Cyelotunguzites gutta* (Lutk.), *C. elongata* Molin и др.

В основании яруса, как правило, залегают толща базальных конгломератов. Отдельные маломощные прослои мелкогалечных конгломератов встречаются и выше по разрезу. Далее следуют чередующиеся слои серых и серо-зеленых граувакковых гравелитов, разнозернистых, от крупно- до мелкозернистых, граувакк, темно-серых, красных, иногда зеленых аргиллитов и подчиненные пачки темно-серых алевролитов. Мощность слоев в чередовании колеблется в широких пределах: обычно 1—4, изредка 9—10 м. В песчаных породах присутствуют довольно многочисленные и крупные (до 0,2×0,4 м) шаровые конкреции, более мелкие стяжения иногда образуют коконоподобные и гроздевидные сростки (м. Цветкова). Отмечаются линзовидные карбонатные участки размером до 0,1×2,5 м и красноватые линзовидные полосы карбонатного материала. В алевролитах и аргиллитах встречаются тонкие (2—10 см) лентовидные прослои, а также мелкие (до 10—15 см) дисковидные и почковидные карбонатные и фосфоритовые конкреции, нередко сливающиеся с основным фоном породы. Для песчаных и отчасти алевритовых пачек характерно присутствие косослоистых текстур при мощности отдельных косых серий в песчаниках до 0,4—0,8 м, знаков ряби, внутрiformационных разрывов амплитудой 10—15 см, линзовидных и пятнистых текстур, обусловленных включением песчаных и алевритовых слоев в основную более мелкозернистую массу. В породах встречаются рассеянная галька кремней, пес-

* Угловые несогласия и несовпадения структурных планов перми и триаса отмечаются в Хатангском прогибе — на Восточном Таймыре и в Нордвикском районе [39].

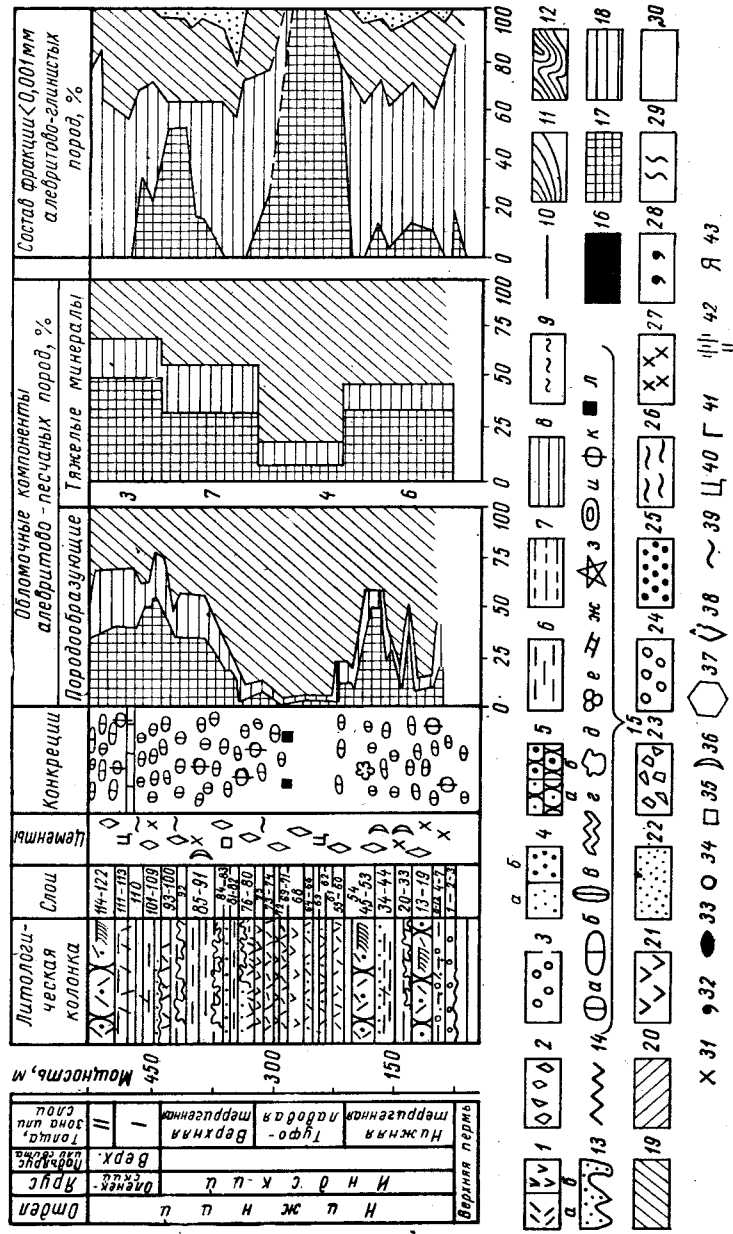


Рис. 4. Литологическая характеристика нижнериасовых отложений в разрезе м. Цветкова. Стратиграфическое расчленение — по М. Н. Ванилова и М. Е. Капана [14].
Условные обозначения к разрезам на рис. 4—8. Основные типы пород и их текстурные особенности: 1 — туфы, туф-фиты, порокластическая смесь основного состава (а) и базальтовые лавы (б); 2 — брекчий и угловатые обломки; 3 — галечники и конгломераты, рассеянная галька и валуны; 4 — пески; 5 — песчаники (а — средние и мелкозернистые; б — крупно-среднезернистые и гравелиты); 6 — алевроиты и алевролиты; 7 — глинистые алевроиты и алевролиты; 8 — глины и аргиллиты; 9 — прослой пластичных глин; 10 — прослой углей и углистые линзы; 11 — косая слоистость; 12 — следы подводного оползания; 13 — кластические дайки; 14 — знаки яри; 15 — конкреции (карбонатные; а — шаровые, б — уплощенные по направлению, в — ориентированные перпендикулярно к направлению «конус в конус», г — с крученой поверхностью, ж — гроздевидные и с натежной поверхностью, з — звездчатые; фосфориты; и — зональные конкреционные прослои); 16 — сульфидные конкреции; 17 — кварц, смешанные минералы, амфиболы; 18 — полевые шпаты, гидрослюда, пироксены; 19 — обломки пород, хлориты, черные рудные минералы; 20 — сфены; 21 — слюды; 22 — лейкоксен, титанистые трудноопределимые минералы и каолинит; 23 — гранат; 24 — циркон; 25 — турмалин; 26 — апатит; 27 — шпинели и хромшпинелиды; 28 — рутил; 29 — стараволит; 30 — прочие минералы. Цементы и аутригенные минералы: 31 — карбонаты; 32 — силикатные микроконкреции (глаукоциты); 33 — фосфаты; 34 — плагиоклазы; 35 — кварц и кремнистое вещество в порах; 36 — регенерационный кварц; 37 — каолинит; 38 — хлорит; 39 — глинистое вещество; 40 — цеолиты; 41 — гипс; 42 — гидрокислы железа; 43 — ярицит.

Цифры у колонок — количество образцов, использованных при вычислении средних содержаний минералов по стратиграфическим подразделениям.

чаников, алевролитов, аргиллитов (последние нередко в виде плоских расщепленных обломков размером до 10—15 см), линзочки гравийного материала, переотложенные конкреции, куски древесины, достигающие в диаметре 10 см, растительный детрит, остатки семян араукариевых. В разрезе у м. Цветкова отмечаются следы подводного оползания: плейчатые текстур, включения песчаных и алевроитовых глыб, «завернутых» во вмещающую породу.

Разрез индского яруса Восточного Таймыра в районе м. Цветкова имеет отчетливое трехчленное строение (рис. 4). Он распадается на нижнюю терригенную, среднюю туфоластовую и верхнюю терригенную толщи. В верхней части туфоластового горизонта присутствуют три покрова миндалекаменных эффузивов мощностью 5; 12 и 25 м. Мощность индского яруса 430 м.

В пределах Нордвик-Хатангского (Усть-Анабарского) района индские отложения отсутствуют [79]. По данным Ф. Ф. Ильина и Г. А. Ермолаева, они вновь появляются в центральной части хр. Прончищева и прослеживаются далее на восток в складчатом борту Лено-Анабарского прогиба, до среднего течения Оленекской протоки. Мощность индского яруса сокращается в восточном направлении от 120 м в разрезе Улахан-Юрхаской антиклинали до 4 м в разрезе среднего течения Оленекской протоки. Здесь близ устья р. Дюлюнг-Юргэ индский ярус, залегающий на пермских аргиллитах, представлен исключительно плотными серо-зелеными мелкозернистыми песчаниками с обломками аргиллитов, чередующимися с прослоями красных, зеленых, чер-

ных аргиллитов с тонкими сидеритовыми линзами и горошинами пирита, нередко с кристаллографической огранкой. Разрез завершается прослоем дезинтегрированного вулканомиктового гравелита. Индские отложения прослеживаются также и по северному обрамлению Оленекского поднятия — от среднего течения р. Пура до верховьев р. Эйэкита. По данным Д. С. Сорокова [193], И. В. Школы [115], А. А. Красильщикова, В. Н. Войцеховского, Д. А. Вольнова, они представлены здесь маломощной, кое-где уничтоженной предоленекским размывом, пачкой чередующихся пестрых пластичных и оскольчатых глин и грязно-зеленых песчаников с прослоями (до 0,2—0,4 м) конгломератов.

Отложения индского яруса сменяются оленекской глинистой толщей, в подошве которой на значительной части рассматриваемой территории (от р. Анабара до бассейна нижнего течения р. Лены) развита площадная кора выветривания.

Оленекский ярус представлен темно-серыми, иногда битуминозными аргиллитами с довольно обильными конкреционными образованиями — фосфоритами, карбонатными стяжениями и конкреционными прослоями нередко с текстурой «конус в конус». Постоянно встречаются тонкие (1—10 см) конкреционные линзы железистых карбонатов. Аргиллиты сменяются вверх по разрезу алевритовыми аргиллитами, алевролитами с прослоями алевритовых мелкозернистых песчаников, нередко косослоистых, с рассеянной галькой. Иногда (Чекуровская антиклиналь, м. Цветкова) отмечаются маломощные (5—10 см) прослой мелкогалечных конгломератов, образованных перетолженными конкрециями фосфоритов и карбонатов. В породах содержится богатая фауна головоногих: *Paranorites kolymensis* Р о р о в, *P. olenekensis* Р о р о в, *Dieneroceras dineri* (Н у а т т е t S m i t h), *Nordopliceras karpinskii* (М о j s.), *Keyserlingites middendorfi* (К е у s.) и др., позволяющая произвести зональное расчленение отложений и выделить нижний (зоны *Meekoceras gracilitatus* и *Anasibirites multiformis*) и верхний (зоны *Olenekites spiniplicatus* и *Prochugarites tuberculatus*) подъяруса.

На Восточном Таймыре разрез оленекского яруса представлен нижним подъярусом — темно-серыми аргиллитами мощностью не менее 100 м, обнажающимися в отдельных выходах по р. Чернохребетной и включающими отложения обеих зон, и верхним подъярусом, прекрасно обнаженным в разрезе м. Цветкова, где он с размывом ложится непосредственно на индские отложения (см. рис. 4). В основании яруса залегает базальный песчаник мощностью 1,8 м с маломощным прослоем гравелита (12—15 см). Выше следуют туффиты, туфоаргиллиты и туфо-алевролиты, переполненные шаровыми, в некоторых случаях перетолженными, наваленными друг на друга карбонатными конкрециями с прослоями мелкозернистых, нередко розоватых, алевритовых туфов и туфопесчаников, иногда тонкослоистых, с единичной рассеянной галькой осадочных пород и зерна-

ми (1—3 мм) черного хрупкого угля. Мощность верхнеоленекской толщи в разрезе м. Цветкова 108 м.

В Нордвик-Хатангском районе нижнетриасовые отложения также представлены верхней частью оленекского яруса [79], залегающей на различных горизонтах перми. В основании разреза иногда присутствуют брекчии основных эффузивов или прослой песчаника с галькой, выше следуют аргиллиты с прослоями алевролитов, песчаников, маломощными линзами мелкогалечных конгломератов. Мощность отложений колеблется от 20 до 78 м, составляя в среднем 40—60 м.

Еще восточнее, в складчатой ветви Лено-Анабарского прогиба, более полный разрез оленекского яруса распадается на несколько выдержанных литологических горизонтов (рис. 5). В его основании на породах индской толщи залегает пачка темно-серых аргиллитов, мощностью 10—25 м, с редкими карбонатными конкрециями, сменяемая своеобразной толщей ламинитов («горизонт ракушняка»), представленных черными буроватыми листоватыми трухлявыми битуминозными аргиллитами в прослоях мощностью 1—5 см, часто чередующимися с преобладающими прослоями и конкреционными образованиями серых битуминозных известняков, мощностью до 10—15 см. В этой части разреза содержится фауна нижней зоны нижнего подъяруса. Мощность горизонта 10—40 м. Выше следуют темно-серые аргиллиты с обильными карбонатными двуслойными конкрециями, желтоватыми с поверхности, с черным фосфатным ядром и отдельными черными хрупкими почковидными фосфоритами, приуроченными к низам толщи. Вверх по разрезу аргиллиты постепенно сменяются алевролитами с редкими прослоями мелкозернистых алевритовых песчаников. В породах присутствуют конкреционные стяжения с текстурой «конус в конус» и тонкие (1—3 см) слои конкреционных карбонатов. Мощность пачки с фауной верхней зоны нижнего подъяруса и обеих зон верхнего подъяруса 220—300 м. Суммарная мощность яруса 250—350 м.

В пределах южного борта Лено-Анабарского прогиба по северному склону Оленекского поднятия наблюдается заметное сокращение (до 120—140 м и менее) мощности яруса при сохранении общего характера разреза [115, 193]. В нижней его части залегает толща аргиллитов с редкими конкрециями, мощностью 2,5—12 м, сменяемая выше пластом известняка (0,8—2,2 м) с неясно выраженной органогенной структурой — аналогом «горизонта ракушняка» северных разрезов (в отдельных случаях известняк налегает непосредственно на пермские породы). Верхние горизонты разреза представлены пачкой аргиллитов (60—70 м), сменяющихся алевритовыми аргиллитами с прослоями алевролитов (40—50 м).

В разрезах складчатого борта севера Приверхоанского прогиба нижние горизонты яруса, по-видимому, отсутствуют. В раз-

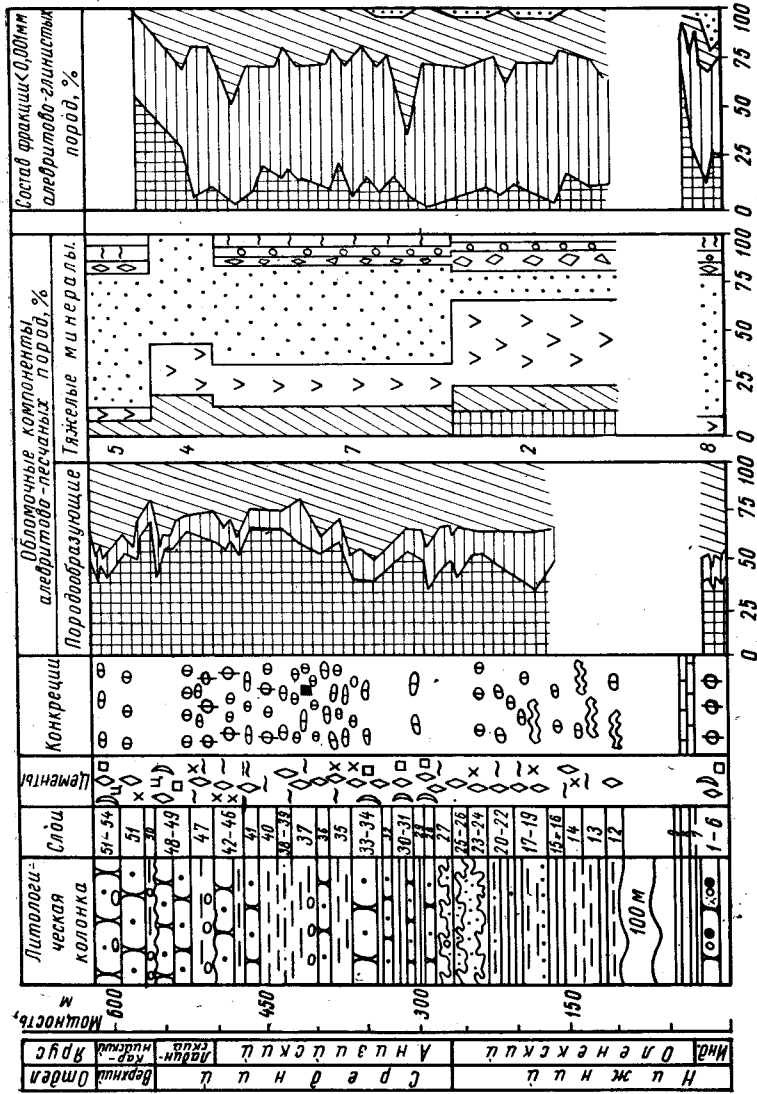


Рис. 5. Литологическая характеристика триасовых отложений в разрезе у пос. Станак-Хочо. Стратиграфическое расчленение по М. Н. Винокову (1972 г.). Данные по тяжелым минералам из работы Д. С. Сорокова и других (1960 г.).

Условные обозначения см. на рис. 4.
Слои 7-9 — горизонт битуминозных ламинитов.

резу западного крыла Булкурской антиклинали между пермскими отложениями и аргиллитами оленевского яруса наблюдается перерыв по мощности не менее 100 м, выше следуют аргиллиты с конкрециями, в верхней части с прослоями алевролитов, видимой мощностью 85 м. В северном разрезе Чекуровской антиклинали оленевские отложения залегают на пермских аргиллитах (рис. 6). В их подошве присутствует кора выветривания мощностью 3 м. Выше следуют огипсованные аргиллиты с конкрециями, сменяющимися алевролитами с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Мощность яруса здесь около 90 м.

Среднетриасовые отложения развиты только в пределах складчатого борта прогибов. Они включают анизийский и ладинский ярусы. Последний в западных разрезах имеет континентальный характер.

Отложения анизийского яруса представлены чередующимися прослоями аргиллитов, алевролитов, граувакк с богатой фауной — *Stenoporopoceras mirabilis* Пороу, *Arctochungarites triformis* (Mojs.), *Gimnotoceras deleeni* (Mc Learn), *Frechites laptevi* Пороу и др., — позволяющей произвести зональное расчленение отложений и выделить нижний (зоны *mirabilis* и *triformis*) и верхний (зоны *deleeni* и *laptevi*) подъярусы. Мощность прослоев глинистых и алевритовых пород — единицы метров, изредка до 10—20 м. Мощность прослоев граувакк, роль которых резко возрастает в верхней части разреза, особенно в пределах Хатангского прогиба, где они образуют выдержанный горизонт (20—60 м), завершающий разрез яруса, достигает 10—20 м и более. Граувакки анизийских отложений имеют характерный для триасовых песчаников облик. Это серозеленые массивные породы, нередко косослоистые, со знаками ряби, текстурами оплывания, с рассеянной галькой осадочных пород, растительным детритом, редкими маломощными (до 10—15 см) прослоями мелкогалечных конгломератов, состоящими из переотложенных карбонатных, иногда фосфатных конкреций и обломков глинистых пород. В разрезах Лено-Анабарского и Приверхоянского прогибов в них встречаются обильные иглы морских ежей. Характерно также присутствие очень правильных шаровых карбонатных конкреций размером 5—15 см и более крупных стяжений размером до 0,5×1,0 м и линзовидных песчаных карбонатных прослоев с красноватым (м. Цветкова, р. Булкур) оттенком. В алевролитах и аргиллитах отмечаются довольно многочисленные различные по размерам и форме карбонатные конкреции и тонкие конкреционные прослои, иногда (м. Цветкова) с текстурой «конус в конус», в нижней части яруса встречаются мелкие фосфориты. Типичная особенность большинства изученных разрезов (м. Цветкова, пос. Станак-Хочо, Булкурская антиклиналь) — довольно широкое распространение текстур подводного оползания.

На Восточном Таймыре в разрезе м. Цветкова (рис. 7) нижнеанизийские отложения представлены алевритами и туфо-алевролитами с многочисленными карбонатными конкрециями, многие из которых обладают характерной крученой поверхностью и переполнены остатками фауны. Эти конкреции тяготеют к нижней части разреза. Здесь же встречаются цефалоподовые ракушки и мелкие шаровые фосфориты. В породах присутствуют своеобразные петельчатые следы илоедов. В основании разреза в маломощном (3—5 см) прослое наблюдаются многочисленные мелкая галька осадочных пород, переотложенных фосфатных и карбонатных конкреций, зерна основных стекол и гиалобазальтов. Мощность алевритовой толщи 107 м.

Выше следуют верхнеанизийские отложения, представленные чередующимися туфопесчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями красноватых песчаных известняков мощностью 0,1—0,8 м, крупными карбонатными конкрециями и конкреционными линзами с развитой текстурой «конус в конус». Присутствуют петельчатые следы илоедов. В верхней почти целиком песчаной части разреза мощностью 60 м появляются углистые линзочки, обломки древесины диаметром до 10 см, осколки углей. В средней части песчаной пачки присутствует горизонт гравелитов и гравелистых туфопесчаников с градационной слоистостью мощностью около 7 м. В 175 м от подошвы анизийского яруса наблюдается 14-метровый подводнооползневый горизонт, образованный невыдержанными по простиранию песчаными прослоями с карманами, заполненными различно ориентированными конкрециями, с включениями крупных (до 0,5×2 м) неправильных глыб песчаника в алевритовой основной массе. Мощность верхнеанизийских отложений 186 м, общая мощность анизийского яруса в разрезе м. Цветкова 293 м.

Сходный характер имеют также и анизийские отложения Нордвик-Хатангского (Усть-Анабарского) района. В нижней своей части они представлены чередующимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, в верхней — монотонной пачкой массивных нередко косослоистых песчаников с рассеянной галькой кремнистых пород и угловатыми обломками аргиллитов, с шаровыми карбонатными конкрециями и прослоями известняков. Эта пачка хорошо обнажена на западном берегу Анабарской губы (рис. 8). Мощность яруса, по данным Т. М. Емельянцева (1953, 1954), М. К. Калинин (1959), Г. К. Видмин-Лобзина, 102—133 м при мощности верхней пачки 20—50 м.

Аналогичный по характеру разрез анизийского яруса известен и в складчатом борту Лено-Анабарского и Приверхоанского прогибов — в центральной части хр. Прончищева (данные Ф. Ф. Ильина и Е. Г. Ермолаева), в районе Улахан-Юряхской антиклинали [193], нижнего течения р. Оленека и побережья моря Лаптевых, в разрезах у пос. Станях-Хочо, Оленекской притоки, в нижнем течении р. Лены по р. Булкуру, у Чекуров-

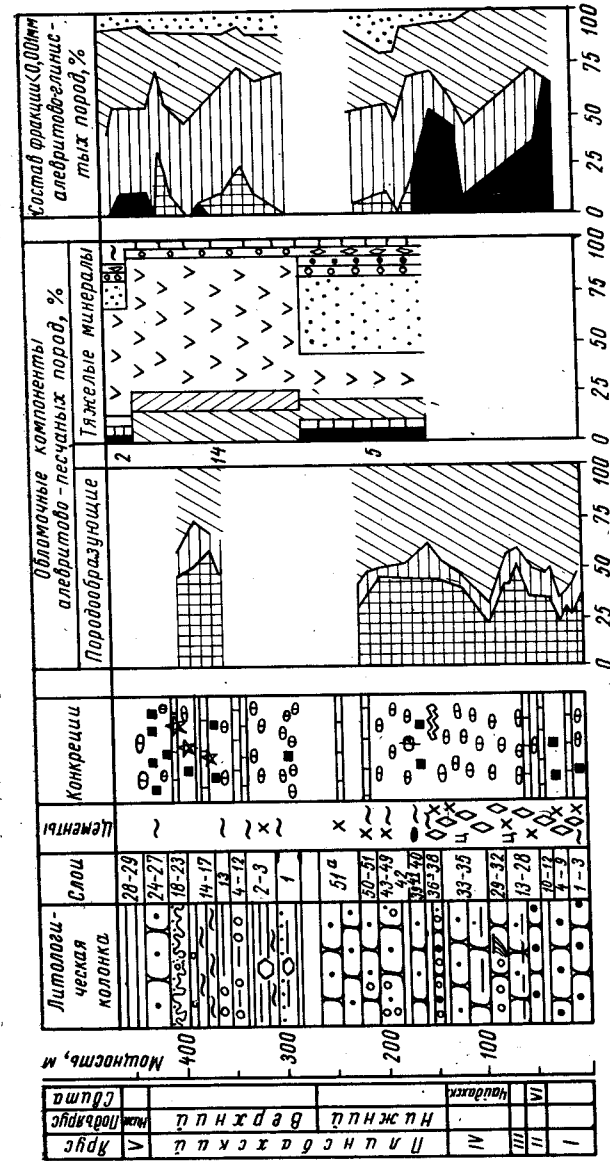


Рис. 8. Литологическая характеристика триасовых и нижнеюрских отложений в разрезе западного берега Анабарской губы. Данные по тяжелым минералам и стратиграфическое расчленение из работы В. Н. Сакса и других (1963 г.). Ярусы: I — анизийский, II — лединский, III — карийский, IV — норайско-рэгский, V — теарский, VI — гурийский свита. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.

ского мыса, а также на о-ве Таас-Ары. Мощность яруса в разрезах Лено-Анабарского прогиба 250—270 м, на Чекурвской и Булкурской антиклиналях сокращается до 130—140 м.

Отложения ладинского яруса развиты лишь в пределах северного складчатого борта прогибов. В Хатангском прогибе (м. Цветкова) они представлены морской толщей с фауной *Tsvetkovites delioliiformis* V a v. et K o r., *Aristoptychites magarensis* P o r o w, перекрываемой континентальными угленосными отложениями с флорой *Neocalamites carcinoides* H a g g i s, *Podozamites*, *Cladophlebis* и др., или же исключительно континентальными фациями (Нордвик-Хатангский район). На севере Лено-Анабарского прогиба весь разрез яруса представлен морской толщей с фауной *Monophyllites* sp., *Nathorstites* sp. и др.

По своему характеру они мало отличаются от подстилающих отложений верхней части анизийского яруса. Основной компонент ладинского морского комплекса — серо-зеленые мелкозернистые граувакки, в верхней части толщи нередко более светлые и менее плотные, чем подстилающие анизийские песчаники, в разрезе у пос. Станях-Хочо сильно ожелезненные в последних 25 м разреза. В породах наблюдаются многочисленные признаки мелководья — косая слоистость, знаки ряби, тактуры оплывания, линзы пеллециподовых ракушнякав с битой ракушей, растительный детрит, обломки древесины, углисто-глинистые примазки по плоскостям наслоения, галечка аргиллитов и перетолженные конкреции. Характерно присутствие игл цидарис, нередко переполняющих породу, шаровых карбонатных конкреций и крупных известковых участков. В чередующихся с песчаниками прослоях алевролитов и аргиллитов присутствуют мелкие дисковидные конкреции темно-серых известняков и тонкие конкреционные ленты анкеритов.

В ладинских песчаниках разреза у м. Цветкова отмечаются звездчатые следы жизни и, так же как в подстилающих анизийских толщах, присутствуют петельчатые ходы илоедов. В основании яруса (или в кровле анизийского яруса) на побережье Оленекского залива (восточнее устья р. Стан-Хая-Юрэгэ), по данным Д. В. Лазуркина, присутствует прослой (0,2 м) мелкогалечного конгломерата с бобово-оолитовой цементирующей породой. Мощность морских отложений ладинского яруса в разрезе у м. Цветкова 107 м, у пос. Станях-Хочо — 55 м.

Континентальная часть ладинского яруса представлена базальным горизонтом и угленосной толщей, выделяемой на Восточном Таймыре в цветковскую, а в районе Хатангской и Анабарской губы — в гуримисскую свиты. В разрезе у м. Цветкова базальные слои включают разнозернистые нередко крупнокослоистые граувакки с обильной рассеянной галькой, с линзами, карманами, маломощными прослоями конгломератов, алевролитов и аргиллитов, нередко обогащенными углистым материалом. В породах присутствуют немногочисленные, часто пере-

отложенные шаровые карбонатные конкреции и крупные известковые стяжения размером до 0,4×2,0 м. В разрезах р. Чернохребетной и м. Цветкова в песчаниках наблюдаются прослой, переполненные расположенными по наслоению кусками расщепленных зеленоватых аргиллитов размером до 10 см. Мощность базальной пачки 63 м. Выше следуют чередующиеся относительно маломощные (0,3—3 м) прослой серых, светло-серых, иногда белых, нередко глинистых мелкозернистых граувакк и кварцевых граувакк, с обломками стеблей растений, древесины, рассеянной глинистой галькой, иногда с косослоистыми текстурами, текстурами взмучивания, знаками ряби и оплывания, и темно-серых алевролитов и аргиллитов. В породах встречаются редкие дисковидные конкреции и лентовидные конкреционные прослой карбонатного материала. В разрезе присутствует 5 прослоев углей мощностью 5—10 см. Мощность угленосной части ладинского яруса (цветковская свита) 108 м.

Близкий характер имеют континентальные ладинские отложения Нордвик-Хатангского района (гуримисская свита), вскрытые многочисленными скважинами [79] и обнажающиеся на западном берегу Анабарской губы. Необходимо отметить отсутствие выраженного базального горизонта с прослоями конгломератов, почти полное отсутствие углей, а также появление (в разрезах скважин) в нижней, средней и верхней части толщи трех прослоев бобово-оолитовой породы [65] мощностью до 1 м. Мощность свиты 35—40 м.

Верхнетриасовые отложения распространены повсеместно в поле развития триаса. По своему строению и литологической характеристике их разрез очень похож на разрез ладинского яруса. Он представлен на западе (Хатангский прогиб) нижней морской (карнийской) и верхней континентальной угленосной (норийско-рэтской) толщей, а на востоке — только морскими карнийскими и норийскими отложениями*.

В нижней части карнийского яруса преобладают глинисто-алевритовые породы с аммонитовой фауной: *Discoprillites taimyrensis* P o r o w, *Protrachyceras* sp. и др. Верхняя часть представлена преимущественно песчаными разностями с фауной двустворок *Halobia*, *Cardinia*, *Sakawairhynchia* и др.

На Восточном Таймыре в разрезе м. Цветкова в основании яруса лежит маломощный (0,8 м) горизонт мусорной породы, обогащенной (до 70—80%) кварцевым материалом, с мелкой галькой осадочных и изверженных пород, перетолженными конкрециями, позвонками ихтиозавров, фауной головоногих и пеллеципод. Выше следует пачка темно-серых аргиллитов и алевролитов с многочисленными дисковидными и караваеобразными карбонатными конкрециями размером от 3×5 до 30×80 см,

* Встречены М. Н. Вавиловым (устное сообщение) в тектонических блоках вблизи м. Тумул (дельта р. Оленека).

количество которых заметно уменьшается вверх по разрезу. Часть конкреций имеет двухслойное строение, часть обладает характерной крученой поверхностью и переполнена фауной. В низах толщ присутствуют мелкие шаровые фосфориты. Мощность горизонта глинисто-алевроитовых пород 70 м. Выше залегает 85-метровая пачка зеленовато-серых песчаников с грубыми растительными остатками, обломками древесины, углисто-глинистыми пленками, знаками ряби, рассеянной галькой, редкими, иногда переотложенными карбонатными конкрециями, в верхах толщ — с немногочисленными мелкими шаровыми фосфоритами, маломощным (0,1 м) прослоем мелкогалечного конгломерата. Отмечаются прослои (до 0,2 м) аргиллитов и пятнистых алевролитов мощностью до 4,4 м. Мощность карнийских отложений в разрезе м. Цветкова 157 м.

Ближкий характер имеют карнийские отложения в Нордвик-Хатангском районе и в пределах всего складчатого борта Лено-Анабарского прогиба. На востоке Хатангского прогиба они представлены базальным алевроитово-песчаным (2—6 м) горизонтом с линзовидным прослоем мелкогалечного конгломерата (до 1 м) в основании, выдержанной глинистой пачкой (8—15 м) и толщей чередующихся глинистых, алевроитовых и возрастающих в количестве вверх по разрезу песчаных пород [79]. Мощность отложений 30—70 м. Восточнее, в пределах центральной части хр. Прончищева (по данным Ф. Ф. Ильина и Е. Г. Ермолаева), Улахан-Юряхской антиклинали и побережья Оленекского залива (данные В. Л. Иванова и Д. В. Лазуркина), характер разреза яруса сохраняется, а мощность его 40—80 м. В частности, в разрезе у пос. Станях-Хочо карнийские отложения представлены темно-серыми ожелезненными алевролитами мощностью 7 м и перекрывающими их серыми, зеленоватыми, также ожелезненными, косослоистыми песчаниками, с линзочками брахиоподовых ракушнякав и двумя прослоями мелкогалечных конгломератов мощностью 5—25 см. Мощность обнаженной части яруса в этом разрезе 52 м. В низах разреза яруса (но возможно, еще и в верхних горизонтах среднего триаса) во многих пунктах в районе междуречья Оленека и Оленекской протоки присутствуют бовово-оолитовые высокожелезистые породы.

На севере Приверхоянского прогиба карнийские отложения также представлены алевроитово-глинистыми породами и мелкозернистыми песчаниками с линзами ракушнякав, линзовидными и шаровыми, иногда селтариевыми конкрециями. Мощность обнаженной части яруса в разрезе Чекуровской антиклинали 45 м.

В пределах платформенного крыла Лено-Анабарского прогиба карнийские отложения присутствуют в бассейне рек Пура и, возможно, Анабара. В бассейне среднего течения р. Пура маломощные (15—27 м) отложения карнийского яруса представлены линзами конгломератов (0,2—0,4 м), алевроитово-песчаным

горизонтом (4—7 м) с рассеянной галькой и фосфоритами, глинами с линзочками угля, фосфатно-карбонатными линзами и прослоями мелкогалечных конгломератов [115]. В бассейне р. Анабара, по р. Средней, по данным И. В. Школы и В. Н. Зенкова, обнажается преимущественно глинистая пачка мощностью более 30 м, с фауной лелеципод средне-поздне триасового облика.

В Хатангском прогибе отложения карнийского яруса сменяются континентальной угленосной толщей, выделяемой в немцовскую (Восточный Таймыр) и чайдахскую (северо-восточная часть прогиба, районы Хатангской и Анабарской губы) свиты с флорой *Cladophlebis zwetkoviensis* Schwed., *Podozamites zwetkovii* Schwed., *Glossophillum spathulatum* Ргун. и другими предположительно норийско-рэтского возраста. Эти отложения представляются чередующимися песчаниками, иногда (Нордвик-Хатангский район) с линзами мелкогалечных конгломератов и рассеянной галькой, алевролитами, аргиллитами, и по своему характеру аналогичны континентальным отложениям ладинского яруса (цветковской и гуримисской свитам). В разрезах присутствует до 10—15 линзовидных прослоев угля мощностью до 0,4 м. Общая мощность отложений на Восточном Таймыре около 140 м, в Нордвик-Анабарском районе 65—100 м.

Основные типы пород

В триасовом терригенном комплексе присутствуют следующие основные типы пород: пирокластические, осадочно-пирокластические и пирокласто-осадочные породы; конгломераты и гравелиты; песчаники и алевролиты; глины и аргиллиты; хемогенные породы.

Вулканогенно-осадочные породы широко распространены в разрезе м. Цветкова. Они известны и в триасовом терригенном комплексе других районов Таймыра — Фадью-Кудинской грабен-синклинали, горстовой возвышенности Киряка-Тас [163], в индских толщах Усть-Енисейского района [62], а также Западного Верхоянья и Вилюйской синеклизы [72, 74, 102, 113, 185]. В разрезе м. Цветкова присутствуют туфы, орто- и паратуффиты.

Туфы приурочены главным образом к средней части индского яруса, где вместе с переслаивающимися мандельштейнами выделены нами в туфолововую толщу [14]. Туфы образуют также пачку мощностью 13 м в нижней части верхней терригенной толщи индского яруса и розовато-серый выдержанный прослой (7—10 см) псефитовой структуры вблизи кровли верхней терригенной толщ.

Это грязно-зеленые крупнозернистые и крупнокосослоистые породы мелководного облика с галькой, растительными обломками, знаками ряби, расщепленными плитками аргиллитов и переотложенных сидеритов, менее плотные, чем нормально-оса-

дочные песчаники. Структура туфов — кристалловитролитокластическая и витролитокластическая крупнозернистая. Породы состоят из обломков базальтов и андезито-базальтов интерсервальной, гиалопилитовой и пилотакситовой структуры с бурым прозрачным, значительно реже черным оруденелым стекловатым мезостазисом, призматических угловатых обычно зональных и полисинтетически сдвойникованных кристаллов свежих, в отдельных случаях слегка хлоритизированных андезинов и андезин-лабрадоров (№ 45—48)*, резко подчиненного количества основных плагиоклазов, обломков кристаллов авгита, ильменита, хромита и магнетита. В легкой фракции присутствуют округлые буровато-зеленые слабо преломляющие ($N=1,537$) комочки палагонита. Цементирующая масса — темно-зеленый хлорит, нередко крустификационной структуры, частично развивающийся по тонкому витрокластическому базису, немного кварца, анальцима, карбоната по порам. Маломощный розоватый слой псефитового туфа в верхней части разреза образован обломками нацело карбонатизированного пузыристого стекла, единичными фрагментами хлоритизированных и карбонатизированных базальтовых порфиритов и кристаллов плагиоклазов, сцементированных крупнозернистой кальцитовой массой.

Характерными минералами тяжелой фракции туфов являются ильменит, хромит, магнетит, моноклинные пироксены. Нередко присутствует сфалерит. Наряду с ними отмечаются лейкоксен, титанистые трудноопределимые минералы, единичные зерна хромпикотита, циркона, гранатов, рутила, турмалина, слюды, хлоритоида и апатита.

Для трех покровов диабазов, завершающих разрез туфоловового горизонта, характерны гиалопилитовая, гиалоофитовая, микролитовая структуры и ярко выраженная миндалекаменная текстура, особенно отчетливая у границ покровов. Миндалины размером от миллиметра до 10—20 см выполнены обычно кварцем, аметистом, халцедоном, кальцитом. На отпрепарированной морем нижней поверхности последнего покрова, образующего диабазовый «столб» у м. Цветкова, отчетливо видны следы застывания лавы.

Туффы значительно более широко распространены в триасовом разрезе. Они встречаются от подошвы разреза до кровли ладинских отложений, причем у нижней границы анизийского яруса песчаные и алевроитовые туффиты сменяются туфопесчаниками и туфоалевролитами. Пирокластический материал туффитов и туфов различается незначительно. Следует только отметить его меньшую (до пелитовой) размерность в туффитах и обычное отсутствие фемических минералов, изредка представ-

* Плагиоклазовая фракция обломочных пород разделялась в иммерсионных жидкостях на кислые (альбит—олигоклаз), средние (андезин), основные (лабрадор) плагиоклазы.

ленных авгитом в количестве до 4—5%. В тяжелой фракции одного из образцов оленекских туффитов встречено высокое (46%) содержание правильных октаэдров непрозрачного хромсодержащего плеонаста ($N=1,864$) и угловатых с раковистым изломом и иногда октаэдрических бурых и красно-бурых в отраженном и проходящем свете обломков (6%) хромпикотита ($N\approx 2,02$).

В тяжелой фракции туффитов нередко наблюдаются также прозрачные бесцветные или бурые зерна аутигенного сфалерита в количестве 1—5, изредка до 75%. Следует отметить появление в туффитах окатанного (?), возможно тефроидного [205] пирокластического материала, представленного зеленовато-бурыми зернами витробазальтов, причем количество стекловатых обломков несколько возрастает при переходе от орто- к паратуффитам за счет сокращения роли обломков базальтов с крупными лейстами плагиоклазов. Одновременно возрастает также количество измененных (лейкоксенизированных, окисленных, глинизированных) обломков основных эффузивов. Однако самым распространенным процессом изменения лито- и витрокластического материала является его хлоритизация.

Выше подошвы карнийского яруса примесь свежего пирокластического материала отмечается непостоянно и составляет лишь единицы процентов. Она представлена реликтами бурых вулканических стекол в цементе пород и незначительным количеством свежих зерен средних плагиоклазов.

В цементе туффитовых пород, так же как и в цементе туфов, существенную роль играют хлориты (табл. 1, обр. 4110, 4126, 4143). Другие обычные компоненты цемента — кварц, анальцим, карбонаты, гидрослюда. Иногда отмечаются также смешанно-слойные минералы (обр. 4110) и кислые плагиоклазы.

Конгломераты и гравелиты. Эти породы присутствуют во всех разрезах комплекса. Наиболее мощные прослои конгломератов связаны с континентальными ладинскими и норийско-рэтскими отложениями. Маломощные линзовидные прослои мелкогалечных конгломератов и гравелитов иногда отмечаются также в основании и внутри всех ярусов. Количество конгломератов в целом уменьшается от северо-западных разрезов Хатангского прогиба к северо-восточным разрезам Лено-Анабарского и Приверхоянского прогибов.

В отложениях индского яруса конгломераты образуют разногалечные (от крупно- до мелкогалечных) относительно маломощные, обычно 0,1—1,0 м, изредка до 5 м, часто линзовидные прослои, тяготеющие к подошве или к нижней части яруса. У м. Цветкова базальный конгломерат мощностью около 5 м сложен неотсортированным плохо окатанным галечно-валунным материалом, представленным обломками (от единиц сантиметров до 0,8 м) измененных (окварцованных, карбонатизированных) базальтовых порфиритов и диабазов, погруженных в пест-

ТАБЛИЦА 1

СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ ЦЕМЕНТОВ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД И ПЕРЕСЛАИВАЮЩИХСЯ С НИМИ АРГИЛЛИТОВ ТРИАСОВОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА, %

Номер образца	Разрез	Возраст (ярус, свита)	Название породы	Цементы (фракция < 0,001 мм)						Аргиллиты (фракция < 0,001 мм)							
				Сметит	Смешаннослонные	Лидосло-да	Хлорит	Каолинит	Номер образца	Сметит	Смешаннослонные	Лидосло-да	Хлорит	Каолинит			
1960	Западный берег Анабарской губы	Анизийский	Полевощпатово-кварцевая порфиритовая граувакка, мелкозернистая	45	—	5	50	—	1968	10	55	—	35	—	—	—	—
1975	То же	Цайлахская	То же	25	—	25	75	—	1977	35	—	35	30	—	—	—	—
1997	То же	Оленекский	Кварцево-полевошпатовая литокласта, мелкозернистая	—	—	60	20	—	2001	—	40	20	40	—	—	—	—
590	Пос. Чекуровка	Оленекский	Полевощпатово-кварцевая литокласта, мелкозернистая	—	—	—	—	—	592	—	10	60	25	—	—	—	—
605	"	Анизийский	Полевощпатово-кварцевая литокласта, мелкозернистая	—	—	40	40	—	610	—	10	70	20	—	—	—	—
3641	Р. Булкур	"	То же	—	—	40	60	—	3639	—	25	60	15	—	—	—	—
3643	"	"	То же	—	—	10	90	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3644	"	"	То же	—	—	30	70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2717	Пос. Станяхочо	Индский	Полевощпатово-кварцевая литокласта, средне-мелкозернистая	—	—	30	60	—	2719	—	10	60	30	—	—	—	—
2814	"	Анизийский	То же, мелкозернистая	—	—	20	70	—	2813	—	—	—	30	—	—	—	—
2928	"	Карнийский	Кварцевая аргиллитовая литокласта	—	—	20	80	—	2916	—	5	65	10	—	—	—	—
3990	М. Цветкова	Индский	(алевролит крупнозернистый, песчаный)	—	—	50	20	—	3993	—	—	45	30	—	—	—	—

Номер образца	Разрез	Возраст (ярус, свита)	Название породы	Цементы (фракция < 0,001 мм)						Аргиллиты (фракция < 0,001 мм)							
				Сметит	Смешаннослонные	Лидосло-да	Хлорит	Каолинит	Номер образца	Сметит	Смешаннослонные	Лидосло-да	Хлорит	Каолинит			
4110	"	Анизийский	Кварцевая туфолитокласта (алевролит крупнозернистый песчаный)	—	—	10	40	—	4108	—	15	50	30	—	—	—	—
4126	"	"	То же, мелкозернистая	—	—	30	70	—	4129	—	—	60	40	—	—	—	—
4143	"	Ладинский	То же, средне-мелкозернистая	—	—	15	85	—	4149	—	—	60	40	—	—	—	—

рую красно-зеленую пятнистой окраски железисто-глинистую массу с редкими обломочками карбонатизированного пузыристого стекла. По наблюдениям И. И. Мигая [139], конгломерат переходит по простираю в шаровые лавы и является, возможно, продуктом их перемыва и выветривания. В этом же разрезе, в 17 м от его подошвы, присутствует среднегалечный конгломерат из гальки (1—10, преимущественно 3—5 см) пермских граувакк, аргиллитов и преобладающих обломков в различной степени измененных, иногда нацело карбонатизированных диабазов. В разрезах Улахан-Юрхской антиклинали [193] и бассейна среднего течения р. Пура [115] маломощные прослои мелкогалечных конгломератов тяготеют к основанию яруса и имеют пестрый состав (кремни, осадочные терригенные и карбонатные породы, кислые и основные эффузивы).

Гравелиты ассоциируют с прослоями конгломератов, а также образуют самостоятельные горизонты мощностью до 3 м. Линзочки гравийного материала и рассеянные гравийные зерна встречаются и среди крупнозернистых песчаных пород. По составу породобразующих компонентов среди гравелитов, изученных в разрезе м. Цветкова, выделяются две разновидности: литокласты, почти нацело сложенные зернами пермских аргиллитов, и пирокластолиты — туфы и туффиты базальтов и андезитов-базальтов. Характеристика гравелитов приводится вместе с описанием песчаных и пирокластических пород.

В оленекской глинистой толще отмечаются лишь маломощные линзовидные прослои мелкогалечных конгломератов, сложенные однообразным комплексом обломков — переотложенными фосфоритами, сидеритовыми конкрециями и галькой темно-серых алевролитов, аргиллитов и кремнистых пород, сцементированных карбонатным материалом. В основании яруса в разрезе м. Цветкова присутствуют маломощные (12—15 см) линзы гравелитов, состоящие из обломков хлоритизированных гялобазальтов, яйцевидных зерен бурого и черного основного стекла, красных осколков туфоаргиллитов. Внутри яруса в этом разрезе встречаются маломощные прослои конгломератов, образованные переотложенными шаровыми и эллипсоидальными карбонат-

ными конкрециями. Аналогичный характер имеют также и прослойки мелкогалечных конгломератов и гравелитов анзийского яруса.

Наиболее мощные конгломератовые и гравелитовые прослои присутствуют в базальном горизонте континентальной угленосной толщи ладинского возраста в разрезе м. Цветкова. Конгломераты образуют 6 линзовидных тел мощностью от 0,1 до 1,1 м, длиной до 5—6 м в средней части базального горизонта. Хорошо окатанный галечный материал размером до 15 см (в среднем 3—6 см) представлен преимущественно триасовыми граувакковыми песчаниками, алевролитами, в меньшей степени кварцевыми и базальтовыми порфиритами, микропйкилитовыми порфирами, переотложенными конкрециями, молочно-белым кварцем, заключенными в песчано-гравийную массу. В базальной пачке присутствуют также маломощные (десять сантиметров) линзовидные прослои гравелитов (литокласт). В разрезе р. Чернохребетной и м. Цветкова в цветковской свите отмечаются песчаные прослои мощностью до 1—2 м, насыщенные кусками расщепленных ориентированных по наслоению зеленоватых аргиллитов размером до 10 см. Маломощные прослои полимиктовых мелкогалечных конгломератов встречаются также иногда и в основании континентальных ладинских отложений (гуримисская свита) Нордвикского района [136].

Маломощные (до 1 м) прослои мелкогалечных конгломератов, гравелитов и рассеянная галька отмечаются в основании всех разрезов карнийского яруса. Обломочный хорошо окатанный материал представлен главным образом триасовыми граувакковыми песчаниками, алевролитами, переотложенными конкрециями, в меньшей степени базальтовыми порфиритами и кремнистыми породами. В разрезе м. Цветкова базальный горизонт сильно обогащен кварцевыми зернами. Как уже отмечалось выше, в разрезах района дельты Оленека — дельты Лены цемент конгломератов образован бобово-оолитовой железной рудой. Маломощный (0,1 м) прослой мелкогалечного конгломерата, состоящего из обломков триасовых алевролитов и аргиллитов, сцементированных крупнозернистой песчаной массой, встречается также и внутри карнийского яруса в разрезе м. Цветкова.

В континентальных угленосных отложениях норийско-рэтского возраста (чайдахская свита) Нордвикского района встречаются маломощные (до 0,3 м) прослои мелкогалечных (2—3 см) конгломератов с отдельной галькой и валунами (до 0,1—0,5 м) траппов и триасовых граувакк. Хорошо окатанный обломочный материал представлен кварцевыми порфиритами, андезитовыми и базальтовыми порфиритами (50%), липаритовыми порфирами (10%), кремнистыми породами (15%), метаморфическими сланцами и филлитами (10%), метаморфизованными граувакковыми песчаниками и алевролитами (15%), единичными переотложенными фосфоритами.

Алевритово-песчаные породы представлены главным образом граувакками — собственно граувакками, полевошпатово-кварцевыми и кварцевыми граувакками. Значительно меньше распространены кварцевые песчаники (см. рис. 3, 9—12). Важнейшим компонентом граувакк являются обломки основных и кислых изверженных, осадочных и метаморфических пород.

Обломки основных пород представлены эффузивами — базальтами, андезито-базальтами, диабазами интерсертальной, гиалопилитовой, пилотакситовой, микролитовой структур — и разнообразными порфиритами. Сюда же относятся обломки бурых и черных оруденелых вулканических стекол. Часть этого, как правило, хорошо окатанного материала имеет, по-видимому, характер переотложенной пирокластике. Обычным процессом изменения основных обломков является их интенсивная, нередко полная хлоритизация. В результате возникают округлые хлорито-глауконитоподобные зерна. Об их первичной природе свидетельствуют присутствие реликтов витрофировых структур и непрерывные переходы к почти полностью измененным обломкам с единичными кристаллитами и микролитами плагиоклазов и далее ко все менее измененным породам с хорошо сохранившимися структурными особенностями. В среднетриасовых отложениях разреза м. Цветкова встречаются сильно эпидотизированные и альбитизированные зерна древних порфиритов. В той или иной степени измененные обломки основных эффузивов отмечаются в большинстве образцов и являются характернейшим компонентом триасовых песчаных пород.

Обломки кислых пород представлены фрагментами основной массы разнообразных порфиров преимущественно микрофельзитовой и фельзитовой, аллотриоморфнозернистой, реже микропйкилитовой и микрографической, в единичных случаях сферолитовой структур. Эти обломки нередко пелитизированы, серицитизированы, окремнены и иногда хлоритизированы. В связи с трудностями диагностики мелких зерен кислых эффузивов их количество, возможно, занижалось при подсчете составов триасовых и юрско-меловых песчаников. Фрагменты кислых эффузивов являются важным компонентом триасовых пород.

Обломки осадочных пород представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками, кремнистыми и глинисто-кремнистыми породами.

Зерна *глинистых пород* имеют округлый или овальный габитус и нередко механически деформированы. Они сложены низкодвупреломляющим, часто зеленоватым, веществом, иногда окрашенным гидроокислами железа, пиритовой пылью и органическими примесями в темно-серые и бурые тона. В сравнительно редких случаях присутствуют более высокодвупреломляющие (в желтых и светло-серых тонах) зерна ориентированной микротекстуры. Иногда в них отмечается зачаточная порфириобластовая концентрация хлоритов и углистого вещества.

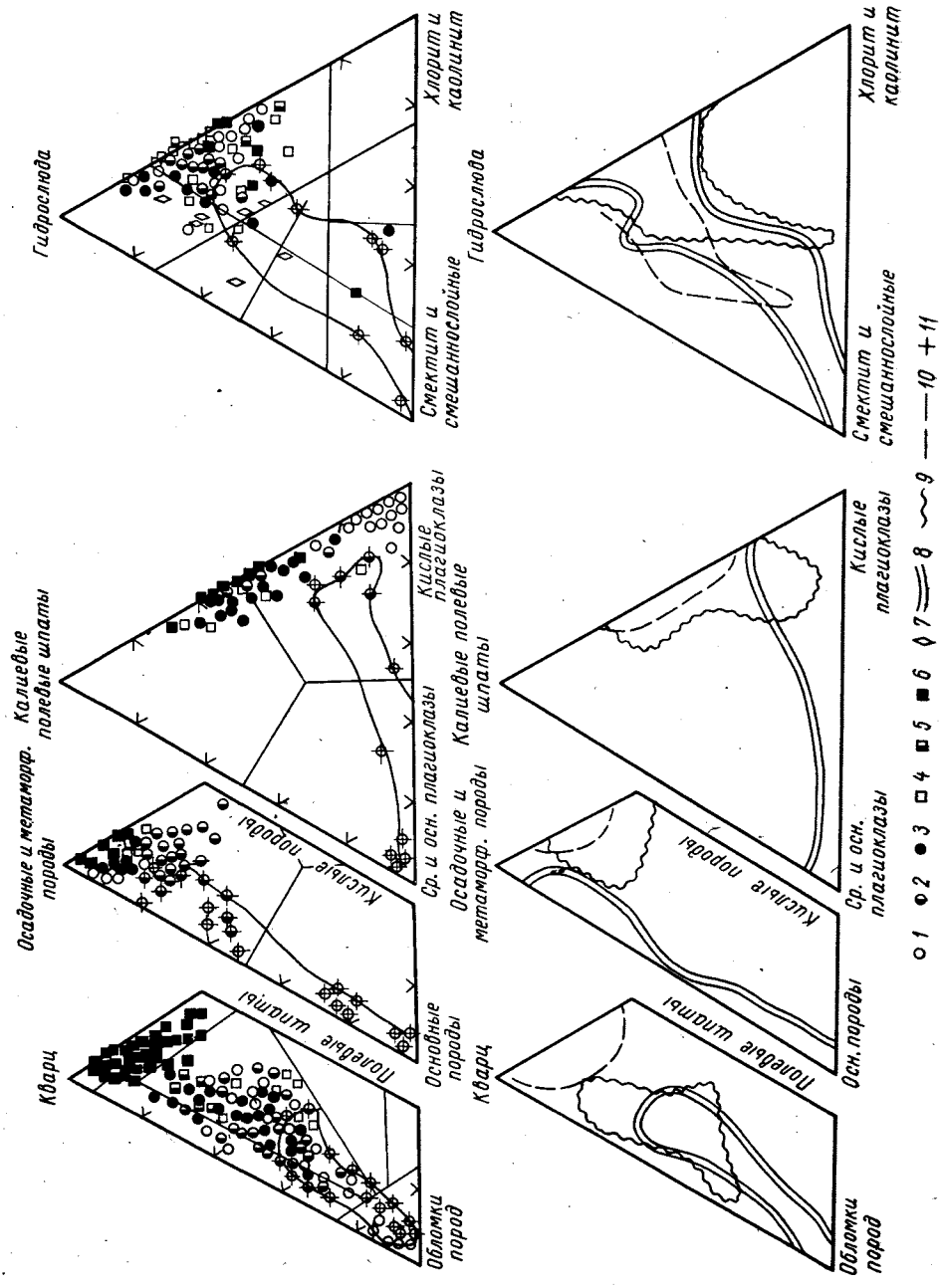


Рис. 9. Диаграммы состава мезозойских пород Северо-Восточного Тимора (разрезы и прогибы в пределах м. Муус-Хая).

Условные обозначения для рис. 9—12 и 16. Отложения: 1, 2, 3 — нижне-, средне- и верхнетриасовые; 4, 5, 6 — нижне-, средне- и верхнеюрские; 7 — валаяжские; 8 — триасовые; 9 — нижне-среднеюрские; 10 — верхнеюрские — нижнемеловые; 11 — туфы, орто- и паратуфиты.

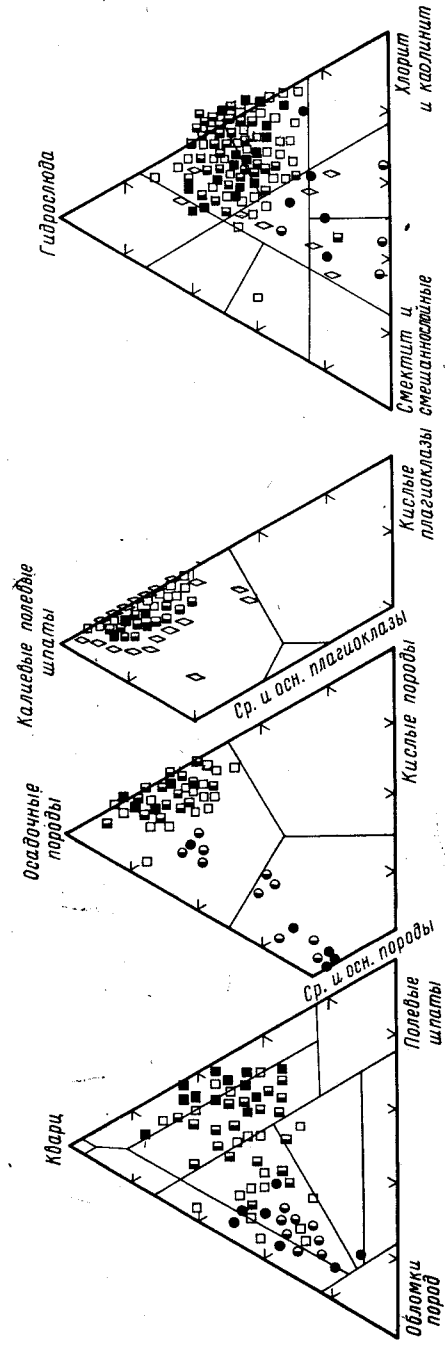


Рис. 10. Диаграммы состава песчаных и глинистых пород мезозойских отложений северо-восточной части складчатого крыла Хатангского прогиба (разрезы восточного и западного побережья Анабарской губы и района м. Хорго — м. Муус-Хая). Условные обозначения см. на рис. 9.

Другой не менее распространенной группой осадочных пород являются *кремнистые породы*. Они сложены крипстокристаллическим и тонкоагрегатным кремнеземом, реже лучистым халцедоном. В небольшом количестве присутствуют фтаниты с характерной примесью тонкорассеянной органики, окрашивающей зерна в коричневатые тона. Нередко наблюдается и переменное количество глинистых чешуек.

Среди остальных типов обломков осадочных пород, играющих подчиненную роль, следует отметить мелкозернистые алев-

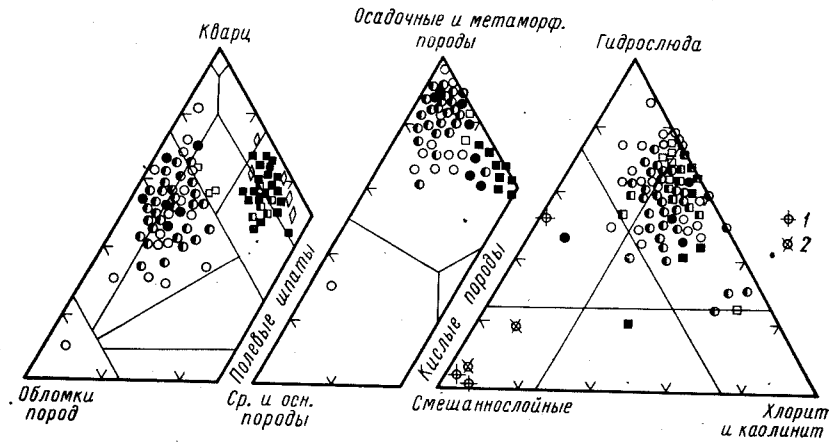


Рис. 11. Диаграммы состава песчаных и глинистых пород мезозойских отложений восточной части складчатого крыла Лено-Анабарского прогиба (разрезы района Оленекской протоки: пос. Станях-Хочо, реки Сукно-Юрэгэ, Таас-Крест, устья рек Дюлонг-Юрэгэ и Нуучча-Юрэгэ).

1 — триасовые коры выветривания; 2 — оленекская битуминозная толща. Остальные условные обозначения см. на рис. 9.

ролиты с глинистым и хлоритово-глинистым цементом и кварцевые и кварцитовидные песчаники с регенерационным кварцевым цементом. В целом фрагменты осадочных пород являются обычным, нередко господствующим компонентом триасовых песчаников.

Обломки метаморфических пород представлены микрокварцитами, кварцитами гранобластовой структуры, филлитами, сложенными высокодвупреломляющей слюдистой массой сланцеватой текстуры, нередко со значительной примесью углистого материала. Эти обломки встречаются в немногочисленных, как правило единичных, зернах.

Кварц — следующая по значению группа обломочного материала триасовых пород. По присутствию включений, габитусу и характеру угасания кварцевые зерна подразделяются на несколько типов.

1. Кварц: а) прозрачный, без включений, первоначально связанный, по-видимому, с кислыми эффузивами; б) с включения-

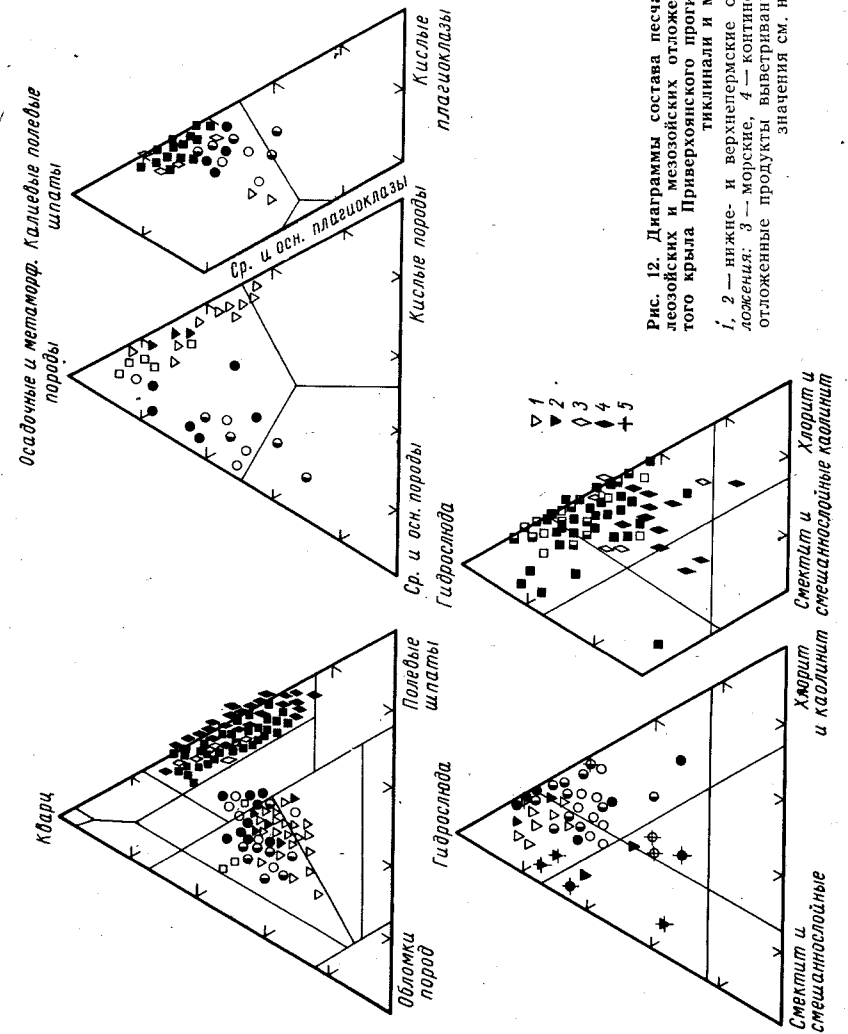


Рис. 12. Диаграммы состава песчаных и глинистых пород мезозойских и мезозойских отложений северной части складчатого крыла Приверхоанского прогиба (разрезы Чекурвской антиклинали и м. Чуча).
1, 2 — ниже- и верхнепермские отложения; нижнемеловые отложения; 3 — морские, 4 — континентальные; 5 — коры и переотложенные продукты выветривания. Остальные условные обозначения см. на рис. 9.

ми рутила, турмалина, апатита, чешуек слюдистых минералов, связанный, по-видимому, с метаморфическими породами и гранитоидами; в) единичные зерна кварца с включениями вермикулитовых сростков хлорита, имеющие жильное происхождение.

2. Кварц: а) удлиненного щепковидного, иногда бипирамидального или ромбического габитуса; происходит преимущественно из кислых эффузивов; б) изометрический, в различной степени окатанный, от квадратных до округлых зерен, связан с разнообразными кислыми изверженными, метаморфическими, осадочными породами.

3. Кварц: а) с ровными прямолинейными ограничениями, связан преимущественно с кислыми эффузивами; б) с извилистыми, иногда бухтообразными очертаниями, связан с катагенетически преобразованными осадочными породами, метаморфическими породами, изредка (оплавленные зерна) с кислыми эффузивами; в) регенерированный, связан с катагенетически преобразованными осадочными породами и кварцитами.

4. Кварц: а) одновременно угасающий, поступал из различных кислых эффузивов; б) с волнистым (до мозаичного) угасанием, поступал из разнообразных пород, характерных для древних протерозойских и архейских образований.

В триасовых породах Восточного Таймыра преобладают довольно изометричные и слабоудлиненные чистые, в различной степени катаклазированные, зерна кварца с извилистыми очертаниями, поступавшие преимущественно из катагенетически преобразованных палеозойских пород. Об этом свидетельствует и присутствие регенерированных обломков, иногда составляющих до 20—30% от всего количества кварцевых зерен.

В разрезах Приверхоянского прогиба (Чекуровская, Булкурская антиклинали) появляются зерна с включениями, обычно с облачным и мозаичным угасанием, поступавшие, по-видимому, из метаморфических пород.

Довольно значительно распространены также и удлиненные чистые зерна, изредка с кристаллографическими ограничениями, как с одновременным, так и с волнистым угасанием. Они связаны, по-видимому, с кислыми, в различной степени катаклазированными эффузивами. В частности, в граувакках м. Цветкова в основании цветковской свиты ладинского яруса сильно трещиноватые ромбовидные волнисто угасающие зерна кварца ассоциируют с обломками кислых эффузивов с микропегматитовой основной массой, включающей точно такие же вкрапленники кварца. Аналогичные эффузивы очень характерны для верхнепротерозойских отложений Северного Таймыра [170].

В полевошпатовой фракции триасовых пород обычно преобладают плагиоклазы. Среди них изредка отмечаются основные (лабрадор), чаще средние разности (андезин, андезин-лабрадор) — призматические нередко зональные свежие слегка хлоритизированные зерна пирокластического происхождения и

сильно карбонатизированные, иногда сосюртитизированные переотложенные зерна. Преобладают кислые плагиоклазы удлиненного габитуса со сглаженными краями, как правило, заметно серицитизированные, в разрезах Приверхоянского прогиба иногда сетчатого типа. Калиевые полевые шпаты встречаются в меньшем количестве и представлены свежими изометрическими в разной степени окатанными зернами микроклина и микроклинпертита и более обильными мутными пелитизированными буроватыми обломками ортоклаза, временами с простыми двойниками. Количество полевых шпатов и особенно калиевых разностей возрастает в разрезах Приверхоянского прогиба.

Тяжелые минералы триасовых отложений, как правило, более чем наполовину представлены окислами титана. Среди них преобладают титанистые трудноопределяемые минералы и лейкоксен и постоянно отмечается ильменит. В резко подчиненном количестве присутствуют зерна рутила, аутигенного анатаза и брукита.

Минералы титана (кроме рутила) заметно преобладают в тяжелой фракции основных эффузивов и пирокластических пород. Как показывают результаты изучения триасовых отложений м. Цветкова, при переходе от туфов и ортотуффитов к туфопесчанникам и песчанникам при постоянно высоком содержании окислов титана наблюдается последовательное уменьшение количества ильменита (основного компонента тяжелой фракции туфов) и возрастание доли лейкоксена и титанистых трудноопределяемых минералов. Это свидетельствует о связи окислов титана с продуктами разрушения основного эффузивного (траппового) материала. Остальные компоненты тяжелой фракции песчаников — шпинель, хромпикотит, авгит, оливин, эпидот, амфиболы, сфен, ксенотим, рутил, циркон, альмандин, турмалин, хлоритоид, апатит, присутствуют не во всех образцах и в переменных количествах, а корунд, дистен, ставролит, силлиманит, ортит, гиперстен и эгирин отмечаются в единичных зернах.

Типы цемента триасовых алевритово-песчаных пород — хлоритовый, кварцево-хлоритовый, альбитово-кварцево-хлоритовый, альбидово-хлоритовый, глинистый (хлоритово-гидрослюдистый, нередко со смектитом, иногда с каолинитом и смешанно-слюдистыми минералами), кварцевый и карбонатный.

Характер цементации разнообразен. Наиболее обычны пленочно-поровые цементы, нередко кристификационные строения. Реже отмечаются пленочные, порово-базальные, базальные цементы. Количество цемента обычно 10—15, иногда до 20—30%. Больше цемента содержат мелкозернистые породы. С возрастанием количества цемента обычно наблюдается уменьшение в нем роли хрэлита и возрастание значения гидрослюд. Одновременно из пор исчезают кварц и цеолиты.

Количественное соотношение различных минералов в цементе довольно изменчиво. Содержание кварца в порах составляет

обычно 2—3%. При небольшом количестве глинисто-хлоритового материала, возрастании роли кварца среди обломков, усилении катагенетической преобразованности пород развивается регенерация кварцевых зерен и возникают целые участки, сцементированные кварцем. Это явление очень характерно для разрезов складчатой зоны Приверхожанского и северо-восточной части Лено-Анабарского прогибов. Общее содержание кварца в цементе поднимается тогда до 10—12%. Количество кислых плагиоклазов, образующих кварцево-полевошпатовые глобулярные агрегаты в порах некоторых песчаников, не превосходит 1%. Содержание цеолитов составляет обычно единицы процентов. Только в карнийских конгломератах разреза Станах-Хочо и норийских песчаниках разреза м. Тумул количество анальцима возрастает до десятков процентов. Наименее постоянно содержание карбонатов. Оно колеблется от единиц до десятков процентов в песчаниках с базальным, часто пойкилокластическим цементом.

Отмечается довольно устойчивая последовательность выделения минералов цемента. Наиболее ранними являются крустификационные хлориты, образующие иногда две генерации и светлеющие к внутренней части пор. Позже возникали кварц, альбитово-кварцевые агрегаты, анальцим, выполняющие центральные зоны пор. Самым последним формировался пятнистый карбонатный цемент, метасоматически замещающий все остальные минералы. В некоторых случаях наблюдается раннее (диагенетическое?) формирование кварцевого припая, скрепляющего (без промежуточной хлоритовой каемки) несколько зерен в единый агрегат.

Отмеченные типы цемента имеют хомогенное происхождение. Однако в связи с обилием обломков глинистых пород и хлоритизированных основных эффузивов в триасовых песчаниках широко развиты и цементы механического заполнения, возникающие при раздавливании обломочных зерен.

По соотношению обломочных породообразующих компонентов среди триасовых алевритово-песчаных пород выделяется несколько групп: собственно граувакк; кварцевых, полевошпатово-кварцевых и кварцево-полевошпатовых граувакк; кварцевых (преимущественно олигомиктовых) песчаников. Для каждой из этих групп характерны свои особенности состава обломочных компонентов и цементирующего материала.

К группе собственно граувакк с содержанием обломков пород более 75% относятся порфириновые граувакки и аргиллитовые литокласты.

Типичные особенности *порфириновых граувакк*: преобладание среди обломков пород основных, нередко нацело хлоритизированных эффузивов; в полевошпатовой фракции — плагиоклазов, среди которых обычно отмечаются средние разности; в тяжелой фракции — лейкокена, титанистых трудноопределимых минералов, нередко ильменита, присутствие иногда авгита (до

5—15%) и оливина (до 2—5%); в цементе развиты крустификационные хлориты, смектит, смешаннослойные минералы, анальцим, кварц, иногда карбонаты. Порфириновые граувакки встречаются в виде единичных маломощных (1—2 м) прослоев в индских отложениях разреза Оленекской протоки и в анийских отложениях разреза Анабарской губы. По-видимому, они характерны и для триасовых отложений Оленекского поднятия, в частности разрезов бассейна р. Пура [115]. Не исключено, что часть основного эффузивного материала в порфириновых граувакках имеет тефроидный характер (синхронной и частично переработанной в бассейне пирокластики).

Аргиллитовые литокласты состоят преимущественно из округлых зерен глинистых пород; среди обломков кварца преобладают изометрические и слегка удлиненные, нередко регенерированные чистые, одновременно угасающие зерна с извилистыми очертаниями; в полевошпатовой фракции присутствуют преимущественно кислые плагиоклазы; тяжелые минералы представлены главным образом титанистыми трудноопределимыми образованиями; цементирующим материалом является крустификационный хлорит. Так же, как и порфириновые граувакки, аргиллитовые литокласты включают наиболее крупнозернистые породы: средне-крупнозернистые и крупнозернистые песчаники с примесью гравийных зерен. Они встречены только в разрезе нижней терригенной толщи индского яруса м. Цветкова и возникли, несомненно, за счет разрушения подстилающих верхнепалеозойских, прежде всего верхнепермских, терригенных отложений, сильно обогащенных титанистыми минералами [43]. Хлоритовые цементы литокласт развивались, по-видимому, по пирокластическому материалу, сохранившемуся лишь кое-где в виде лапчатых обломков основной массы базальтов.

Кварцевые, полевошпатово-кварцевые, кварцево-полевошпатовые граувакки являются главным компонентом всех триасовых разрезов. В зависимости от соотношения обломков пород различного типа среди них выделяются порфириновые граувакки и литокласты.

Порфириновые кварцевые и полевошпатово-кварцевые граувакки являются редуцированным аналогом порфириновых граувакк, несколько обогащенных полевошпатово-кварцевым материалом, обломками осадочных пород, кислых эффузивов, различными устойчивыми тяжелыми минералами (гранатом, цирконом, хромпикотитом и т. д.). Эти породы широко развиты в средне-верхнетриасовом разрезе западного берега Анабарской губы, где образуют пачки мощностью до 20 м, в средне-верхнетриасовых отложениях района Чекуровской антиклинали, в норийских толщах м. Тумул.

Литокласты сложены обломками различных осадочных, прежде всего глинистых и кремнистых, пород. В них постоянно в подчиненном количестве присутствуют фрагменты основных,

кислых эффузивных и в небольшом количестве метаморфических пород. Среди полевых шпатов доминируют кислые разновидности, содержание же средних плагиоклазов, часто имеющих, по-видимому, пирокластическое происхождение, не превосходит единиц процентов. Среди тяжелых аксессуаров отмечаются заметные количества устойчивых минералов — призматических, мелких, бесцветных, иногда зональных, кристаллов, обломков кристаллов, чаще окатанных зерен вишнево-красного полупрозрачного хромпикотита, шпинели, золотисто-желтых и бурых рутилов, ксенотима, альмандина, зеленоватых и зеленоваго-бурых, изредка синеватых зерен турмалина. По характерному возрастанию роли какой-либо одной группы пород (при общем преобладании обломков осадочных пород) среди литокласт иногда удается выделить отдельные подгруппы: аргиллитовых литокласт, литокласт с порфириновым и фельзитовым компонентом.

Кварцевые и полевошпатово-кварцевые аргиллитовые литокласты характеризуются преобладанием среди обломков пород фрагментов аргиллитов. Они являются мелкозернистым аналогом аргиллитовых литокласт, обогащенным кварцем, полевыми шпатами, устойчивыми минералами, и так же, как и аргиллитовые литокласты, встречены в индском разрезе м. Цветкова, но не в нижней, а в верхней терригенной толще. В заметно обогащенных кварцем прослоях этих пород и в ассоциирующих с ними аргиллитах иногда отмечается примесь каолинита (см. табл. 1). В среднетриасовых отложениях этого же разреза отмечены и литокласты с порфириновым компонентом. Редкие эпидотизированные обломочки древних порфиритов являются, по-видимому, источником эпидота, сильно (до 48%) обогащающего тяжелую фракцию этих песчаников. В них же наблюдаются и повышенные (до 6%) содержания сфена, не характерные для других типов триасовых пород. Цементирующая масса состоит из хлорита, кварца, анальцита, смешаннослойных минералов и карбонатов.

Литокласты с фельзитовым компонентом содержат до 30—40% зерен кислых эффузивов. В них особенно много калиевых полевых шпатов, больше кварца удлиненного габитуса, обычно без включений и с облачным угасанием, по-видимому поступившего из древних катаклазированных порфиров, заметно возрастает содержание устойчивых аксессуаров. В цементе некоторых образцов отмечаются участки тонкочешуйчатого каолинита. Литокласты этого типа встречаются в разрезах Приверхоанского прогиба, пос. Станях-Хочо, м. Цветкова.

Кварцевые песчаники содержат 75—80% кварцевых зерен. В них присутствует также до 6—10% альбита и ортоклаза и до 15—20% обломков кремнистых и небольшого количества кислых эффузивных и осадочных пород. В составе тяжелой фракции резко преобладают устойчивые аксессуары — циркон (до 43%), рутил (до 10%), шпинель и хромпикотит (до

8%). Для песчаников характерны плотная упаковка зерен, невысокое (до 5—10%) содержание пленок гидрослюдисто-хлоритового вещества, развитие в отдельных прослоях регенерации кварцевых зерен. Иногда присутствуют карбонаты, образующие вокруг обломочных зерен в индских песчаниках разреза среднего течения Оленекской протоки и в норийско-рэтских песчаниках Восточного Таймыра многослойные оторочки (со сферолитовым погасанием) по стенкам пор, центральная часть которых выполнена в различной степени раскристаллизованным (от колломорфного до крупнозернистого) агрегатом кальцита. Каолинит в цементе обычно не наблюдается, но в ассоциирующих аргиллитах отмечается иногда в заметных количествах.

Кварцевые песчаники и близкие к ним по составу полевошпатово-кварцевые и кварцевые граувакки с высоким содержанием кварца встречаются в виде отдельных светло-серых (в угленосных толщах почти белых) прослоев на определенных стратиграфических уровнях. Их распределение в разрезе рассматривается ниже, при анализе продуктов триасового выветривания.

Глинистые породы в изученных нами разрезах складчатого крыла прогибов представлены в основном не размокающими в воде аргиллитами. Исключением являются глинистые породы нижнетриасовых кор выветривания Чекуровской антиклинали и Дюльонгского антиклинория, залегающие в виде пластичных горизонтов среди очень плотных вмещающих пермских и триасовых песчаников и аргиллитов. В разрезах платформенного борта Лено-Анабарского прогиба преобладают легко размокающие в воде, нередко вязкие, глины.

Глинистые породы триасового возраста характеризуются серым и темно-серым цветом. Только в нижней части разреза, в индском ярусе, присутствуют пестрые: зеленоватые, красные и красно-бурые разновидности. Сравнение состава сероцветных и красноцветных разновидностей свидетельствует о постоянном обогащении последних смешаннослойными минералами слюдяного типа (табл. 2), а в индском разрезе пос. Станях-Хочо также и каолинитом (рис. 13).

Триасовые аргиллиты складчатого борта прогибов в подавляющем большинстве случаев имеют гидрослюдистый и хлоритово-гидрослюдистый состав (см. рис. 4—8). Наряду с главнейшими компонентами — хлоритом и гидрослюдой — в них обычно присутствуют, чаще в виде незначительной примеси, смешаннослойный минерал слюдяного типа и очень редко смектит. В отдельных образцах отмечаются также небольшие содержания каолинита. Исключение составляют глины кор выветривания (рис. 14), резко обогащенные минералами с лабильной решеткой. Следует отметить заметное увеличение количества этих минералов (см. рис. 8) в триасовых отложениях Анабаро-Хатангского между-речья (северо-восток Хатангского прогиба).

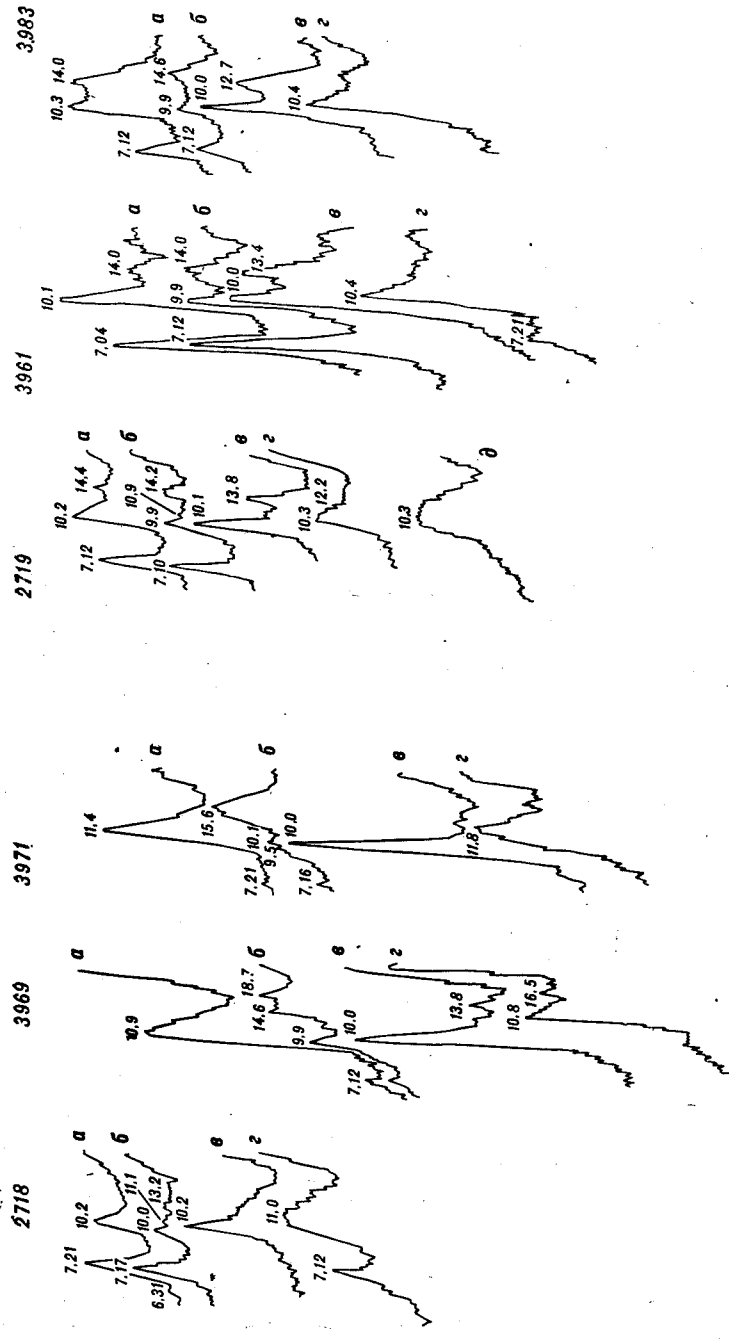


Рис. 13. Фрагменты дифрактограмм фракции <math><0,001\text{ мм}</math> из красноцветных аргиллитов, обогащенных смешаннослойными минералами (обр. 2718, 3969, 3971) и каолинитом (обр. 2719), и сероцветных аргиллитов, обогащенных гидрослюдой и хлоритом (обр. 3961, 3983, 2719).
Образцы: а — воздушно-сухой; б — насыщенный этиленгликолем; в — прокаленный; г — обработанный HCl; д — обработанный HCl и насыщенным этиленгликолем.

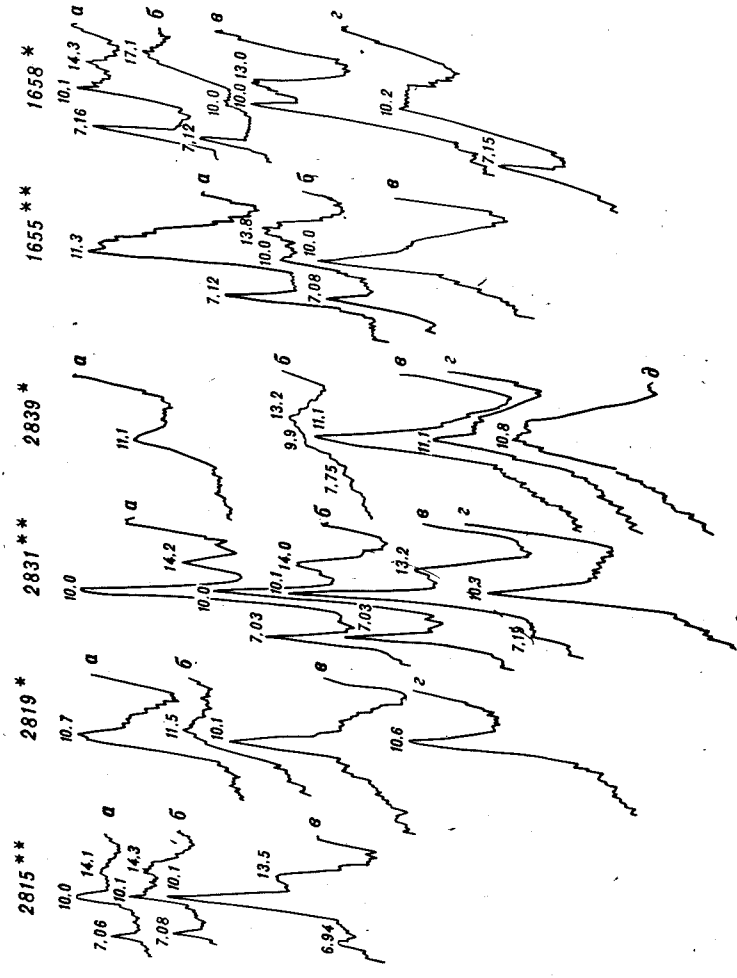


Рис. 14. Фрагменты дифрактограмм фракции <math><0,001\text{ мм}</math> из кор выветривания обогащенных по сравнению с подстилающими породами смектитом и смешаннослойными минералами. Одной звездочкой отмечены коры выветривания, двумя — субстрат. Обр. 2815 и 2819 (р. Нуучча-Юрага), обр. 2831 и 2839 (р. Долтон-Юрага) — нижне-оленские отложения; обр. 1655, 1658 (восточный берег Анабарской губы) — гоарские отложения. Условные обозначения см. на рис 13.

ТАБЛИЦА 2
СОСТАВ ФРАКЦИИ <0,001 мм ИЗ ЧЕРЕДУЮЩИХСЯ КРАСНЫХ И ТЕМНО-СЕРЫХ АРГИЛЛИТОВ ИНДСКОЙ ТОЛЩИ, %

Красные аргиллиты					Темно-серые аргиллиты				
Номер образца	Смешанно-слоистые	Гидро-слюда	Хлорит	Као-линит	Номер образца	Сме-шанно-слоистые	Гидро-слюда	Хлорит	Као-линит
Пос. Станах-Хочо									
2718	25	45	10	20	2719	10	60	30	—
2729	30	50	20	+	2726	20	60	20	—
М. Цветкова									
3922	20	65	15	—	3927	+	75	20	5
3969*	90	—	10	—					
3971*	100	—	—	—	3979*	20	55	25	—

* Туфолаговая толща.

Для изучаемых отложений характерна отчетливая связь между составом обломочных пород и чередующихся с ними аргиллитов. Аргиллиты, ассоциирующие с туфами и туффитами, обычно сильно обогащены смешаннослоистыми минералами (см. рис. 6, 11; табл. 1). Ими нацело сложены мощные пачки красных аргиллитов индской туфолаговой толщи разреза м. Цветкова. Значительные концентрации смешаннослоистых минералов и смектита характерны также во многих случаях и для аргиллитов, ассоциирующих с порфириновыми граувакками по западному побережью Анабарской губы (см. рис. 8, табл. 1). Для глинистых пород, связанных с аргиллитовыми литокластами, сосредоточенными преимущественно в нижней терригенной толще индского яруса (м. Цветкова), характерно в соответствии с гидрослюдистым составом пермских материнских аргиллитов (см. рис. 4) высокое содержание гидрослюд. Для аргиллитов, чередующихся в разрезе с литокластами смешанного состава, преобладающими в триасовых толщах, типичен хлоритово-гидрослюдистый состав. Наконец, для аргиллитов, ассоциирующих с кварцевыми песчаниками и близкими к ним литокластами с высоким содержанием кварца, тяготеющими, в частности, к верхней индской терригенной толще и к норийско-рэтским отложениям разреза м. Цветкова, характерно возрастание содержания гидрослюд и каолинита (см. рис. 4, 7).

Связь между обломочными и глинистыми компонентами проявляется и в общем сходстве фазового состава цементов алевритово-песчаных и чередующихся с ними глинистых пород (см. табл. 1). Однако цементы триасовых песчаников по сравнению с аргиллитами в значительно большей степени обогащены хло-

ритовым компонентом. Следует отметить и наблюдающееся иногда несоответствие характера обломочных компонентов песчаных пород и состава ассоциирующих с ними аргиллитов.

С кварцевыми и близкими к ним песчаниками часто связаны аргиллиты без каолинита, с высоким содержанием гидрослюд. Это явление отмечается для индского яруса Оленекской протоки (табл. 3).

ТАБЛИЦА 3
СОСТАВ ПЕСЧАНИКОВ И ПЕРЕСЛАИВАЮЩИХСЯ С НИМИ АРГИЛЛИТОВ В РАЗРЕЗЕ ИНДСКОГО ЯРУСА В СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ ОЛЕНЕКСКОЙ ПРОТОКИ, %

Номер образца	Песчаники				Аргиллиты			
	Кварц	Калиевые полевые шпаты	Плагио-клазы	Обломки пород	Номер образца	Смешанно-слоистые	Гидро-слюда	Хлорит
2832	79	5	1	15	2831	+	80	20
2833	60	5	2	33				
2834	70	6	2	22				
2837	60	8	2	30	2838	10	75	15

Наблюдается довольно отчетливый стратиграфический контроль над распределением глинистых минералов по триасовому разрезу. Повышенные содержания смешаннослоистых минералов приурочены к индскому ярусу, особенно к горизонтам с основным эффузивным материалом, к нижнеоленекским слоям, иногда к ладинскому, карнийскому, норийско-рэтскому ярусам.

Исключительно высокое содержание смешаннослоистых минералов характерно для нижнеоленекских отложений северо-восточной части Лено-Анабарского прогиба. Битуминозные ламиниты этого возраста, сильно обогащенные органическим веществом и сульфидным железом (до 3—4%), иногда нацело сложены диоктаэдрическим смешаннослоистым минералом ректоритового типа (рис. 15, обр. 2743). Подстилающие и покрывающие глинистые породы содержат обычное для триасовых отложений количество органического углерода и пирита (0,5—1%) и имеют существенно иной, хлоритово-гидрослюдистый, состав (см. рис. 15, обр. 2739, 2748). Важно отметить полную идентичность состава глинистой фракции битуминозного горизонта и залегающей в его подошве коры выветривания (см. рис. 14, обр. 2839).

Необходимо также отметить выдержанность состава нижнеоленекских отложений в изученных разрезах. Образцы из разрезов Оленекской протоки, пос. Станах-Хочо и даже из отстоящего на 800 км к западу разреза на р. Чернохребетной содержат 60—100% смешаннослоистых минералов ректоритового типа.

Заканчивая рассмотрение триасовых глинистых пород, отметим их основные особенности: хлоритово-гидрослюдистый состав,

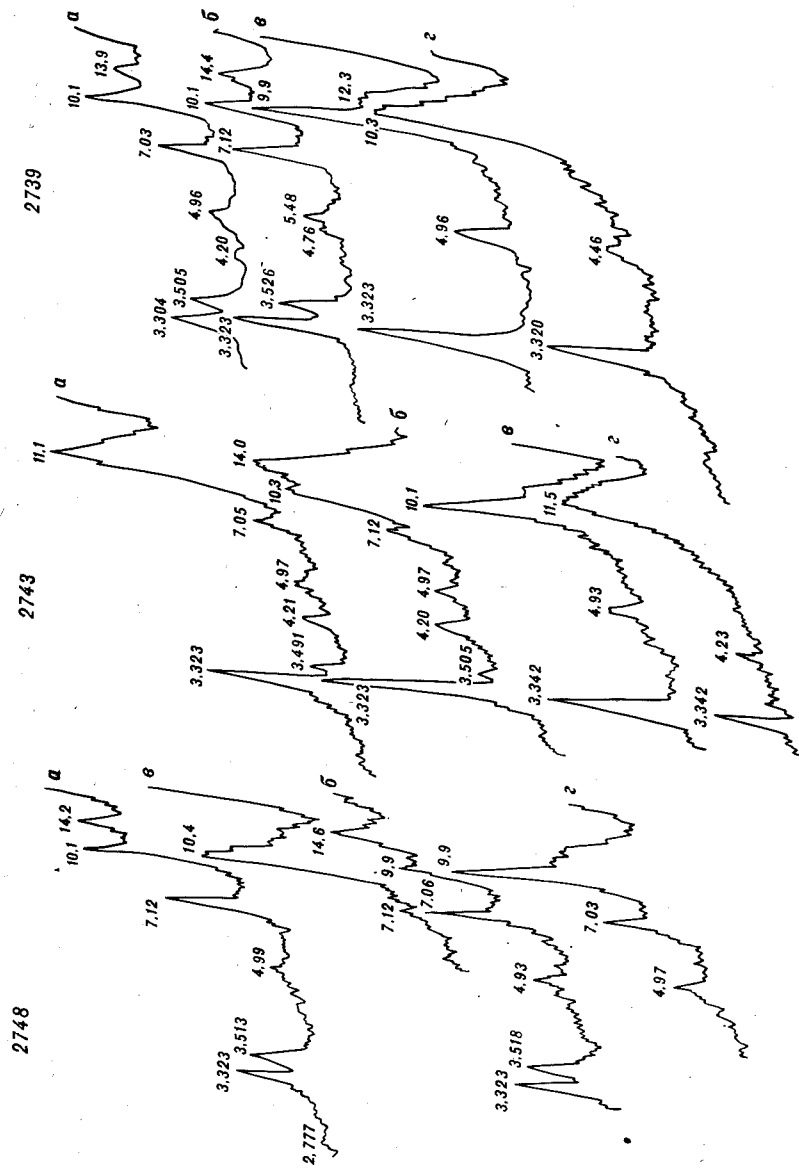


Рис. 15. Дифрактограммы фракции $<0,001$ мм из битуминозных ламинитов (обр. 2743), сложенных смешаннослойным минералом гидрослюда-сметит, и подстилающих и покрывающих хлоритово-гидрослюдистых сероцветных аргиллитов (обр. 2739, 2748). Условные обозначения см. на рис. 13.

ассоциацию смектитового материала и высоких концентраций смешаннослойных минералов с обломочным и пирокластическим материалом основного состава, стратиграфическую приуроченность повышенных содержаний смешаннослойных минералов к отложениям верхней части нижнеоленекской зоны *gracilitatis*. Характерно также в целом невысокое содержание каолинита, спорадически появляющегося лишь в отдельных горизонтах разреза и наиболее обогащающего самые мелководные фации района м. Цветкова.

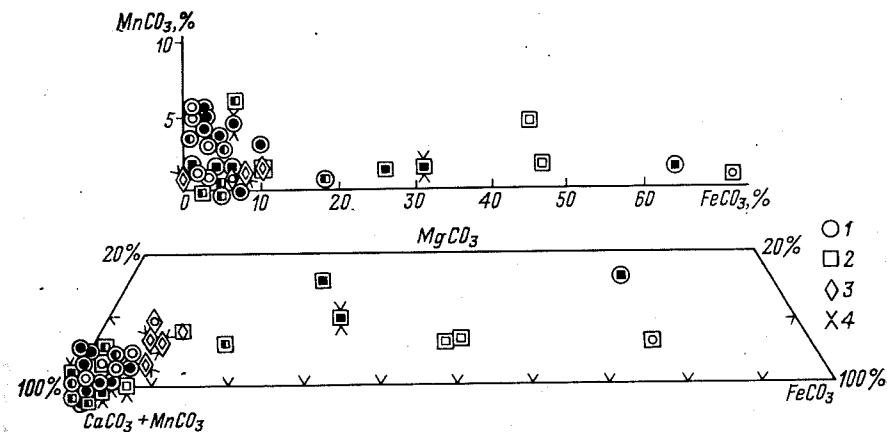


Рис. 16. Состав конкреций мезозойских отложений северной части Приверхойского прогиба (разрезы Чекуровской антиклинали и м. Чуча).

Отложения: 1 — морские, 2 — прибрежно-морские, 3 — континентальные угленосные; 4 — карбонаты песчаников. Остальные условные обозначения см. на рис. 9.

Связь между составом обломочных и глинистых компонентов позволяет выделить в триасовом комплексе несколько парагенетических ассоциаций: туфов и красноцветных туфоаргиллитов с высоким содержанием минералов с лабильной решеткой; туффитов, туфопесчаников, порфиритовых грувак и аргиллитов гидрослюдисто-хлоритового состава со смектитом и (или) смешаннослойными минералами; литокласт и хлоритово-гидрослюдистых аргиллитов; кварцевых песчаников и хлоритово-гидрослюдистых аргиллитов, нередко с каолинитом.

Хемотропные породы. Для хемотропного комплекса триасовых отложений характерны присутствие известняков в битуминозных нижнеоленекских ламинитах; преимущественно кальцитовый состав карбонатных конкреций и повышенное содержание в них изоморфной примеси марганца (рис. 16); присутствие сидеритов — изредка в прибрежно-лагунных индских отложениях (м. Цветкова), постоянно — в угленосных норийско-рэтских толщах (немцовская и чайдахская свиты); широкое распространение мелких желваковых, главным образом глинистых фосфо-

ритов в разрезах морских горизонтов (верхи индского, оленекский, анизийский, ладинский, карнийский ярусы). Единичные мелкие желваковые фосфориты отмечаются в породах немцовской свиты. Песчаные желваковые фосфориты изредка встречаются в анизийском ярусе (пос. Станях-Хочо, Анабарская губа). Для триасового комплекса не характерны пиритовые породы и звездчатые конкреции, широко развитые в морских отложениях юрско-мелового возраста. Остальные типы хемогенных образований — гидрогетитово-хлоритово-каолинитовые и гидрогетитовые породы — рассматриваются в следующем разделе.

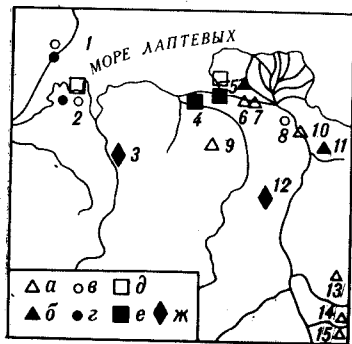


Рис. 17. Распространение триасовых кор и продуктов выветривания на севере Восточной Сибири. а — нижнетриасовые коры; кварцевые песчаники; б — индские, в — анизийские и ладинские, г — карнийские и норийско-рэтские; переотложенные продукты с гетитом; д — ладинские, е — карнийские, ж — триасовые коры выветривания на основных эффузивах. Разрезы: 1 — м. Цветкова; 2 — скважины Гуримисского района; 3 — р. Анабар; 4 — р. Нанга; 5 — пос. Станях-Хочо; 6 — р. Дюлюнг-Юрэгэ; 7 — р. Нуучча-Юрэгэ; 8 — р. Булкур; 9 — среднее течение р. Пура; 10 — пос. Чекуровка; 11 — р. Дарки; 12 — р. Усунку-Юрэх; 13 — р. Сынча; 14 — р. Бегиджан; 15 — бассейн р. Юндюлюнг.

Коры и продукты выветривания. Эти образования занимают четкую позицию в триасовом разрезе. Они приурочены к верхнепермским — нижеиндским, вышеиндским — нижеоленекским, вышеанизийским — ладинским — нижекарнийским и норийско-рэтским отложениям, т. е. к концу регрессивных и к самой подшоше трансгрессивных циклов.

Коры выветривания развиты в узком стратиграфическом диапазоне в нижней части триасового терригенного комплекса Северо-Восточной Сибири. Они изучены И. В. Школой [115] в бассейне р. Пура, Д. С. Сороковым (1968), Д. В. Лазуркиным [127], В. А. Каширцевым [99] и автором по левобережью Оленекской протоки, автором [84] в нижнем течении р. Лены (рис. 17). Коры залегают на индских и верхнепермских терригенных толщах и повсеместно перекрываются нижеоленекскими аргиллитами.

При продвижении в южном направлении по мере выклинивания нижних горизонтов оленекского яруса и индской толщи наблюдается расширение стратиграфического диапазона распространения раннетриасовых кор выветривания от позднеиндского — раннеоленекского до позднепермского — оленекского времени (рис. 18). Необходимо отметить также появление в южных разрезах (Булкурская и Чекуровская антиклинали) продуктов выветривания и в верхнепермской толще. Они представлены относительно маломощными (до 1 м) линзами пестрых глин,

сильно обогащенных по сравнению с вмещающими породами близкими к гидрослюдам смешаннослойными минералами ряда гидрослюда — смектит. Здесь же наблюдаются и интенсивные следы выветривания (ожелезнение, трещины с морионом) верхних горизонтов пермского разреза.

Еще дальше к югу, в пределах меридионального отрезка Приверхолянского прогиба, на Юндюлюнгском поднятии и к северу от него, в бассейнах рек Юлегир, Бегиджан, Менгкере (р. Сынча), Р. А. Биджиевым, Е. Р. Горшковой, Г. М. Любцо-

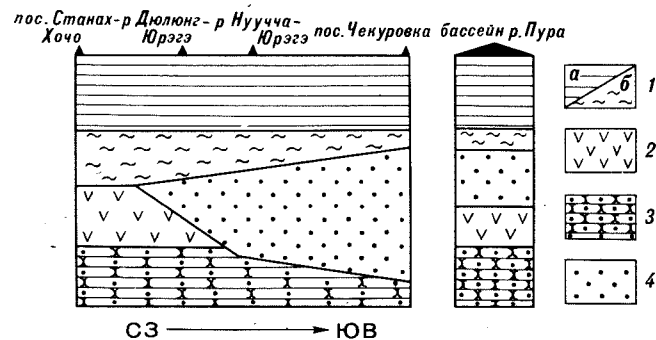


Рис. 18. Стратиграфический диапазон развития верхнепермских — нижнетриасовых кор выветривания на северо-востоке Сибирской платформы. Отложения: 1 — нижеоленекские (а — верхняя, б — нижняя зона), 2 — индские, 3 — верхнепермские; 4 — кора выветривания.

вой, Д. П. Сидоровым и другими геологами ВАГТ и ВНИГРИ в 1962—1968 гг. описаны многочисленные обнажения, в которых наблюдается контакт между пермскими и триасовыми отложениями. В наиболее распространенном случае (реки Дьолобуун, Сырган-Сюкют, Сеймчан, Сынча и др.) на угленосных верхнепермских толщах, иногда дезинтегрированных и рыхлых в верхних 0,5—1,0 м разреза, залегают пачка неравномерно чередующихся рыхлых и пластичных пестроцветных пород — глин, слабых алевролитов и песчаников, песков и алевроитов, — перекрывааемых пестроцветами с фауной индских конхострак. Мощность переходной пачки, резко выделяющейся в обнажениях и отличающейся от подстилающих и покрывающих плотных толщ своей рыхлостью, нередко интенсивным ожелезнением и представляющей собой продукты выветривания, частично, возможно, испытывавшие незначительное переотложение, изменяется в довольно широких пределах, составляя обычно 8—10 м.

Далее к югу, в пределах Вилюйской синеклизы, Р. В. Королевой [113] недавно описана каолинитово-кварцевая кора выветривания мощностью около 20 м, залегающая в основании индских аргиллитов на отдельных локальных структурах Хапчагайского поднятия.

Коры выветривания залегают обычно на трещиноватой и ожелезненной (на глубину до 20 м) поверхности субстрата. Выше следует маломощный (десятки сантиметров — первые метры) горизонт дезинтеграции и сменяющая его зона глин мощностью до 3—4 м. Коры выветривания резко выделяются среди вмещающих отложений пестрой (зеленоватой, желтой, бурой) окраской, рыхлостью и пластичностью. Эти особенности горизонтов выветривания сохраняются даже в сложностроенных очень плотных мезозойских толщах складчатого борта прогибов (разрезы Дюлюнгского антиклинория, Булкурской, Чекуровской антиклиналей, Юндюлюнгского поднятия). Из-за рыхлости и пластичности участки с корами выветривания плохо обнажены и нередко пропускаются при съемке и описаниях разрезов.

Состав кор сильно зависит от характера субстрата. При этом общими для всех кор являются процессы окисления, усиливающиеся вверх по профилю и обуславливающие уменьшение содержания органического вещества и окисление железосодержащих минералов (пирита, магнетита) до гидроокислов железа. В верхних горизонтах коры, как правило, присутствуют сульфаты кальция и железа — гипс и особенно ярозит. В некоторых случаях в профиле коры отмечаются инфильтрационные фосфориты (р. Пур) и карбонаты (д. Чекуровка).

При выветривании осадочных пород развиваются коры гидрослюдисто-сметитового состава. Как правило, в них присутствует хлоритовый компонент, унаследованный из подстилающих пермских отложений. В соответствии с таким составом на диаграмме состав — парагенезис [47] коры тяготеют к области гидрослюда — монтмориллонит (рис. 19).

Для кор, формировавшихся на основных эффузивах, их туфах и осадочных дериватах (порфириновые граувакки), характерны преимущественно смектитовый состав, а в верхних горизонтах — появление каолинита и охристых продуктов. Поэтому по сравнению с корами на осадочных породах точки анализа этих кор на диаграмме сдвинуты вправо и вниз, тяготея к полям охристо-каолинитовой и охристо-сметитово-кремнистой ассоциаций.

Следует отметить, что в складчатой ветви прогибов (Чекуровская, Булкурская антиклинали, Оленекская протока) в заметно измененных отложениях, принадлежащих средней зоне катагенеза (органическое вещество Г — Ж и Ж стадии), происходят характерные изменения в минеральном составе кор выветривания: минералы смектитовой группы полностью замещаются диоктаэдрическим слюдястым (ректоромитовым) минералом с невысоким (20—30%) содержанием подвижных межслоевых промежутков. В целом все изученные нижнетриасовые коры выветривания имеют сиалитный и феррисиалитный характер.

Переотложенные продукты выветривания (см. рис. 17) значительно более широко распространены на севере Сибири.

К ним относятся прежде всего песчаные кварцевые и хемогенные гидрогетит-каолинитовые породы.

Кварцевые песчаники в триасовом разрезе приурочены к трем стратиграфическим уровням. Они образуют пачки мощностью в первые единицы метров в отложениях индского яруса на Оленекской протоке близ устья р. Дюлюнг-Юрэгэ и в

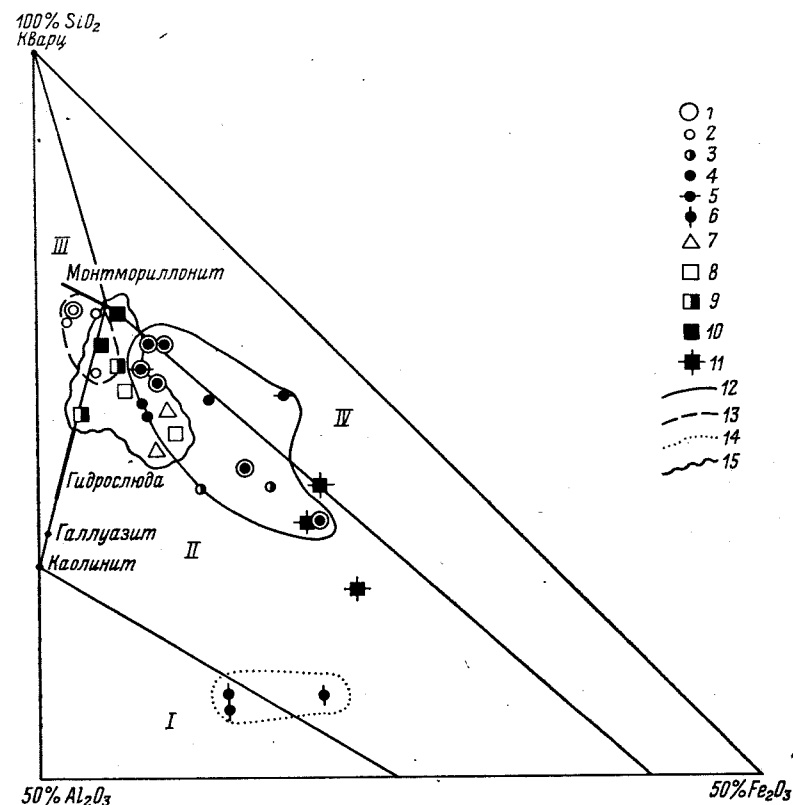


Рис. 19. Диаграмма состав — парагенезис мезозойских кор и продуктов выветривания севера Восточной Сибири.

1 — трещиноватые и ожелезненные породы субстрата; 2 — верхнепермская — нижнеоленекская хлорит-гидрослюдистая кора на пермских аргиллитах Чекуровской антиклинали; 3 — индско-нижеоленекская смектито-охристая кора в бассейне р. Пура (по данным И. В. Школы, 1968 г.); 4 — индско-нижнелейасовая смектитовая кора на туфах основных эффузивов бассейна р. Усунку (по данным Л. П. Смирнова, И. А. Старчик, 1968 г.); 5 — индско-нижнелейасовая смектитовая (?) кора на траппах бассейна р. Мархи (по данным В. Н. Уманец [202]); 6 — переотложенные гидрогетит-хлорит-каолинитовые продукты выветривания, ладинский ярус, скважины Усть-Анабарского района (по данным А. С. Запорожцевой, А. И. Кравцовой [65]); 7 — девонско-лейасовая каолинито-гидрослюдисто-сметитовая кора на силурийских известняках (по данным Р. О. Галабалы [30]); оксфорд-кимериджские гидрослюдисто-сметитовые (8—10) коры с сульфатами (11) на терригенных отложениях бат-келловейской джаской свиты в бассейнах рек; 8 — Элизтибиз, 9 — Эяжита, 10 — Арылаах-Сээнэ, Бычки, 11 — Саята; 9—11 — анализы фракции <0,001 мм (8—10 — по данным Б. И. Прокопчука [165]; 11 — по данным Р. А. Биджиева и др. [151]); поля продуктов выветривания: 12 — триасовых на основных породах, 13 — триасовых на аргиллитах, 14 — ладинских переотложенных, 15 — юрских (кроме существенно ярозитовых) на терригенных отложениях; поля ассоциаций: I — гетит-каолинит-гипсовый; II — охристо-каолинитовой; III — каолинито-гидрослюдисто-кварцевой; IV — охристо-сметитово-кремнистой.

Хараулахских горах [44]; встречаются в прослоях мощностью до 0,5 м в верхах разреза анизийского яруса (возможно, ладинские отложения) в скважинах Гуримисского района вблизи устья р. Анабара [79]; присутствуют в маломощных (единицы метров) пачках в верхней части норийско-рэтских отложений в разрезе м. Цветкова и образуют мощные (десятки метров) горизонты в муосучанской свите этого же возраста Западного Верхоянья [129, 183, 185].

Гидрогетитово-хлоритово-каолинистые и железистые породы известны в виде линзовидных прослоев в ладинских отложениях Анабаро-Хатангского междуречья и в районе устья Оленека, а также в карнийских базальных слоях складчатого крыла Лено-Анабарского прогиба (районы нижнего течения Оленека и Оленекской протоки).

В Анабаро-Хатангском районе эти породы встречены в основании гуримисской свиты, а также в 30 и 60 м выше ее подошвы. По данным А. С. Запорожцевой и А. И. Кравцовой [65], это буровато-серые и зеленовато-серые прослои с красновато-коричневыми хлопьями, бобовинами и оолитами гетита, гидрогетита, сидерита, хлорита, ооидами каолинита размером до 3—5 мм, глауконитоподобными буроватыми зернами, с розоватыми, фиолетовыми, серыми и зеленоватыми пятнами, особенно обильными в среднем, жирном на ощупь, прослое. Мощность прослоев 0,1—0,2 до 0,5 м. В их подошве присутствует слой грубообломочного материала мощностью до 5 см с обломками древесины, залегающий на неровной размытой поверхности подстилающих глинистых алевролитов и аргиллитов. Амплитуда размыва не превышает 10 см. Состав гравийно-галечного материала базального слоя, так же как и гравийных и крупнозернистых песчаных компонентов хомогенных пород, однообразен: это хлоритизированные диабазы, базальты и туфы основных пород, единичные зерна кислых эффузивов, алевролитов, аргиллитов. Более мелкий материал представлен каолинизированными и хлоритизированными обычно угловатыми зернами кислых и средних плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, кварца, кварцитов, микрокварцитов, ильменита, гематита, магнетита и эпидота. В нижнем прослое постоянно и в большом количестве присутствуют угловатые обломки (размером до 8 мм) хомогенных пород с оолитами гетита, гидрогетита, хлоритов. Пирокластический материал не обнаружен.

Обломки цементируются хлоритом, гидрогетитом ($N=1,78$), однородным изотропным фосфатом, по оптическим данным ($N=1,624$) близким к франколиту; анальцимом ($N=1,480$); слабодвупреломляющим (0,003—0,005) двусосным, с малым углом оптических осей, отрицательным, с шестерниками, шабазитом ($N=1,480 \div 1,483$) и каолином, находящимися в различных количественных соотношениях. Акцессорные компоненты цемента — пирит, опал, сидерит, галлуазит (?).

По химическим данным и результатам термического анализа в третьем прослое, возможно, присутствует примесь свободного глинозема [65]. Высокие концентрации в рассмотренных хомогенных образованиях железа, титана, преобладание зерен основных эффузивов и их туфов среди обломочных компонентов, широкое распространение гидрогетита и каолинита свидетельствуют о том, что рассмотренные хомогенные породы являются продуктами разрушения железисто-каолинистых кор выветривания основных эффузивов.

Основными аутигенными компонентами двух первых прослоев являются минералы цемента — хлориты, фосфаты, карбонаты и цеолиты, возникшие на стадии диагенеза, возможно в морской обстановке. Если учесть структурные особенности среднего, наиболее мощного прослоя (присутствие в нем крупных хлопьев хлорита, ооидов каолинита и каолинистого цемента), кажется весьма вероятным его значительное преобразование (дальнейшее выветривание) на месте, в континентальных условиях.

В верхней части среднетриасовых отложений на левобережье среднего течения Оленекской протоки и ее правому притоку р. Кенгдей М. М. Маландиным, П. И. Глушинским (1950), Д. А. Вольновым и другими (1959) встречен прослой бобово-оолитовой породы мощностью до 2,0 м. Цементированный такой же породой конгломерат в районе нижнего течения р. Оленека (р. Нанга) и на побережье моря Лаптевых, вблизи устья Оленекской протоки (м. Улахан-Крест), отмечается О. А. Ивановым, Д. В. Лазуркиным и другими (1962) и А. В. Ивановской [73] в кровле среднетриасовых или в основании карнийских отложений.

Переотложенные продукты выветривания ладинских отложений по составу резко отличаются от нижнетриасовых кор. Точки анализов располагаются на диаграмме вблизи границы гетит-каолинит-гипсбитовой и охристо-каолинитовой ассоциаций (см. рис. 19). Это свидетельствует о существенном изменении характера выветривания и возникновении к концу ладинского века латеритного процесса.

НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИЙ ТЕРРИГЕННЫЙ КОМПЛЕКС

Для этого комплекса в отличие от подстилающих триасовых отложений характерны в целом довольно однообразный, на значительной части территории преимущественно глинисто-алевритовый, гранулометрический спектр пород и в связи с этим менее отчетливо выраженная ритмичность. Комплекс состоит из геттанг-плинсбахского, тоарско-ааленского и байос-батского (келловейского) циклов. Циклы второго порядка близки по объему ярусу. Они начинаются сравнительно маломощной трансгрессивной базальной конгломератово-песчаной толщей, сменяемой кварху глинистой пачкой, и завершаются регрессивной песчано-

алевроитовой частью. Исключением является тоарский цикл седиментации, не имеющий в основании базального горизонта в связи с ингрессивным характером тоарского морского бассейна. Более мелкая цикличность выражена чередованием алевроитово-песчаных и алевроитово-глинистых прослоев мощностью в первые единицы метров. В связи с отмеченным выше гранулометрическим однообразием отложений исследование цикличности третьего и более высших порядков для большей части территории на­т­ал­ки­ва­ет­ся на значительные трудности.

Для комплекса характерна серая окраска, появление отдельных прослоев глауконитов, имеющих здесь, однако, в отличие от вышележащих верхнеюрских — нижнемеловых отложений скорее экзотический характер, присутствие исключительно разнообразных и многочисленных конкреционных стяжений в отличие от триасовых отложений, представленных не только карбонатными и фосфатными, но также обильными сульфидными и своеобразными звездчатыми кальцитовыми образованиями.

Комплекс с размывом, но, как правило, без углового несогласия ложится на различные горизонты триасовых, пермских и кембрийских толщ. В его основании почти повсеместно присутствует маломощный горизонт базальных конгломератов.

Описание стратиграфических подразделений

Наиболее древняя часть нижнеюрского разреза — геттангсинемюрские отложения — обнажаются на севере Лено-Анабарского прогиба в разрезе м. Тумул (устье р. Оленека). Они представлены толщей коричневатых аргиллитов с фауной *Psiloceras* sp. и *Oxynoticeras* sp., с прослоями алевролитов, конкрециями пирита и глинистого известняка, иногда со структурой «конус в конус». Мощность отложений 56 м [26].

В пределах платформенного борта прогибов отложения нижнего лейаса, по данным И. В. Школы и В. Н. Зенкова, вскрыты скважинами в бассейне р. Анабара, где они выполняют впадины доюрского рельефа. Породы этого возраста известны также в бассейне рек Эйэжит, Молодо, Моторчуна [6, 7]. Они повсеместно представлены маломощной (до 40—50 м) толщей желтых песков, алевроитов с единичными прослоями алевроитистых глин, с рассеянной галькой, валунами, глинистыми окатышами, прослоями и линзами галечников в основании разреза. К внутренней зоне Приверхожанского прогиба [6] мощность отложений возрастает до 300—400 м. Возраст толщи определяется присутствием двустворок — *Otapiria limaeformis* Zakk., *Cardinia copides* Risk., *Modiolus scalprum* Sow. и др. Не исключено также присутствие нижнего лейаса и в других разрезах северного (внутреннего) борта прогибов, где они в настоящее время включаются в плинсбахский ярус.

Отложения плинсбахского яруса повсеместно распространены в пределах изученного района. По своей палеонтологической эхарактеризованности ярус довольно отчетливо разделяется на две части: нижнюю, включающую комплекс разнообразных двустворок, прежде всего *Harpax* spp. и *Meleagrinella* spp., и верхнюю, где наряду с двустворками появляются аммониты рода *Amaltheus*. Нижняя часть имеет в отдельных случаях более грубый песчано-алевроитовый характер и обогащена валунно-галечным материалом. Отложения плинсбаха представлены очень характерной толщей зеленоватых алевролитов с различной примесью глинистого и песчаного материала, нередко образующего гнезда и линзовидные включения в основной массе породы. Как правило, присутствуют также прослои темно-серых коричневатых глин, алевролитов, аргиллитов, средне- и мелкозернистых, иногда с гравийным материалом, нередко кослоистых песчаников и конгломератов. Роль грубозернистого материала резко увеличивается в южных разрезах и сильно уменьшается в разрезах складчатого крыла прогибов (рис. 20—26).

В отложениях повсеместно присутствуют рассеянная галька и валуны различных осадочных (цветные кремни, известняки, доломиты, алевролиты и аргиллиты, триасовые, пермские и древние — кварцевые — песчаники), метаморфических (кварциты, роговики, кордиеритовые сланцы, гнейсы и т. д.) и изверженных (породы траппового комплекса, нефелиновые сиениты и др.) пород размером до 0,8—1,0 м и более, иногда обросшие пиритовой коркой (р. Келимяр), обломки древесины и стволы деревьев диаметром до 20 см, иногда в ярозитовом, изредка карбонатном (Анабарская губа) футляре. На обломках пород и древесных остатках часто встречаются наросшие раковины харпаксов. Довольно широко распространены конкреционные прослои известняков, часто с повышенным содержанием фосфора, мощностью от 3—5 до 30—40 см, дисковидные и караваеобразные карбонатные конкреции размером от 0,1 до 0,3 м, шаровые карбонатные и фосфоритовые стяжения, многочисленные, иногда очень крупные, массой до 10—20 кг желваки и лепешки пирита. Особенно крупные пиритовые стяжения встречаются в верхней части разреза (реки Анабар, Келимер, Анабарская губа). В нижней части плинсбаха (м. Цветкова, р. Муна), а в разрезе м. Цветкова и в основании яруса встречаются прослои, обогащенные глауконитом. К ним нередко приурочены фосфоритовые конкреции. В верхней части яруса предполагается выдержанный горизонт звездчатых конкреций размером 5—8 см, прослеженный в разрезах Анабарской губы, бассейнов рек Сюнгюде, Молодо, Муны. Мощность яруса закономерно возрастает от 60—130 м в южных приплатформенных разрезах до 300—350 м в разрезах складчатого борта прогибов.

Отложения тоарского яруса залегают на выветрелой поверхности плинсбахских песчаников и алевролитов. В породах

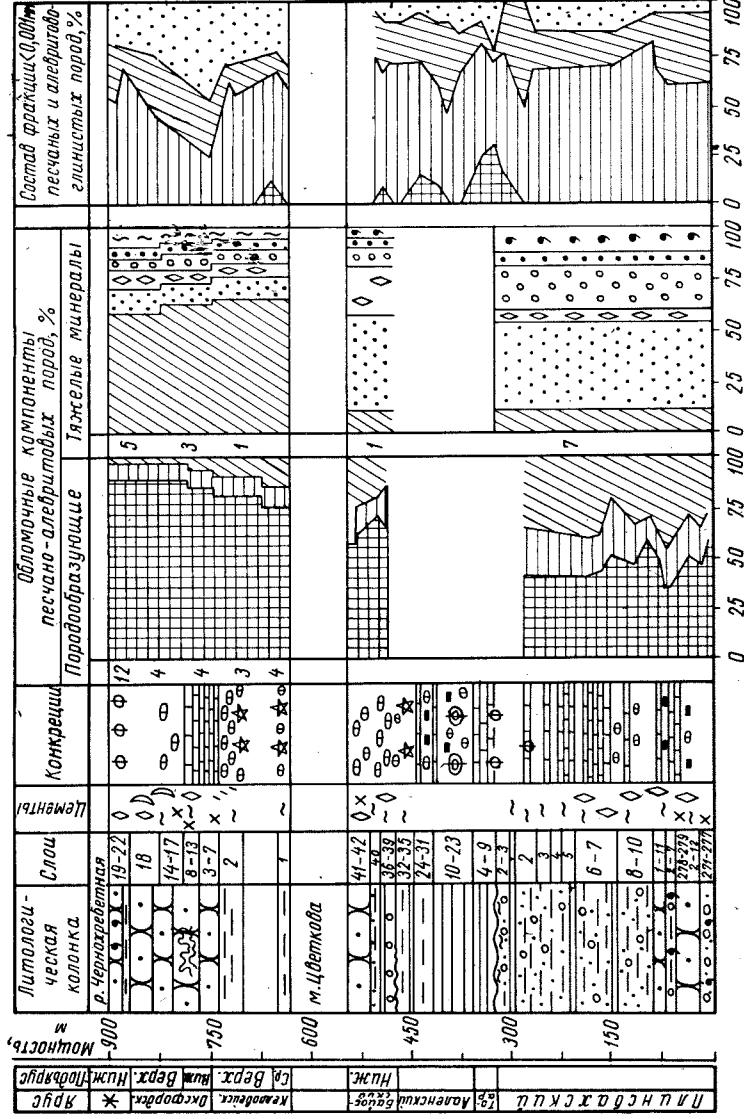


Рис. 20. Литологическая характеристика юрских отложений в разрезах м. Цветкова и р. Чернозубовской. Стратиграфическое расчленение из работы М. Е. Каплана и других [218].
Звездочкой обозначен кимериджский ярус.
Условные обозначения см. на рис. 4.

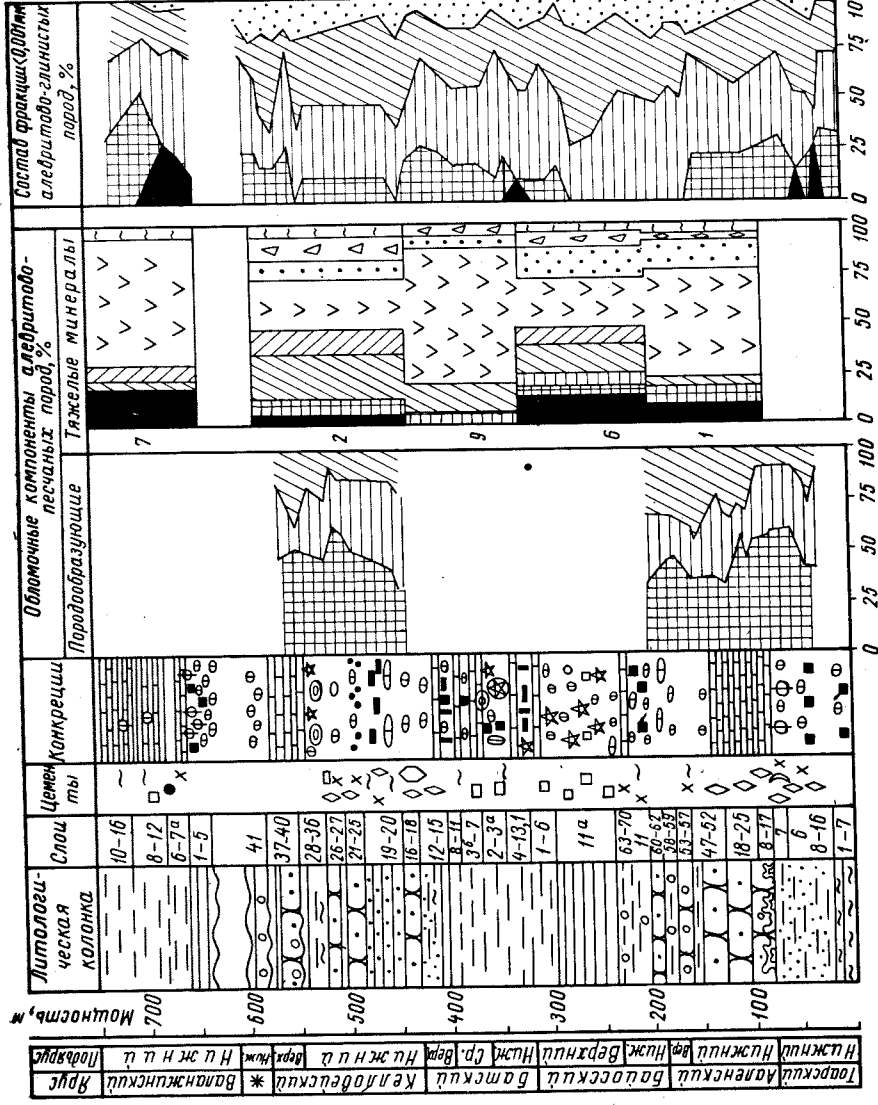


Рис. 21. Литологическая характеристика юрских и нижнемеловых отложений в разрезе восточного берега Анабарской губы и по побережью Анабарского залива на участке от м. Хорго до м. Муусо-Хая. Стратиграфическое расчленение по данным В. А. Басова и других [149]. Тяжелые минералы—по данным З. З. Ронданы—по киний [178].
Звездочкой обозначен оксфордский ярус.
Условные обозначения см. на рис. 4.

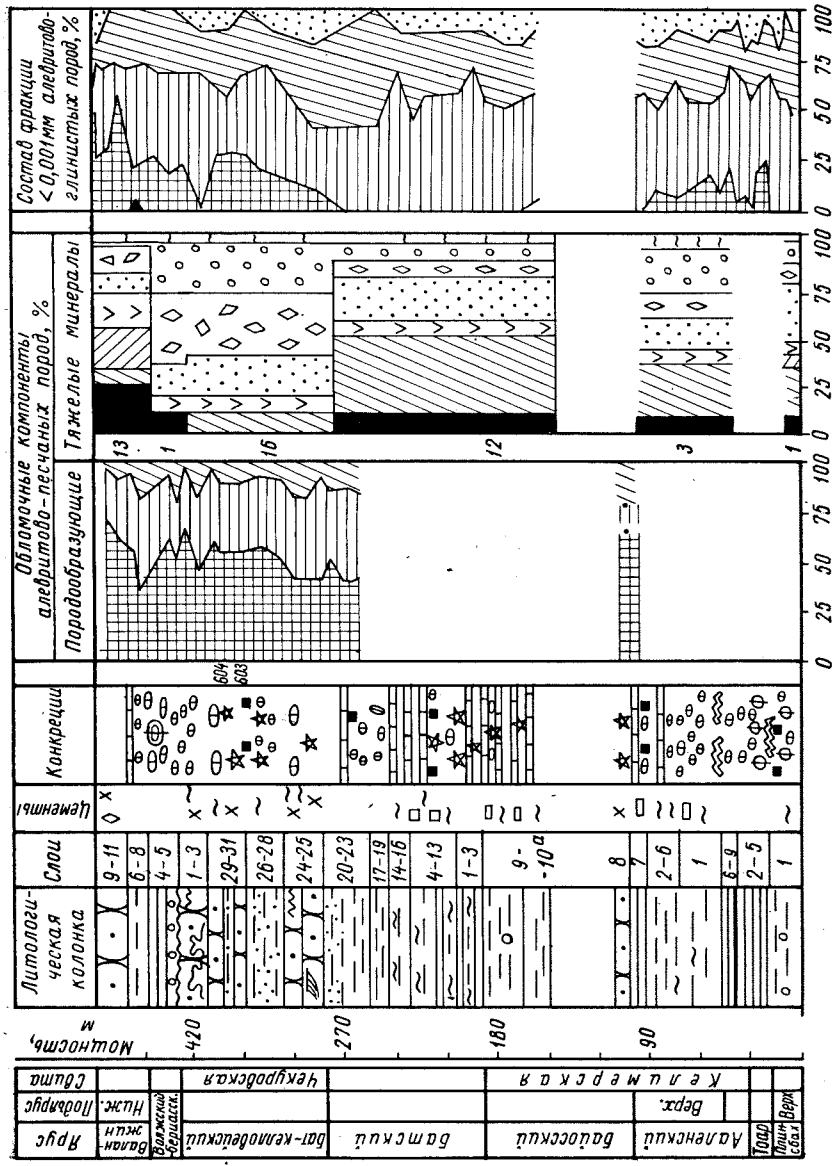


Рис. 24. Литологическая характеристика морских и нижнемеловых отложений в разрезе рек Келимера и Оленека. Стратиграфическое расчленение — по данным Т. Н. Кириной [100] и Д. С. Сорокова и других (1960 г.). Тяжелые минералы — по данным Б. И. Тест (1955 г.) и Т. И. Кириной.

Условные обозначения см. на рис. 4.

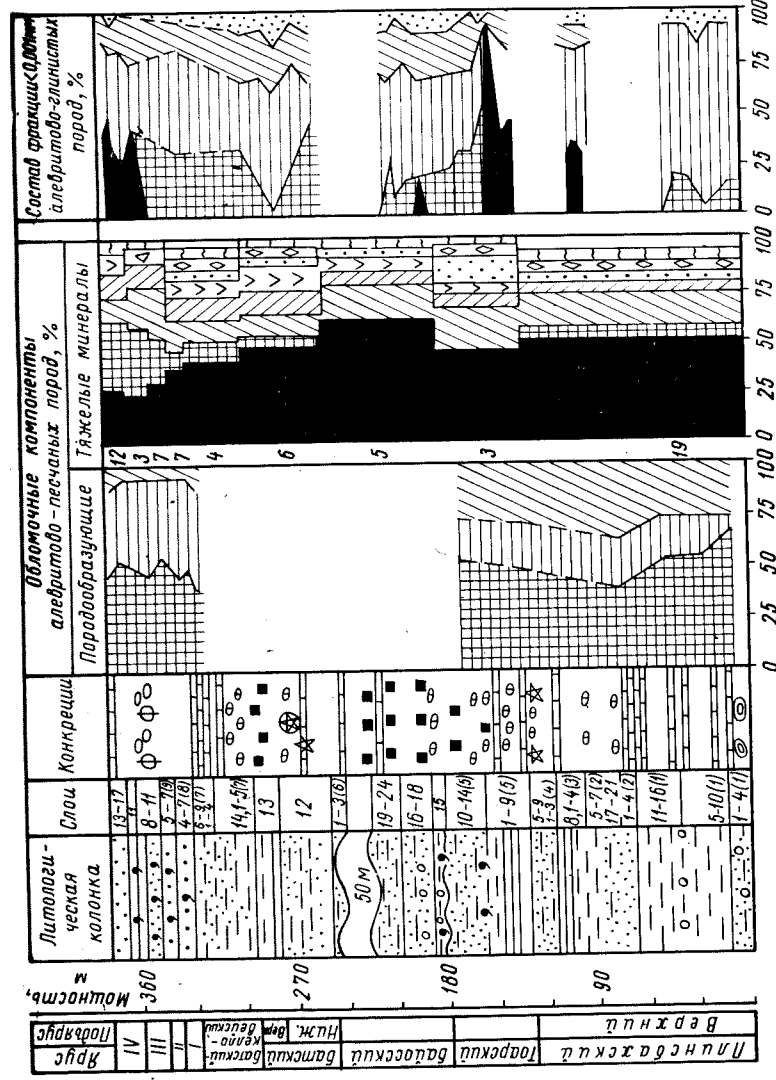


Рис. 25. Литологическая характеристика юрских и нижнемеловых отложений в разрезе р. Анабара. Стратиграфическое расчленение — по данным Б. Н. Сакса и др. [104]. Тяжелые минералы — по данным З. З. Ронкиной [178]. Ярусы: I — верхний келловейский, II — оксфордский, III — волжский, IV — берриасский. Условные обозначения см. на рис. 4.

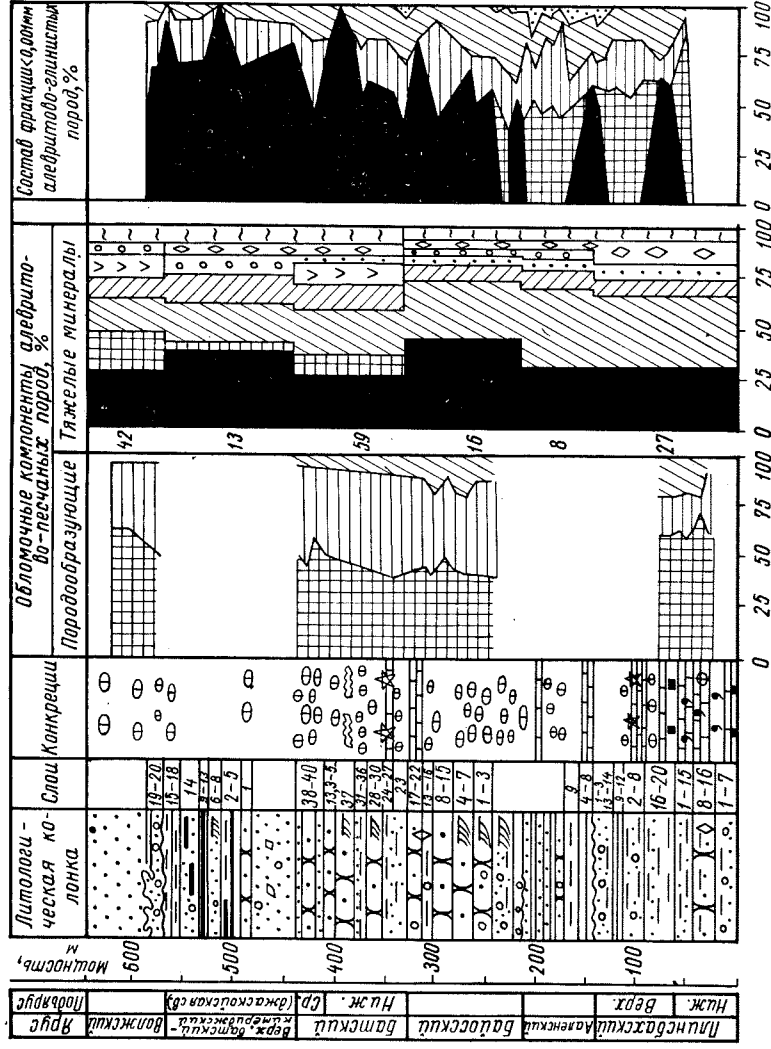


Рис. 26. Литологическая характеристика юрских отложений в сводном разрезе Жиганского района. При составлении использованы разрезы: плинсбах — р. Муны; аален — рек Моторчунь и Муны; байос, нижняя глинистая толща — р. Моторчунь (данные Т. И. Кириной); ринной) байос и бат — мысов Кыстатым и Хоронго; Джасковская свита — м. Джасков Чонок. Верхний ярус — мыс Кер. Стратиграфическое расчленение из работ [101, 198]. Тяжелые минералы — по данным Б. И. Тест и В. Осиповой [198] и И. М. Джиноридзе (1968 г.). Условные обозначения см. на рис. 4.

содержится комплекс аммонитов средней и верхней зоны нижнего подъяруса *Harpoceras* ex. gr. *exaratum* Young et Bird, *Dactylioceras* spp., *Zugodactylites* spp. и разнообразных белемнитов *Clastoteuthis parva* (Vor.), *Passaloteuthis tolli* (Pavl.) и др.

В основании разреза присутствует толща темно-серых глин и аргиллитов с карбонатными конкреционными прослоями и карваеобразными стяжениями размером до 0,2×0,6 м, иногда с выдержанными сантиметровыми слоями мергелей (Анабарская губа), обильными журавчиками пирита. В разрезе по рекам Келимер и Таас-Крест (Оленекская протока) нередко наблюдаются листоватые черные глины со следами подводного оползания и конкреционными глыбами известняка размером до 1,4×0,5 м с текстурой «конус в конус». В некоторых обнажениях по р. Келимеру в 1,5—4 м от подошвы тоара иногда отмечаются маломощные (5—7 см) линзы черного угля.

Вверх по разрезу яруса возрастает количество алевритовой примеси, а по р. Анабару и в районе Анабарской губы верхняя часть разреза представлена пачкой косослонистых алевролитов с крупными караваями известковистых песчаников, плитами и желваками пирита. В основании пачки на р. Анабаре отмечается маломощный (5 см) слой глауконитита с битой ракушкой, а на побережье Анабарской губы — пластичные глины и алевриты мощностью 0,5—0,6 м.

Для верхних горизонтов яруса весьма характерно присутствие желваковых фосфатных стяжений, а в разрезах Анабарской губы — конкреционных прослоев хрупких легких золотистых фосфоритов, разбитых на узкие плитки частыми вертикальными трещинами, и линз красных пиритизированных известняков. Мощность тоара 25—60 м, к северному склону Оленекского поднятия (бассейн р. Келимера) она сокращается до 12—15 м. На юге Лено-Анабарского прогиба (бассейн р. Уджи) и в северной части платформенного крыла Приверхоанского прогиба (южнее широты р. Эйэки) тоарские отложения отсутствуют.

Отложения ааленского яруса повсеместно представлены глинисто-алевролитовой толщей, включаемой в пределах восточной части Лено-Анабарского и северной части Приверхоанского прогиба в келимерскую свиту аален-батского возраста [192]. Эта свита вместе с подстилающими нижнеюрскими отложениями образует здесь мощное единое алевритово-глинистое тело. Нижняя часть разреза, отвечающая по объему нижнему подъярусу с фауной *Pseudolioceras m'clintocki* Naught, *Nannobelis* spp., *Parahastites* spp., *Mytiloceras priscus* (Sev), сложена темно-серыми аргиллитами, постепенно сменяющимися глинистыми алевролитами и алевролитами. В породах присутствуют многочисленные мелкие шаровые, яйцевидные, коконообразные карбонатные, пиритовые и фосфатные конкреции, из-

вестковые конкреционные прослои мощностью до 0,4 м и караваеобразные стяжения до 0,4×0,2 м. В разрезе м. Цветкова отмечаются многочисленные идеальные шаровые многослойные конкреции с фосфатной оторочкой, диаметром 3—10 см, а также ромбовидные кристаллы кальцита размером до 2×7 см, заключенные внутри шаровых карбонатных стяжений. В разрезе по р. Келимеру отмечаются карбонатные конкреции с текстурой «конус в конус», скопления древесины, ребра и позвонки ихтиозавров. Более грубозернистый характер имеют отложения нижнего аалена в районе Анабарской губы. Они представлены здесь мелкозернистыми косослоистыми песчаниками и алевролитами с многочисленными прослоями красных пиритизированных глауконитовых известняков с белемнитовыми ракушнями.

Верхняя часть яруса с фауной *Tuguriles* sp., *Mytilocerasmus jurensis* (Kosch.), *M. lunsgershauseni* (Kosch.) и др. в изученных разрезах представлена преимущественно темно-серыми алевролитами с прослоями алевритовых мелкозернистых песчаников и аргиллитов. Количество конкреций заметно уменьшается. Исчезают желваковые фосфориты. В разрезе у м. Цветкова в верхней части яруса появляются немногочисленные мелкие (3—5 см) звездчатые конкреции. В основании верхнего аалена на западном берегу Анабарской губы присутствует метровой прослой мелкозернистого песчаника с многочисленной галькой, древесиной и глауконитовыми слойками. В некоторых разрезах (р. Келимер, Анабарская губа) в верхнеааленских отложениях встречаются единичные мелкие (0,1×0,25 м) валунчики песчаников и диабазов. Мощность аалена 80—100 м, на юго-восток, к обрамлению Оленекского поднятия и восточной периферии Сибирской платформы, она уменьшается до 50—60 м. В бассейне рек Анабара и Уджи аален отсутствует — уничтожен предбайосским и предволжским размывами.

В основании байоса в большинстве изученных разрезов залегают мелкозернистые песчаники и песчаные алевролиты, нередко косослоистые, со звездчатыми конкрециями, рассеянной галькой и мелкими валунчиками, иногда образующими выдержанный базальный горизонт мощностью до 0,3 м. Нижняя часть пачки мощностью до 1,5 м нередко обогащена глауконитом (разрезы м. Цветкова, бассейнов рек Анабара, Уджи, скважины Жиганского района). Мощность алевритово-песчаного горизонта колеблется от 1—3 до 10 м. Выше следуют чередующиеся алевролиты, мелкозернистые песчаники и глинистые породы. Количество последних резко увеличивается в разрезах складчатого крыла прогибов. В верхней части яруса наблюдается возрастание содержания песчаных и алевролитовых прослоев, а в пределах южной части платформенного борта Приверхоанского прогиба верхние горизонты байоса («нижнекыстатимская свита») представлены мощной толщей косослоистых песчаников с растительным детритом. В разрезах яруса широко распространены

арктотисовые ракушники с руководящей фауной *Arctotis lenaensis* Lah., *Mesoteuthis bajosicus* Ivan., *Mytilocerasmus menneri* (Kosch.), *M. lucifer* (Eichw.), *M. porrectus* (Eichw.) и другими, позволяющие подробно расчленить ярус.

В отложениях присутствует довольно многочисленная рассеянная галька, иногда образующая выклинивающиеся линзы внутрiformационных конгломератов, валуны осадочных, изверженных, метаморфических пород. Особенно крупные глыбы красноватых гранитов наблюдаются в разрезе байосской толщи по р. Лене. В породах встречаются шаровые, дисковидные, ориентированные длинными осями по слоистости, а иногда и перпендикулярно к слоистости («морковки», «репы») карбонатные конкреционные стяжения, конкреционные линзы и прослои, журавчики, плиты пирита. Количество карбонатных конкреций, как правило, невелико. Их содержание возрастает в верхних горизонтах разреза. Огромные карбонатные стяжения (до 3—4 м в диаметре), нередко с бугорчатой, паточной поверхностью, наблюдаются в песчаной толще яруса в разрезах по р. Лене севернее пос. Жиганска. Характерной чертой отложений является повсеместное присутствие в разрезах морского байоса звездчатых конкреций, обычно небольших размеров, от 2 до 10—12 см. Мощность яруса изменяется от 50 до 120 м.

Отложения батского яруса в пределах изученной территории также весьма широко распространены. По палеонтологическим данным они расчленяются [137] на нижний подъярус с фауной *Boreiocephalites pseudoborealis* Mel ed., средний подъярус с фауной *Cranoccephalites vulgaris* Sprath и верхний подъярус, включающий две зоны с фауной *Oxycerites jugatus* Ersch. et Mel ed. и *Arctoccephalites elegans* Spath. Литологически разрез яруса довольно однообразен. Он представлен чередующимися глинистыми, алевритовыми и песчаными слоями. В некоторых разрезах (р. Келимер, пос. Станах-Хочо) среди литифицированной толщи батского возраста встречаются пластичные алевритово-глинистые прослои мощностью 0,4—0,9 м, иногда с примазками углистого материала. В породах нередко отмечаются рассеянная, обычно мелкая хорошо окатанная галька (кремни, песчаники, алевролиты, известняки, доломиты, долериты, амфиболовые гнейсы и т. д.), остатки древесины, растительный детрит. Крупные глыбы красноватых гранитов встречены в нижнебатских песчаниках («верхнекыстатимская свита») разреза м. Хоронго на р. Лене.

В верхней части батского яруса в большинстве изученных разрезов (р. Анабар, восточный берег Анабарской губы, р. Оленек, пос. Станах-Хочо, Чекуровская антиклиналь) наблюдаются два выдержанных литологических горизонта с фауной арктоцефалитов и белемнитов верхнего подъяруса. Для нижнего глинистого горизонта характерно присутствие многочисленных пиритовых стяжений. Верхний горизонт представлен разнозернис-

тыми алевролитами, нередко с песчаными прослоями, и имеет характер, переходный к следующему горизонту. В основании этой пачки кое-где присутствуют линзы пластичных глин мощностью до 0,9 м и обломки доломитов (р. Оленек) размером до 10 см с наростами на них карбонатной корки. В разрезах Чекуровской антиклинали отмечаются кластические дайки, различно наклоненные к слоистости (под углом 15—30°), мощностью от 3—10 до 40—50 см, с изменчивым простираением и своеобразной «крученой» поверхностью. Здесь же встречены подводноползневые текстуры. Мощность глинистого горизонта 15—30 м, из них 5—23 м приходится на переходную алевритовую пачку. Непосредственно выше нее залегает толща песчаников и крупнозернистых алевролитов с огромными (до 2—5 м) караваеобразными и шаровыми карбонатными стяжениями, следами внутрiformационных разрывов, растительным детритом, мелкой рассеянной галькой, изредка (р. Анабар) параллелепipedальными обломками доломитов. Мощность толщи 5—60 м. В восточной области Лено-Анабарского и на севере Приверхоанского прогиба эта часть верхнего подъяруса образует единое песчаное тело с нижнекембрийскими отложениями, выделяемое в чекуровскую свиту [192], сопоставляемую с развитыми южнее континентальными угленосными отложениями джаской свиты.

Так же как и для всего мезозойского разреза района, для батских отложений характерно возрастание роли алевритово-глинистых пород в пределах складчатого борта прогибов и увеличение песчаности толщи в южных разрезах, тяготеющих к Сибирской платформе.

Исключительно разнообразными по морфологии и размерам являются конкреции батских отложений. Так же как в байосе, здесь повсеместно распространены звездчатые конкреции самых различных морфологических типов и размеров — от сантиметровых изометрических форм («ежиков») до огромных сростков саблевидных лучей длиной до 60—70 см и более. Последние образуют выдержанный горизонт в низах бата в бассейне р. Анабара и в районе Анабарской губы. Прослой известкового песчаника с мелкими звездчатыми конкрециями, по данным Т. И. Кириной, является маркирующим для нижней части разреза по р. Лене к северу от пос. Жиганск. Значительным разнообразием отличаются также карбонатные конкреции, нередко полностью или частично облекающие звездчатые образования. Карбонатные конкреции имеют шаровую, релпчатую, столбчатую, яйцевидную форму и различные размеры — от 5 до 40—50 см, а в песчаных породах, где преобладают изометричные стяжения, размер конкреций достигает 2—5 м. Нередко наблюдаются также конкреционные линзы и прослой карбонатов, иногда включающие конкреции ранних генераций. В единичных случаях (разрезы мысов Кыстатим и Хоронгхо) наблюдаются тонкие линзочки известняков с текстурой «конус в конус». Различ-

ной (столбчатой, трубчатой, плитчатой, изометрической и неправильной) формой, размерами и массой (до 10 кг) характеризуются также конкреции пирита. Как и в байосе, в батских разрезах почти не встречается фосфоритовых стяжений. Фосфатно-карбонатные конкреции отмечены нами только в основании верхней песчаной толщи (чекуровской свиты) в разрезе южнее Чекуровского мыса. Мощность бата 60—180 м.

Основные типы пород

Основные типы пород комплекса включают конгломераты и гравелиты, алевролиты и песчаники, глины и аргиллиты, а также различные хемогенные образования.

Конгломераты и гравелиты довольно широко распространены в нижне-среднеюрском терригенном комплексе. Они образуют выдержанный базальный горизонт в основании трансгрессивной геттанг-синемюрской и плинсбахской толщи в подавляющем большинстве разрезов как платформенного, так и складчатого крыльев прогибов. Менее выдержанный горизонт конгломератов залегает в подошве байосского яруса в некоторых районах платформенного борта. Линзы средне-мелкогалечных конгломератов встречаются также в основании и внутри всех ярусов (за исключением тоара) в южных разрезах приплатформенной части Приверхоанского прогиба. Мощность конгломератов колеблется в узких пределах, как правило, она менее 1 м. Только в разрезах восточной части Хатангского прогиба (Анабарский порог, Таймыр) мощность отдельных прослоев юрских базальных конгломератов возрастает до 2—3 м при общей мощности насыщенной конгломератами базальной толщи в 15—20 м.

Характерной особенностью комплекса является широкое распространение не только конгломератов и гравелитов, но также рассеянного гравийно-галечного материала. Его много в плинсбахских и байосских отложениях, заметно меньше в ааленских и батских толщах и нет в отложениях тоара. Наряду с гравием и галькой в породах присутствуют также крупные валуны размером до 1 м, а в разрезах платформенного борта — глыбы и отторженцы, достигающие величины 2—4 м. Следует отметить широкий ареал распространения псефитового материала, особенно в плинсбахских и отчасти байосских отложениях. Галька и валуны присутствуют в разрезах как платформенного, так и складчатого борта прогибов (хотя и в значительно меньшем количестве). Они встречаются не только в алевритово-песчаных, но и в глинистых толщах. По составу рассеянный грубообломочный материал близок к валунно-галечным компонентам базальных конгломератов, отличаясь от них значительно более широким распространением обломков песчаников, известняков, доломитов, пород трапповой формации.

Конгломераты юрских отложений характеризуются, как правило, плохой сортировкой обломочного материала, обусловленной формированием пород за счет близко расположенных местных источников, и различной, в целом средней и хорошей, окатанностью, свойственной пляжевым отложениям. Плохо окатан и зачастую лучше отсортирован материал внутрiformационных конгломератов из терригенных и карбонатных пород. При этом наиболее грубые компоненты — крупная галька, глыбы и валуны — сохраняют угловатую или полуокатанную форму, в то время как мягкий обломочный материал характеризуется нередко очень хорошей окатанностью.

Юрские базальные конгломераты Восточного Таймыра (разрез м. Цветкова) сложены обломками серых песчаников (55%) и темно-серых алевролитов (10%), сильно измененных (окварцованных) кислых эффузивов и их туфов (15%), хлоритизированных и карбонатизированных диабазовых порфиритов (15%), молочно-белого кварца и цветных кремней (5%). Последние совершенно аналогичны желваковым халцедонам, выполняющим пустоты в триасовых лавах этого же разреза. Крупные (до 0,5 м) валуны в конгломератах представлены диабазами и серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками. Среди обломков песчаников и алевролитов выделяются две конформно преобразованные разновидности: граувакковые аркозы (кварц 20—40%, полевые шпаты 50—60%, обломки кремнистых и терригенных осадочных пород до 20—30%, цемент — поровый, хлоритового состава) и граувакки, как фельзитовые кварцево-полевошпатовые (кварц 10—20%, кислые плагиоклазы 20—30%, обломки преимущественно кислых эффузивов и их туфов 50—70%), так и литокласты (кварц 15—40%, полевые шпаты, преимущественно кислые плагиоклазы 20—30%, обломки главным образом кремнистых, углисто-глинистых метаморфизованных, терригенных пород 30—65%). Обломочный материал цементируется незначительным количеством хлоритового пленочного, кварцевого регенерационного, иногда карбонатного цемента. Состав конгломератов в целом отражает состав материнского пермо-триасового и верхнепротерозойского эффузивно-терригенного комплекса Восточного Таймыра.

Конгломераты складчатого борта Лено-Анабарского прогиба, изученные в двух далеко отстоящих друг от друга разрезах — по западному берегу Анабарской губы и по левому притоку Оленекской протоки (р. Таас-Крест), — имеют заметно отличный друг от друга состав.

Среди галечного материала западного разреза преобладают обломки устойчивых пород — кремней (11%), кремнистых сланцев, яшм, кварцитов (30%), кварца (3%). Приблизительно в равных соотношениях находятся обломки темно-серых аргиллитов (11%), мелкозернистых граувакк (14%), кислых пород (11%), альбитофиров, кварцевых порфиров и их туфов, дацито-

вых порфиров, единичные обломки гранит-порфиров. Содержание пород трапповой формации — базальтов, долеритов, порфиритов — достигает 20%. Такой состав обломочного материала свидетельствует о разрушении сложного комплекса терригенных пород с трапповыми образованиями и карбонатных пород с кремнями.

Конгломераты в нижнем течении Оленекской протоки имеют более однородный состав. В них резко преобладают две группы обломков — кислые эффузивы (главным образом кварцевые сферолитовые, микропйкитовые и микроаллотриоморфнозернистые порфиры, 45%) и их туфы (4%), а также устойчивые обломки, среди которых доминируют кварциты (37%) и в подчиненном количестве (4%) присутствуют кремнистые породы. Отмечаются также немногочисленные гальки мелкозернистых серых кварцевых граувакк (4%) и андезитов (6%). Такой состав обломочного материала, вероятнее всего, свидетельствует о размытии близлежащего массива порфиров и кварцитов, располагавшегося, по-видимому, на месте современной дельты Лены.

Совершенно иной характер имеют конгломераты в южной части Лено-Анабарского прогиба. По данным выполненных З. В. Осиповой (1963, 1966 гг.) детальных исследований, важнейшим компонентом наиболее петрографически разнообразной среднегалечной (30—60 мм) фракции конгломератов являются основные эффузивные породы — базальты и их туфы (в среднем 20—50%), в меньшем количестве встречаются кварцево-полевошпатовые литокласты, кварцевые песчаники (15—30%) и цветные кремни однородного строения, реже неоднородные окремненные известняки (10—30%). В качестве незначительной примеси (1—3%) отмечаются также кислые эффузивы, эпидотсодержащие породы (метадолериты, базальтовые порфириты и их туфы; зеленые сланцы с эпидотом; порфиритовые граувакки с эпидотизированными зернами порфиритов) и долериты, единичные гальки метаморфических сланцев, роговиков, плагиогнейсов, гранитов, пегматитов, окремненных известняков с ордовикской фауной. Характернейшей особенностью южной части рассматриваемого района (бассейн р. Уджи) является постоянное присутствие в составе конгломератов значительного количества (10—30%) обломков нефелиновых сиенитов и других нефелинсодержащих пород — уртитов, фенитов, ювитов и т. д. Валуны в конгломератах также представлены нефелиновыми сиенитами, базальтами и их туфами. Изредка встречаются субцелочные базальтовые порфириты, долериты, граниты, гранодиориты, метадолериты, хлорит-актинолит-эпидотовые сланцы, кварцитовидные песчаники и трахиты. В целом состав конгломератов прямо отражает состав обнажающихся в пределах Уджинского поднятия и южнее траппов, щелочных пород, пермских терригенных толщ, палеозойских карбонатов и древних кварцитов.

Конгломераты района Оленекского поднятия [155] сложены главным образом обломками устойчивых пород: кремней, кварца, кварцитов (20—65%), в меньшей степени допермских аркоз, кварцевых песчаников, а также триасовых и пермских алевролитов и граувакковых песчаников (до 50—60%). Количество последних резко возрастает в разрезах складчатого крыла. Характерно также присутствие обломков кислых пород, главным образом кварцевых порфиров, а также гранитов и пегматитов. Иногда отмечается галька окремненных известняков, андезитов и порфиритов. Крупная галька и валуны представлены пермскими темно-серыми литокластами и палеозойскими известняками. Таким образом, состав конгломератов отражает здесь состав подстилающих, главным образом пермских и триасовых, терригенных отложений, карбонатных толщ палеозоя (в значительной мере остаточная ассоциация кремнистых пород) и протерозойского комплекса с гранитными интрузиями, обнажающегося в современном рельефе в пределах Солоолийского поднятия.

Для конгломератов платформенного борта Приверхоанского прогиба характерно резкое преобладание обломков кремнистых пород и в большинстве разрезов — известняков. Для Усунку-Муогдаанского района характерно высокое содержание обломков палеозойских (и триасовых?) граувакк (25—50%), а также постоянное присутствие галек долеритов и базальтов (5—15%). Отмечается незначительная примесь галек кварцитовидных песчаников, кремнисто-слюдяных сланцев, эпидотсодержащих пород. Валуны и крупные гальки представлены карбонатизированными долеритами, базальтами и их туфами. В основании разреза встречаются валуны обогащенных сфеном нефелиновых и щелочных сиенитов. Обращает на себя внимание отсутствие гальки карбонатных пород. Конгломераты формировались главным образом за счет мощного терригенного выполнения Кюнтонгинского грабена и пород трапповой формации.

Конгломераты Молодо-Моторчунского района сложены преимущественно обломками известняков и кремнистых пород [10, 142, 155, 157, 166]. Всегда присутствуют также и фрагменты граувакк, а в разрезах верхнего течения р. Молодо — галька кислых эффузивов и гранитов. Основной источник обломочного материала — палеозойские карбонатные породы востока Сибирской платформы, в меньшей степени терригенные толщи и метаморфизованные протерозойские породы Куойско-Далдынского поднятия.

Наиболее однообразен состав конгломератов Муно-Жиганского района [10, 142, 166]. Они нацело образованы галькой черных окремненных и битуминозных известняков и подчиненным количеством обломков кремней. Глыбы и отторженцы представлены главным образом кембрийскими известняками и доломитами.

Специфический характер имеют юрские конгломераты Вос-

точно-Якутского района [10, 142, 142]. Они сложены главным образом обломками кислых эффузивных пород (кварцевых порфиров, ортофиров, кератофиров, гранофиров и т. д.) и их туфов, а также гранитов, гранит-порфиров, граносиенитов. Подчиненную роль в их составе играет галька кремнистых известняков и устойчивых пород — кремнистых сланцев, кремней, жильного кварца, иногда (средняя часть прогиба) отмечается высокое содержание обломков пород трапповой формации — туфолов, долеритов и др. Вероятный источник обломочного материала — погребенные сейчас массивы древних пород с инъекциями кислых магматических образований [10, 142], располагающиеся в центральной части прогиба.

Ааленские конгломераты, присутствующие только во внешней зоне прогиба [10, 142, 155], содержат главным образом кембрийские, часто окремненные, известняки (до 50—80%), в меньшем количестве алевролиты (до 15—20%), граувакки, кварцитовидные песчаники (10—15%) и кварциты (8—10%). Валуны (размером до 0,5 м) представлены кварцитовидными песчаниками, кварцитами, аркозами, реже долеритами, базальтами и гранитами.

Характерная особенность байосских и батских конгломератов Приверхоанского прогиба — резкое возрастание количества архейских и протерозойских пород, часто представленных крупными глыбами и обломками кварцитов, доломитов, а в ленских разрезах (байос и бат м. Кыстатум) — амфиболовых и гранатовых гнейсов и гранитов [10, 142, 155, 198]. Количество обломков кембрийских известняков и особенно песчаников и алевролитов перми и триаса сокращается до 20% и менее. Особенно высокое содержание архейских кварцитов и сланцев, гнейсов, гранитов при небольших количествах кембрийских карбонатных, терригенных пермо-триасовых и юрских пород характерно для базальных верхнебатских горизонтов джаскойской свиты в Жиганском районе [10, 142].

В разрезах западной части платформенного крыла Лено-Анабарского прогиба, в бассейнах рек Анабара и Уджи, байосские конгломераты по составу в целом близки базальным конгломератам плинсбаха [10].

Алевритово-песчаные породы представлены граувакками, граувакковыми аркозами, в значительно меньшей степени аркозами, изредка кварцевыми песчаниками (см. рис. 3, 9—12). Все граувакки комплекса являются полевошпатово-кварцевыми, в немногих случаях — кварцево-полевошпатовыми и кварцевыми литокластами. Обломочный материал в них — плохо- и среднеокатанные зерна кварца, полевых шпатов (несколько преобладающих кислых плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, многочисленных олигоклаз-андезинов) и фрагменты пород.

В распределении типов кварца в песчаниках в основном сохраняются особенности, отмеченные при описании триасовых от-

ложений. В песчаниках разрезов Таймырской области присутствуют в различной степени удлинённые и катаклазированные зерна с извилистыми очертаниями, нередко регенерированные, поступавшие из катагенетически изменённых и метаморфизованных верхнепротерозойских и палеозойских осадочных толщ. Встречаются и удлинённые зерна с прямолинейными ограничениями и облачным угасанием, связанные с верхнепротерозойскими кислыми эффузивами. Характерно отсутствие зерен с минеральными включениями.

В остальных разрезах отмечаются в различной степени изометричные (окатанные) зерна с ровными ограничениями, в основном без регенерационных каемок. Они могли поступать и из слабо изменённых осадочных, и из кислых изверженных пород. Следует отметить появление кварца с включениями мелких кристаллов апатита, циркона, рутила, возможно поступавших из метаморфических пород или продуктов их перетолжения. Количество этих зерен возрастает в разрезах Приверхоанского прогиба. Здесь же увеличивается и содержание катаклазированных обломков с облачным и мозаичным угасанием, очень характерных для гранитоидов Оленекского поднятия [122].

Среди обломков пород присутствуют преимущественно кремнистые, в меньшей степени другие типы осадочных (алевролитов, глинистых пород, мелкозернистых кварцевых песчаников, аркоз и граувакк), метаморфизованных осадочных (кварцитоидных песчаников, глинистых сланцев), метаморфических (микрочварцитов, углисто-слюдистых, слюдисто-хлоритовых) пород. Постоянно отмечаются обломки кислых эффузивов. Хлоритизированные обломки порфиритов встречаются главным образом в базальных горизонтах разреза в количестве до 10—20%. По своему характеру обломки пород близки описанной выше обломочной части триасового терригенного комплекса. Следует только отметить появление обломочных зерен карбонатных пород в юрских отложениях платформенного борта Приверхоанского прогиба, непосредственно перекрывающих кембрийские толщи (разрезы бассейнов рек Муны и Моторчуны).

Наиболее ярко выраженный граувакковый состав имеют нижне-среднеюрские отложения там, где они залегают на триасовых толщах. В породах присутствуют обломки основных эффузивов, в тяжелой фракции преобладают титанистые трудноопределимые минералы, лейкоксен, устойчивые компоненты, спорадически отмечаются высокие содержания ильменита и пироксенов. Выход тяжелых минералов незначительный. Вдоль платформенного борта прогибов преобладают граувакковые аркозы с ильменит-амфибол-эпидотовой ассоциацией тяжелых минералов. В них возрастает и выход тяжелой фракции.

Количество полевошпатового материала увеличивается вверх по разрезу комплекса. В пределах Приверхоанского прогиба (Жиганский район) уже в байосе появляются аркозовые песча-

ники, а на остальной территории (за исключением Таймыра, где преобладают кварцевые литокласты) они становятся основным типом пород начиная с позднебатского времени (см. рис. 20—26).

Цементирующий материал алевритово-песчаных пород имеет сложный состав. Помимо карбонатов, преимущественно кальцита различной, от мелко- до гигантозернистой (пойкилитовой), структуры в породах широко развит глинистый, обычно поликомпонентный, цемент, в состав которого в разных количественных соотношениях входят хлорит, гидрослюда, смешаннослойные минералы, смектит и нередко каолинит. Глинистый материал песчаников близок по составу рассматриваемым ниже глинистым породам, чередующимся с песчаными пластами (рис. 27), отличаясь от него повышенным содержанием хлоритового компонента, в редких случаях каолинита, иногда смешаннослойных минералов и гидрослуд (при смектитовом составе пелитовой составляющей разреза). Изредка отмечается кварцевый регенерационный цемент. Поровые кварцевые, цеолитовые цементы, широко развитые в триасовом терригенном комплексе, для рассматриваемых отложений не типичны. Характеристика аркозовых и кварцевых песчаников приводится при описании верхнеюрского — нижнемелового комплекса, для которого они являются основными типами пород.

Глинистые породы комплекса представлены глинами и аргиллитами. Первые распространены в приплатформенной части прогибов, вторые — в их складчатом борту, а в разрезах района Анабарской губы наблюдается чередование размокающих и неразмокающих разностей.

Породы обладают темно-серой окраской, массивным, иногда параллельнослоистым сложением, алевро-, алеврито-пелитовой и пелитовой структурами, обычно неориентированными, в редких случаях ориентированными текстурами с псевдомонокристалльным погасанием. Иногда отмечаются включение песчаных частиц мелкого и даже среднего размера, пленки и ступки органического вещества, микроконкреции пирита, тонкорассеянные карбонаты. Наблюдаются выделения аутигенного халцедона, часто приуроченные к участкам, обогащенным алевритовыми и песчаными частицами. Глинистые породы плохо отмучены, и выход фракции <0,001 мм не превосходит 30%.

Состав пород очень разнообразен. При этом характерно тяготение смектитовых глин к платформенным бортам прогибов (см. рис. 20—26), гидрослюдистых — к складчатым зонам, значительной примеси каолинита — к внешнему крылу Приверхоанского, к внутренней области Хатангского прогиба и Таймыру, а также наличие стратиграфического контроля над составом глин и аргиллитов — тоарский и иногда верхнебатский максимумы в распределении минералов с подвижной решеткой.

Связь между составом обломочных и глинистых компонентов позволяет выделить в нижне-среднеюрском комплексе ассоциа-

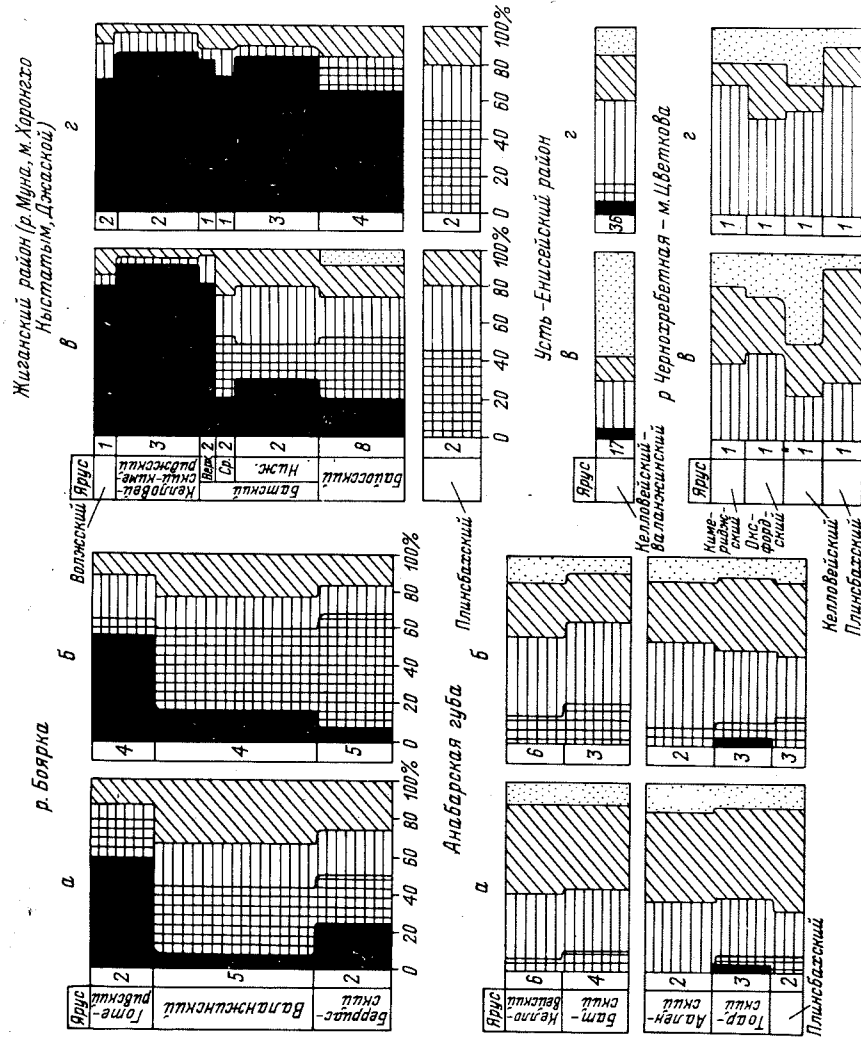


Рис. 27. Изменение средних содержания глинистых минералов в тонкой фракции глинистых и чередующихся с ними песчаных пород. Породы: а — алевритово-песчаные, б — алевритово-глинистые, в — песчаные, г — глинистые. Цифры на рисунке — количество изученных образцов. Остальные условные обозначения см. в тексте.

ции литокласт и хлоритово-гидрослюдистых глинистых пород с каолинитом и (или) смектитом (смешаннослойными минералами); граувакковых аркоз и аркозовых песчаников с хлоритово-смектитовыми (в складчатой зоне с хлоритово-гидрослюдистыми со смешаннослойными минералами) глинистыми породами, иногда с каолинитом.

Хемогенные породы комплекса включают глауконититы и разнообразные конкреционные образования.

Глауконититы и песчаники с глауконитом занимают определенное стратиграфическое положение. Они встречаются в основании и в верхней части плинсбаха, в верхних горизонтах тоара и нижней части аалена, в основании байоса, где образуют прослой мощностью до 0,5—1 м. Более полная характеристика пород приводится ниже, при описании верхнеюрско — нижнемелового комплекса, в котором они очень широко распространены, и при обсуждении распределения глинистых минералов.

Конкреционные образования нижне-среднеюрских отложений по своей морфологии и характеру распространения в различных типах пород принципиально не отличаются от триасовых конкреций. Исключение составляют звездчатые конкреции, которые имеют очень различную форму и размеры. Они представлены как мелкими образованиями размером до 5 см, сложенными темным шестоватым кальцитом с ромбоэдрическими окончаниями отдельных шестоватых агрегатов, поднимающимися над поверхностью конкреции и придающими ей характерный вид «ежика», так и более крупными (5—12 см) телами с отчетливо оформленными отдельными кальцитовыми лучами и очень крупными и гигантскими образованиями с длиной кальцитовых лучей до 50 см и более. В некоторых случаях наблюдаются одиночные ромбоэдрические кристаллы кальцита размером до 10—12 см. Конкреции встречаются в верхней части домера, в аалене, в байосе, бате, келловейском и валанжинском ярусах, в глинистых и алевритовых, изредка мелкозернистых песчаных породах. Они представляют собой, несомненно, псевдоморфозы кальцита по какому-то минералу, природа которого до настоящего времени остается невыясненной.

Карбонатные конкреционные образования, так же как и в триасовых отложениях, имеют преимущественно кальцитовый состав и включают незначительную изоморфную примесь магния, железа и марганца. Повышенные концентрации марганца отмечаются в нижнеюрских конкрециях из разрезов Анабарской губы, Чекуровской антиклинали, иногда м. Цветкова, т. е. там же, где наблюдается и увеличение количества марганца в конкрециях триасового комплекса.

В распределении железа в конкрециях наблюдаются два максимума. Один связан с континентальными угленосными отложениями джаской свиты и подстилающими ее субконтинентальными среднебатскими отложениями Жиганского райо-

на, а также с прибрежными фациями плинсбаха. Второй максимум связан с морскими глинистыми фациями тоара и аалена.

Карбонатные конкреции нередко обогащены фосфатами. Фосфатно-карбонатные образования имеют пластовый и желваковый характер, по типу относятся к глинистым фосфоритам, приурочены главным образом к прослоям глинистых и алевритово-глинистых пород и повсеместно распространены в плинсбахе, тоаре, аалене. Содержание P_2O_5 в них достигает 8—10%.

Сульфидные (пиритовые) конкреции исключительно широко распространены во всех литологических типах пород. При этом отмечается тяготение крупных и гигантских, массой в десятки килограммов, плит и неправильных желваков к мелкозернистым песчаным породам, но особенно к крупнозернистым алевролитам, и широкое распространение мелких, но очень многочисленных сульфидных образований в глинистых толщах. Следует также отметить тенденцию к тяготению конкреций в песчаниках к верхней части песчаных горизонтов, подстилающих мощные глинистые толщи. Стратиграфическая приуроченность основной массы пиритовых конкреций такова: домер, особенно верхи яруса (алевритово-песчаная толща); тоар, преимущественно верхние горизонты (как глинистые, так и алевритовые прослой); верхний бат (глинистая толща). Кроме этих особенно богатых пиритовыми конкрециями участков разреза они встречаются нередко в большом количестве на других стратиграфических уровнях — в отдельных горизонтах байос-батской части глинистой келимерской свиты по обрамлению Оленекского поднятия, в синхронных отложениях и в нижнекекеловейских крупнозернистых алевролитах побережья Анабарской губы, образуя здесь выдержанные плиты мощностью до 3—5 см и неправильные, часто ориентированные перпендикулярно к наслоению трубчатые тела и журавчики.

В заключение необходимо отметить прекрасную выдержанность конкреционных горизонтов на расстоянии в десятки и даже сотни километров, что позволяет постоянно использовать их для корреляции отдельных пластов иногда в далеко отстоящих друг от друга разрезах.

Коры и продукты выветривания. Маломощные коры и следы выветривания отмечаются в основании геттанг-синемюрских, тоарских отложений и внутри тоарской толщи (рис. 28).

В основании геттанг-синемюрских аргиллитов в разрезе м. Тумул присутствует горизонт выветривания мощностью 0,2—0,3 м, представленный вязкой алевритово-глинистой породой [26]. Возможно, этот же возраст имеет и толща (до 2—3 м) пестрых глин и алевритов, развитая под плинсбахскими конгломератами в бассейне р. Уджи [157].

Кора выветривания в основании тоарских отложений встречается в разрезе м. Цветкова. Она представлена здесь пластичными светло-серыми глинами мощностью 1—1,5 м с гнездами и

жилками ярозита. В ее верхней части встречаются остатки разрушенных белемнитов. Подстилающие отложения домера сильно ожелезнены и трещиноваты на глубину 10—12 м.

Ожелезнение, дезинтеграция и ярозитизация домерской толщи, подстилающей тоарские отложения, фиксируется во всех изученных разрезах рек Анабара, Келимера, Муны; западного берега Анабарской губы. Мощность разрушенного горизонта колеблется от единиц до 12 м.

Следы выветривания обнаружены нами внутри тоарской толщи в разрезе восточного берега Анабарской губы. Здесь на

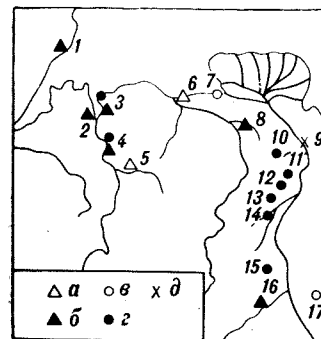


Рис. 28. Распространение юрских кор и продуктов выветривания на севере Восточной Сибири. а — геттанг-синемюрские, б — тоарские, в — батские, z — келловей-киммериджские (на нижнекекеловейской алевритово-песчаной толще), d — келловей-оксфордские.

Цифры на рисунке: 1 — м. Цветкова; 2 — западный берег Анабарской губы; 3 — восточный берег Анабарской губы; 4 — р. Анабар; 5 — бассейн р. Уджи; 6 — м. Тумул; 7 — пос. Станях-Хочо; 8 — р. Келимер; 9 — южный разрез Чекуровской антиклинали; 10 — р. Эжкит; 11 — р. Элизтибия; 12 — бассейн р. Быччики; 13 — Арылаах-Саэнэ; 14 — р. Титт-Юрэгэ; 15 — реки Улахан-Бечей и Тас-Юряк; 16 — р. Муна; 17 — р. Саята.

ожелезненной поверхности глинистых отложений («китербютского горизонта») нижнего тоара, в основании вышележащего горизонта косослойных алевролитов, присутствуют вязкие желтые и бурые глины и алевриты мощностью 0,5—0,6 м. Переотложенные продукты выветривания — линзы (0,4—0,9 м) пестрых пластичных глин и алевритов, иногда с примазками углистого вещества — встречены в верхнебатских отложениях разрезов р. Келимер и пос. Станях-Хочо.

По северо-восточной окраине Сибирской платформы довольно широко распространены продукты выветривания, залегающие на пермских, силурийских и кембрийских толщах и перекрываемые лейасовыми конгломератами. Часть этих кор, возможно, формировалась в ранней лейасовое время. По данным Л. П. Смирнова и И. А. Старчик (1968), в бассейне р. Молодо, по рекам Титт-Юрэгэ и Муонгдаан, присутствуют коры выветривания, представленные разрушенными пермскими песчаниками мощностью до 1,5 м и глинистыми (гидрослюдистыми) огипсованными породами мощностью 0,9—1,5 м. По данным Р. О. Галабалы [28, 30], по р. Сюнгюде на известняках среднего кембрия развиты глинистые продукты выветривания мощностью 0,9—1,5 м, а по р. Мархе, ниже устья рек Нымэлимэ и Собо, глинистая кора выветривания мощностью до 5 м залегает в карманах на поверхности разрушенных известняков нижнего силура.

ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВОЙ ТЕРРИГЕННЫЙ КОМПЛЕКС

Характерной особенностью комплекса является широкое распространение хемогенных образований — глауконититов и железисто-карбонатных пород, а также разнообразных конкреционных стяжений, в том числе обильных пиритовых и фосфатно-карбонатных образований. Особенностью комплекса является также присутствие многочисленных перерывов, обуславливающих выпадение из разреза отдельных горизонтов, нередко отвечающих по объему подъярису или целому ярусу. Это сильно затрудняет изучение ритмичности отложений, выраженной в целом весьма отчетливо. Два крупных цикла — келловей-кимериджский и волжско-валанжинский — подразделяются на более мелкие циклы второго порядка — келловейский, оксфордский, кимериджский, волжско-берриасский и валанжинский, по строению аналогичные циклам ниже-среднеюрской части разреза. Очень отчетливо выраженная цикличность третьего порядка, особенно характерная для нижнемеловых отложений, отражается чередованием в разрезе мощных (до первых десятков метров) песчаных и алевроитово-глинистых пачек.

Описание стратиграфических подразделений

Верхнеюрские отложения в большинстве изученных разрезов представлены сильно ожелезненной толщей, включающей келловейский, оксфордский, кимериджский и волжский ярусы. Граница между батским и келловейским ярусами литологически выражена плохо. В двух разрезах, в которых нами непосредственно наблюдался переход от бата к келловею, граница между ярусами, устанавливаемая по исчезновению верхнебатских арктоцефалитов и появлению раннекелловейских белемнитов или арктикоцерасов, проходила либо внутри глинистых алевролитов (восточное побережье Анабарской губы), либо внутри песчаной чекуровской свиты (разрезы Чекуровской антиклинали), в подошве 10-метрового ожелезненного слоя плохо отсортированных алевролитов с каолинитовым цементом.

Нижняя часть келловея имеет обычно песчано-алевритовый характер. Она содержит богатую аммонитовую фауну двух зон нижнего келловея *Arcticoceras kochi* и *Cadoceras elatmae*. В наиболее «песчаных» разрезах яруса преобладают мелкозернистые песчаные породы, среди которых выделяются две чередующиеся в разрезе разновидности: светло-серые массивные мелкозернистые часто карбонатные песчаники и серые полосчатые и пятнистые мелкозернистые алевроитовые, переходящие в алевролиты песчаники с заметным содержанием глинистого материала и растительного детрита.

В породах присутствуют слепки с борозд скольжения, следы ползания червей, текстуры взмучивания, косослоистые текстуры, знаки ряби, растительный детрит, пленки глинистого материала, хорошо окатанная галечка. Отмечаются текстуры подводного оползания (р. Оленек) и карманы глубиной от 5 до 150 см (Чекуровская антиклиналь), заполненные серыми оскольчатыми алевролитами и мусорными породами, представленными различной величины обломками алевролитов, сцементированными песчаной массой. Характерна невыдержанность прослоев по простиранию, присутствие линзовидных темно-серых выклинивающихся на расстоянии в первые десятки метров слоев алевроитовых аргиллитов мощностью до 2 м. Отмечаются конкреционные прослои и стяжения карбонатного материала, неправильной (каменные «розы», «цилиндры»), но нередко изометрической формы, иногда гигантских (до 3—7 м) размеров. Во многих изученных нами разрезах Лено-Анабарского и Приверхоянского прогиба (пос. Станах-Хочо, Оленекская протока, р. Оленек, Чекуровская антиклиналь) наблюдаются песчаные прослои с исключительно обильными мелкими (до 3—5 см) черными карбонатными шаровыми и коконообразными конкрециями.

Соотношение песчаных и алевроитовых пород в толще нижнего келловея колеблется в широких пределах. Наиболее «песчаными» являются разрезы Чекуровской антиклинали, северной части Оленекской протоки, пос. Станах-Хочо, р. Оленека. Наиболее глинистыми являются разрезы западного и восточного крыльев Булкурской антиклинали. В них преобладают алевролиты, глинистые алевролиты и аргиллиты, а прослои светло-серых массивных мелкозернистых песчаников, приуроченные к верхней части разреза, играют резко подчиненную роль. Здесь значительно более широко, чем в других разрезах яруса, распространены пиритовые стяжения.

Своеобразный характер имеют отложения нижнего келловея в разрезах восточного берега Анабарской губы. Они представлены нижней преимущественно глинистой пачкой мощностью около 40 м и верхней песчано-алевритовой толщей мощностью около 65 м. В нижней части глинистой пачки присутствует прослой мелкозернистых песчаников и алевролитов с крупными карбонатными стяжениями, древесиной, галькой и пиритовыми конкрециями. Выше следуют темно-серые, зеленоватые и буроватые алевроитовые и песчаные глинистые породы с многочисленными линзовидными прослоями известковых алевролитов мощностью от единиц до 10—30 см. Следующая песчано-алевритовая пачка представлена ожелезненными крупнозернистыми, иногда косослоистыми алевролитами с прослоями песчаников и глинистых алевролитов в верхней части толщи. Отмечаются многочисленные горошины, желваки и плиты пирита, прослои темно-серых, в мокром состоянии черных песчаников в верхних горизонтах разреза. В верхней части алевроитово-песчаной толщи

иногда наблюдаются разрушенные звездчатые конкреции (р. Оленек, восточный берег Анабарской губы). Мощность нижней толщи келловея 80—200 м.

Вышележащие горизонты нижнего келловея с фауной кадоцерасов верхней зоны подъяруса во всех изученных разрезах представлены темно-серыми ожелезненными очень плохо отсортированными алевролитами, иногда с пачкой аргиллитов (Чекуровская антиклиналь, восточный берег Анабарской губы) в основании толщи, и линзовидными прослоями мелкозернистых песчаников с оолитами глауконита, кальцита, каолинитоподобного вещества в ее средней части (пос. Станах-Хочо, Анабарская губа). В некоторых разрезах в подошве горизонта отмечаются карманы вязкой желтой супеси размером 0,2×2 м (восточный берег Анабарской губы) или прослой рыхлого ожелезненного алевролита мощностью 0,5 м (пос. Станах-Хочо). Для рассматриваемой толщи характерно присутствие крупных шаровых и слегка уплощенных по наслоению конкреций размером до 0,3×0,5 м, иногда редких конкреционных прослоев мощностью до 0,2 м, а также (в большинстве изученных разрезов) однообразных по форме звездчатых конкреций размером от 5 до 15 см, иногда одиночных ромбовидных кристаллов кальцита длиной до 10 см (р. Чернохребетная). Мощность толщи 12—25 м.

Выше следует пачка песчаников, алевролитов и аргиллитов со средне- и верхнекелловейской фауной *Cadoceras milashevichi* Nik., *C. tschefkini* Ogb., *Longaeviceras keyserlingi* Sos. и др. В ее подошве в разрезах складчатого борта прогибов (Чекуровская антиклиналь, м. Чуча, Анабарская губа) залегает толща мелкозернистых серых и темно-серых, иногда черных в мокром состоянии (Анабарская губа) песчаников и песчаных алевролитов с рассеянной галькой, растительным детритом, в разрезе восточного берега Анабарской губы — с линзочками угля и переротложенными карбонатными конкрециями с раннекелловейскими кадоцерасами. Мощность песчаной пачки изменяется от 2,5 до 12,5 м. Выше следуют темно-серые, нередко ожелезненные, алевролиты и аргиллиты с шаровыми и эллипсоидальными карбонатными конкрециями и конкреционными прослоями. В кровле разреза келловейского яруса (м. Чуча, южный разрез Чекуровской антиклинали, пос. Станах-Хочо) залегает характерный слой очень сильно пиритизированной карбонатной породы с алевритово-песчаной примесью обломочных частиц и оолитов глауконита, частью замещенных пиритом. Его мощность около 1 м. В разрезе восточного берега Анабарской губы этому слою соответствует хемогенная карбонатная порода (0,7 м), состоящая из оолитов карбоната, нередко с фосфатной оболочкой, в сферолитовом карбонатном цементе. Мощность алевритовой пачки 12—30 м.

Значительно более грубый характер имеют отложения верхнего подъяруса в разрезах по р. Анабару и на Восточном Тай-

мре. В первом разрезе они представлены маломощной (до 1 м) толщей очень плохо отсортированных алевролитов и черных глауконитов с галькой халцедонов, комками тонких кальцитовых трубок серпулид и позднекелловейской фауной аммонидей. Толща лежит на неровной поверхности сильно ожелезненных, на глубину до 10—12 м, батских песчаников и алевролитов. В основании разреза присутствует слой вязкой желтой супеси мощностью до 0,9 м. В разрезе по р. Чернохребетной (Восточный Таймыр) отложения с фауной среднего и верхнего подъяруса представлены ржавыми алевролитами с карбонатными шаровыми конкрециями и конкреционными линзами, сменяющимися выше алевритовыми глинистыми серыми, зеленоватыми песчаниками с растительным детритом и прослоями пеллециподовых ракушнякав. Мощность отложений здесь более 70 м. Суммарная мощность келловея изменяется от 5 до 240 м.

В южных разрезах, в Жиганском районе, морским келловейским, а также, по-видимому, и более молодым — оксфордским и кимериджским — отложениям северных областей отвечает континентальная угленосная джаскойская свита. В разрезе у м. Джаской она представлена светло-серыми, серыми и буроватыми песчаниками, образующими мощные пачки (10—15 м) в основании и нижней части свиты, алевролитами, в меньшей степени глинами. Для песчаников характерно присутствие крупной косой однонаправленной слоистости (мощность серий до 1,5 м), галек осадочных и изверженных пород, обломков древесины, иногда гигантских (до 1—3 м) карбонатных конкреций. Свита содержит 20—25 прослоев углей мощностью в среднем в десятки сантиметров (максимально до 0,6—2,5 м). Мощность отложений 120—500 м, в осевой части западного крыла Приверхоянского прогиба она возрастает [198].

Отложения оксфорда распространены преимущественно в пределах складчатых крыльев прогибов и в Хатангской впадине. Они повсеместно содержат богатейшую фауну головоногих, представленных родами *Pavloviceras*, *Scarburgiceras*, *Goliathiceras*, *Cardioceras*, *Amoeboceras* и другими, и подразделяются на верхний и нижний подъярасы, каждый из которых расчленяется на четыре зоны [191]. В большинстве случаев отложения представлены горизонтом глауконитов, залегающим в основании яруса, сменяющимся пачкой черных алевролитов и аргиллитов с примесью глауконитовых зерен.

В подошве яруса в разрезах складчатого крыла прогибов присутствует прослой черной, при выветривании красно-бурой карбонатно-глауконитовой породы (разрезы м. Чуча, Чекуровской антиклинали, р. Булкура, пос. Станах-Хочо), иногда сильно пиритизированной, сменяемой выше различными породами: ожелезненными темно-серыми оскольчатыми алевролитами (м. Чуча), пиритизированными песчаными алевролитами, светло-серыми

ми пиритизированными песчаниками с шаровыми карбонатными конкрециями и рыхлыми зелеными глауконитовыми песками с плоскими, толщиной до 0,2 см, фосфатно-карбонатными стяжениями (южный разрез западного крыла Чекуровской антиклинали), черными аргиллитами с тремя прослоями (мощностью около 0,1 м) глауконитово-карбонатных пород с темно-зеленым до черного рыхлым глауконитовым песком в кровле пачки (пос. Станях-Хочо). Базальные слои оксфорда мощностью около 5 м — черные аргиллиты и алевролиты с прослоями оолитовых глауконитов — прослежены Д. А. Вольновым, Д. С. Яшиным и другими также в разрезах левобережья Оленекской протоки. Таким образом, они достоверно устанавливаются по всей восточной части складчатого крыла Лено-Анабарского и северной части Приверхоянского прогиба. Мощность этих отложений с фауной раннеоксфордских кардиоцератид 0,9—9 м.

К западу от Оленека, в районе нижнего течения р. Буолкалаах, по данным В. Л. Иванова, В. А. Резникова и других, известна маломощная (5 м) толща черных оксфордских глин. Еще восточнее в пределах центральной и восточной части хр. Прончищева, по данным Ф. Ф. Ильина, Г. К. Видмин-Лобзина и других, отложения оксфорда входят в нерасчлененную келловей-оксфордскую глинисто-алевролитовую пачку мощностью 40—80 м, по своему характеру аналогичную синхронной толще, налегающей на чекуровскую свиту в более восточных районах. На западном побережье Анабарской губы, в устье руч. Сайбалах, обнажаются серо-зеленые алевролитовые песчаники с глауконитом с фауной раннего оксфорда и залегающие выше, после небольшого перерыва, черные аргиллиты с крупными конкрециями серых известняков. Аналогичные аргиллиты видимой мощностью не более 6 м обнажаются и на восточном берегу губы, южнее м. Эрен, где они налегают на верхнекелловейскую хемогенную фосфатно-карбонатную породу, частично перемытую и переработанную в своей верхней части в маломощный (0,1 м) гравелит.

Более высокие горизонты с фауной позднего оксфорда обнажаются в разрезе п-ова Пахса на м. Урдюк-Хая, где они представлены темно-серыми и черными аргиллитами с алевролитовыми частицами — зернами глауконита и довольно редкими пластовыми и сложной формы конкрециями известняков. Видимая мощность отложений около 9 м. Полная мощность оксфорда по результатам проведенного недавно бурения, по данным Г. К. Видмин-Лобзина и Г. Ф. Непомилуева, составляет в районе правобережья Анабарской губы 15—21 м. Необходимо отметить резкое возрастание мощности песчаников от 0 до 16 м и исчезновение прослоев аргиллитов от северных к южным скважинам. Южнее, в разрезах по р. Анабару, от устья р. Половинной до устья р. Содиemiхи, отложения оксфорда представлены темно-зелеными разнозернистыми глауконититами (1,2—1,5 м)

с мелкой галькой и древесиной, сменяемыми серыми алевролитами. Мощность отложений 1,2—5 м.

Отложения верхнего подъяруса известны также в разрезе по р. Боярке в южной части Хатангского прогиба [154], где они представлены глауконититами с фосфоритами и карбонатными стяжениями видимой мощностью 2,5 м. Своеобразный разрез яруса обнажается по р. Чернохребетной (Восточный Таймыр). Отложения нижнего подъяруса представлены здесь мелкозернистыми серыми, зеленоватыми пятнистыми алевролитовыми песчаниками с мощными (до 0,8—1 м) прослоями пеллециподовых ракушнякав. Выше этой 43-метровой пачки залегают выветрелые, часто ржавые, трухлявые мелкозернистые слюдистые песчаники с древесиной, растительным детритом, углистыми пленками, с фауной верхнего подъяруса. Мощность оксфорда 132 м.

По сравнению с остальными стратиграфическими горизонтами отложения кимериджа распространены незначительно в пределах изученной территории и известны лишь в Хатангской впадине и в районе Анабарского порога. Обильная фауна аммонидей — *Pictonia involuta* Mesezhn., *Rasenia borealis* Spath., *Aulacostephanus mutabilis* (Sow.), *A. euxodus* (Ogb.), *Strebilites taimyrensis* Mesezhn. и др. — позволяет выделить нижний и верхний подъярусы, распадающиеся соответственно на две и три зоны. По южному борту Хатангского прогиба, в разрезе по р. Боярке (рис. 29)*, кимеридж представлен толщей темно-зеленых глауконитов с древесиной, фосфоритами, карбонатными конкрециями со своеобразной крученой поверхностью, переполненными аммонитовой фауной. Мощность яруса 25 м. В разрезе по р. Чернохребетной (Восточный Таймыр) обнажаются серые ожелезненные, в отдельных пачках светло-серые, массивные слюдистые алевролитовые песчаники с обломками древесины и прослоем глауконитов в 20 м выше подошвы яруса. Более высокие горизонты разреза представлены плохо обнаженной толщей песков и песчаников с углистыми линзами и крупными (до 2 м) карбонатными стяжениями. Общая мощность отложений более 200 м.

В складчатом борту Лено-Анабарского прогиба, в разрезе п-ова Пахса (рис. 30)*, кимериджская толща представлена темно-серыми глинистыми алевролитами с зернами глауконита, с очень крупными (до $1 \times 3 \div 5$ м) линзами глинистых известняков в нижней части толщи. Мощность яруса здесь около 15 м.

Волжские отложения присутствуют во всех изученных разрезах. Богатейший комплекс аммонитовой фауны —

* В более полном объеме наши литолого-геохимические данные о распределении глинистых минералов, железа, серы, органического вещества по опорным разрезам р. Боярки и п-ова Пахса приводятся в статье В. А. Захарова и Е. Г. Юдовного [67].

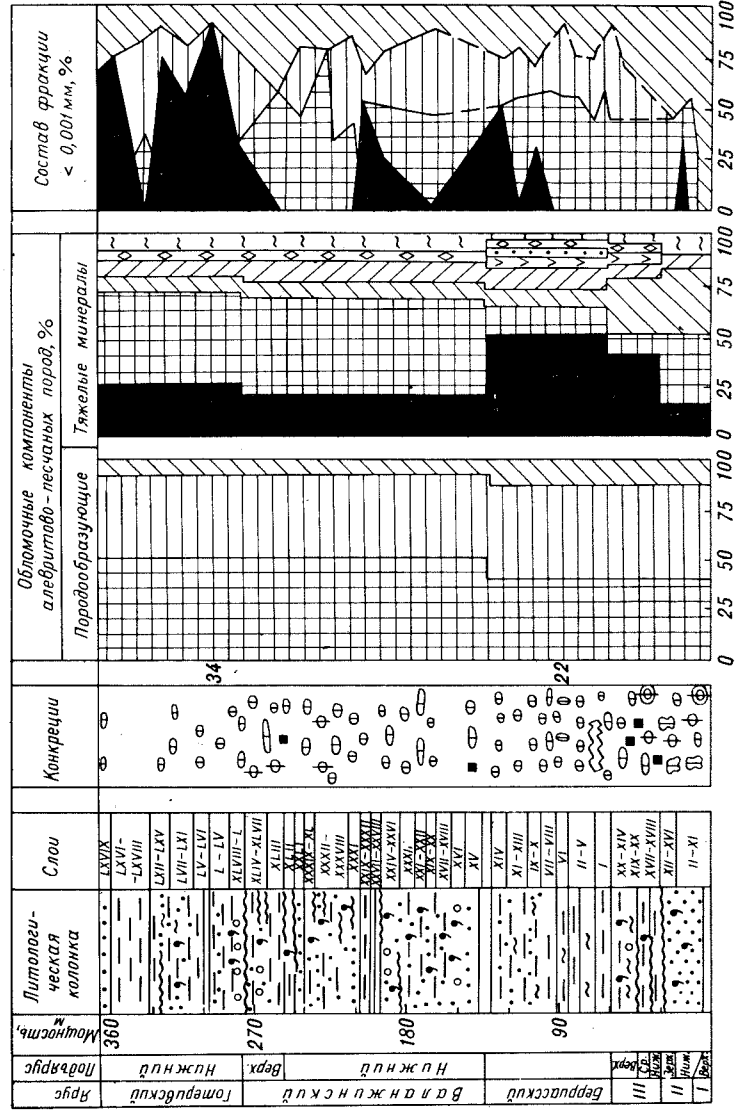


Рис. 29. Литологическая характеристика юрских и нижнемеловых отложений в разрезе р. Бovyarki. Стратиграфическое расчленение и данные по тяжелым минералам из работ [67, 154].

Ярус: I — оксфордский, II — кимериджский, III — волжский. Остальные условные обозначения см. на рис. 4

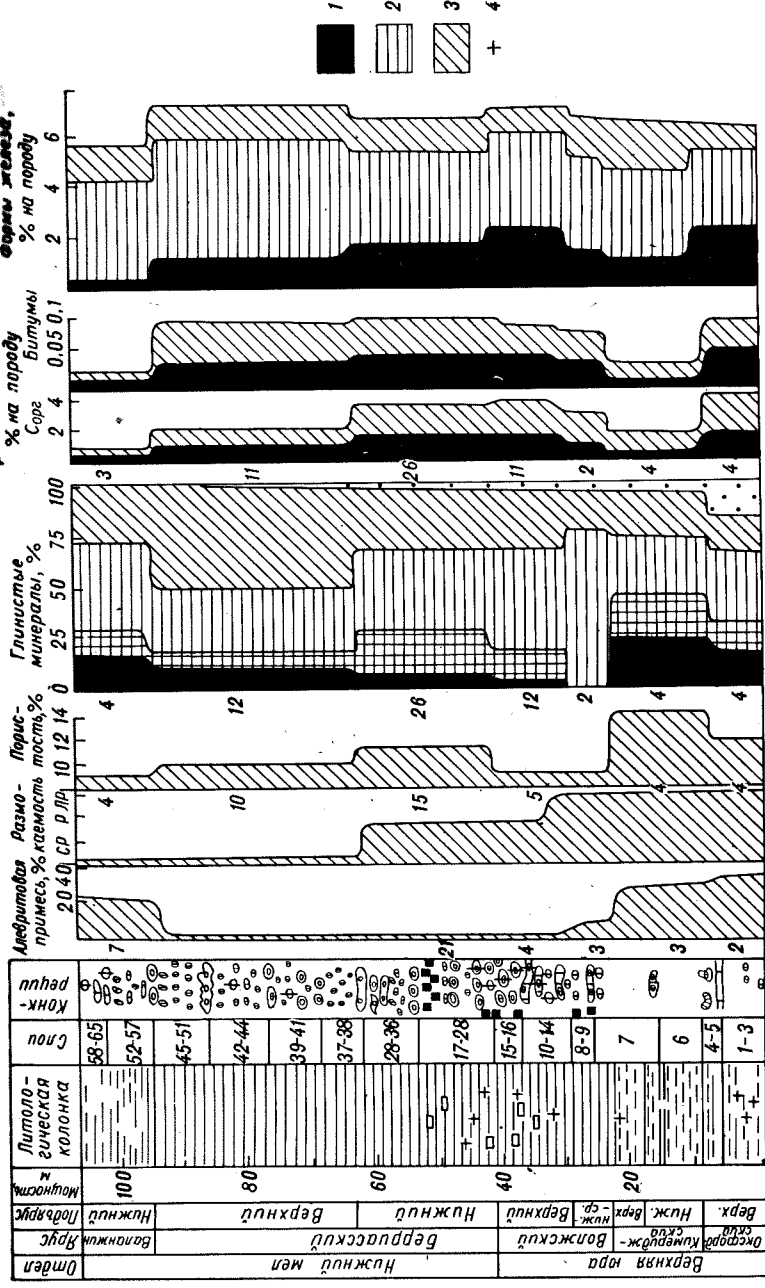


Рис. 30. Литолого-геохимическая характеристика верхнеюрских и нижнемеловых отложений в разрезе п-ова Пахса (м. Урдок-Хая). Литологическая колонка и стратиграфическое расчленение — по данным В. А. Басова и других [68].

I — остаточный органический углерод, хлороформный битумин, сульфидное железо; 2 — закисное легко растворимое железо; 3 — «старший» органический углерод, спиртобензольный битумин, обломочное железо; 4 — рассеянные фосфаты. Разнообразие глинистых пород: СР — слабо размокают, Р — размокают, ЛР — легко размокают. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.

Pectinatites fallax M e s e z h n., *Dorsoplanites maximus* S p a t h., *D. sachsi* M i c h l v; *Craspedites okensis* (O r b.), *C. taimyrense* (B o d y l.) и др. — позволяет выделить все три подъяруса волжского яруса, распадающиеся на 10 фаунистических зон. В литологическом отношении ниже- и средневожские отложения имеют преимущественно песчано-алевритовый характер, в то время как верхневожские толщи повсеместно представлены глинистой пачкой.

В пределах платформенного борта прогибов, по данным В. Н. Сакса, М. С. Месежникова, З. В. Осиповой, Т. И. Кириной, Р. А. Биджиева, Н. М. Джиноридзе, И. В. Школы, Ф. Ф. Ильина, В. В. Жукова, К. С. Забурдина и многих других геологов и нашим наблюдениям, волжские (ниже- и средневожские) отложения представлены базальным горизонтом темно-зеленых глауконитов или песчаников с глауконитом, с обломками древесины, галькой, желваковыми фосфоритами, обильными белемнитами, во многих разрезах (Жиганский район и бассейны рек Средней, Уджи, Оленека, Молодо) с маломощными (0,2—2,0 м) прослоями конгломератов в основании горизонта. Мощность базальных слоев с глауконитом 0,6—2,5 м.

Количество глауконита резко уменьшается в разрезах обрамления Оленекского поднятия и в разрезах Жиганского района, где он встречается лишь спорадически. Более высокие горизонты разреза представлены во многих случаях (бассейны рек Средней, Эйжита, Молодо, Жиганский район) серыми мелкозернистыми песчаниками с галькой, древесиной, текстурными взмучивания, иногда (м. Менгкере) — подводного оползания (глыбы песчаника, закрученные в плейчатые песчаные слойки). Над песчаным горизонтом мощностью 5—10 м залегают серые и пепельно-серые алевриты и глинистые породы мощностью 6—15 м. В разрезах платформенного борта Приверхойнского прогиба выше присутствует преимущественно песчаная пачка (20—100 м), иногда ожелезненная, с линзочками угля, древесиной, гигантскими (до 3 м) карбонатными стяжениями. В наиболее удаленных от берега разрезах платформенного борта (реки Анабар, Оленек) над базальным слоем с глауконитом и фосфоритами залегают глины и аргиллиты с пиритовыми и фосфоритовыми (р. Оленек) конкрециями. Мощность волжских отложений в пределах платформенного борта прогибов изменяется в широких пределах — от 6—7 м в районе Анабарского порога до 100 м и более в Приверхойнском прогибе.

В таймырских разрезах также обнажаются лишь ниже- и средневожские отложения, имеющие относительно грубозернистый характер [124]. Они представлены серыми, зеленоватыми алевритами (р. Дябьяка-Тари) или разнозернистыми серыми песчаниками с линзами конгломератов, гравелитов, древесины, редкими карбонатными конкрециями (район п-ова Челюскина), мощностью более 50—100 м.

Иной характер имеют волжские слои в разрезах складчатого крыла прогибов. Они представлены здесь аргиллитами с характерными двуслойными фосфатно-карбонатными (с темным фосфатным ядром) сильно уплощенными конкрециями и мелкими, сливающимися с вмещающей породой темными желваковыми фосфоритами (пос. Кумах, Суурт, Чекуровская антиклиналь), в нижнем течении р. Буолкалааха — пластовыми фосфатными телами мощностью до 1,2 м [212].

Иногда (п-ов Пахса) наблюдается чередование трех типов глинистых пород: массивных голубовато-серых аргиллитов, темно-серых листоватых аргиллитов и темно-серых пластичных глин, с обильными карбонатными, фосфатно-карбонатными, пиритовыми конкрециями различных формы и размеров. В отдельных случаях в нижней части толщи (п-ов Пахса) отмечаются примесь алевритовых частиц, зерна глауконита, прослои (2—3 м) мелкозернистых пиритизированных песчаников с обломками древесины, галькой и глауконитом (м. Чуча, южный разрез Чекуровской антиклинали), линзочки (1—5 см) углей и сажи (северный разрез Чекуровской антиклинали, пос. Станак-Хочо). Мощность волжского яруса в северных разрезах складчатого крыла прогибов 8—27 м.

Меловые отложения имеют морской характер лишь в своей нижней части. Как показали результаты детального комплексного палеонтологического и литолого-геохимического изучения единственного в Сибири биостратиграфически непрерывного разреза волжских-берриасских отложений на м. Урдюк-Хая (п-ов Пахса), верхневожские и нижнеберриасские (с фауной зон *Chetaites sibiricus* S c h u l g, *Hectoroceras kochi* S p a t h.) слои образуют генетически единый комплекс относительно глубоководных осадков, отвечающий максимуму юрской трансгрессии [68, 96] в рассматриваемом районе. Поэтому граница между юрской и меловой системами литологически не выражена и устанавливается лишь по смене фауны, которая и в большинстве других разрезов платформенного и складчатого крыльев прогибов (рек Анабара, Оленека, района дельты Оленека, Станак-Хочо, Булкурской и Чекуровской антиклиналей), как показывают результаты стратиграфических исследований М. С. Месежникова, В. А. Захарова, Д. С. Сорокова, И. В. Школы, Г. А. Ермолаева и других геологов, проходит, как и на п-ове Пахса, внутри аргиллитовой пачки. Лишь в разрезе р. Попигая и в бассейне рек Уджи и Буолкалааха, по данным В. А. Захарова, В. А. Басова, Е. Г. Юдовного, Ф. Ф. Ильина, З. В. Осиповой, в основании берриаса присутствуют глаукониты, гравелиты и конгломераты.

В связи с недостаточной изученностью стратиграфии берриаско-валанжинской толщи к востоку от Анабара и общим сходством этих отложений, ниже мы приводим их совместное литологическое описание.

Берриас (верхи разреза) и морские горизонты валанжинского содержат берриасскую фауну верхних зон яруса: *Surites analogus* Bog., *Bojarkia mesezhnikowi* Schulg. и др., и валанжинскую фауну: *Neotollia klimovskiensis* Schulg., *Polyptychites stubendorffi* Schm., *Dichotomites* spp., позволяющую выделить нижний подъярус, подразделяющийся на 3 зоны, и верхний подъярус в составе одной фаунистической зоны. Они в основном представлены мощными пачками светло-серых мелкозернистых песчаников, весьма напоминающих песчаники верхнего бата и нижнего келловоя (чекуровскую свиту), нередко кослоистых, со знаками ряби, рассеянной галькой, иногда линзами конгломератов (в основании валанжина бассейнов рек Средней, Уджи, Буолкалааха), глинистыми окатышами, с желваковыми фосфоритами, тяготеющими к основанию ярусов, отдельными прослоями, обогащенными глауконитом, распространенными в разрезах южного крыла Хатангского и Лено-Анабарского прогибов. С песчаниками чередуются пачки темно-серых и серых алевролитов и аргиллитов, с пиритовыми, иногда фосфатно-карбонатными конкрециями, углистыми линзочками в верхней части разреза. В породах присутствуют разнообразные карбонатные стяжения — шаровые, эллипсоидальные, линзовидные, зачастую очень крупные (приуроченные к песчаным прослоям), а также звездчатые конкреции размером 5—10 см, встречающиеся главным образом в нижних горизонтах валанжина (побережье Хатангского залива, р. Анабар, нижнее течение р. Пура).

При движении с запада на восток, а также на юг (в пределах Приверхоянского прогиба) происходит постепенное замещение верхних горизонтов морского разреза континентальными угленосными отложениями. Если в Хатангском прогибе морскими являются не только берриас-валанжинские, но также отчасти и готеривские слои, то на севере Приверхоянского прогиба в морских фациях присутствуют лишь берриасские и нижневаланжинские отложения. Несмотря на это, мощность морских горизонтов возрастает с запада на восток от 270 на юге Хатангского прогиба (берриас-готеривская толща) до 370 м в Приверхоянском прогибе (берриас-нижневаланжинские слои).

Морские отложения готерива в Хатангской впадине содержат фауну нижней зоны нижнего подъяруса — *Homolosomes bojarkensis* Schulg. Они хорошо изучены [194] в бассейне р. Хеты, в разрезе по р. Боярке, где представлены преимущественно серыми, зеленоватыми и буроватыми плохо отсортированными алевролитами с обломками древесины, единичными горизонтами с глауконитом, с немногочисленными шаровыми, караваеобразными, иногда очень крупными (до 1×4 м) карбонатными конкрециями. Видимая мощность отложений около 80 м.

Конгломераты и гравелиты распространены на южном и западном платформенных бортах прогибов. Это главным образом средне-мелкогалечные породы, сложенные плохо отсортированным, в различной степени, чаще хорошо окатанным гравийно-галечным материалом. Наибольшей выдержанностью характеризуются волжские базальные конгломераты. Характерным минеральным компонентом цементирующей песчано-гравийной массы этих пород является глауконит. Линзовидные маломощные прослой конгломератов и гравелитов встречаются также в келловейских отложениях (бассейн р. Молодо) и в нижнемеловых (берриасских и валанжинских) толщах платформенного борта Хатангского и Лено-Анабарского прогибов.

Келловейские конгломераты сложены преимущественно обломками окремненных карбонатных пород, кремней (77%) и небольшим количеством гальки доломитов и терригенных пород [10]. Волжские и меловые конгломераты Лено-Анабарского прогиба по составу близки более древним юрским конгломератам. Интересно отметить присутствие среди валунного материала наряду с фрагментами хлоритизированных и карбонатизированных базальтов, оливиновых долеритов, сиенитов, кварцитовидных песчаников также и обломков лейкократовых гиперстеновых гнейсов, аналогичных породам верхнеанабарской серии Анабарского массива [157]. Волжские конгломераты Молодо-Жиганского района сложены несколько более крупной галькой серых, темно-серых, коричневатых-серых песчаников преимущественно юрского, а также пермского (и триасового?) возраста (30—50%), окремненных известняков и кремней (30—40%), подчиненным количеством обломков кварцитовидных песчаников, кварцитов, долеритов, кварца и других пород [10, 142, 157].

Алевритово-песчаные породы по составу относятся к аркозам и песчаникам кварцевой группы (см. рис. 3, 9—12). Это светло-серые породы мелководного облика, мелкозернистой, реже средне-мелкозернистой, в прибрежных разрезах Таймыра и Лено-Анабарского прогиба (бассейн рек Ленинградской, Уджи), а также и крупнозернистой структуры. Обломочный материал почти всегда очень плохо окатан и отсортирован.

Аркозы распространены повсеместно, за исключением некоторых разрезов Таймырской области. Содержание полевых шпатов в них в среднем 40—60%, количество обломков пород, главным образом кремнистых, отчасти микрокварцитов и кислых эффузивов нередко гранофировой и микропегматитовой структуры, особенно характерных для платформенного борта Приверхоянского прогиба, в редких случаях превосходит 15%. В наиболее прибрежных разрезах южного борта Хатангского и Лено-Анабарского прогибов (реки Боярка, Уджа) отмечается присутствие обломков хлоритизированных базальтовых и диаба-

зовых порфиритов в количестве до 10—25% (от всех обломков пород). Здесь же отмечаются наибольшее количество зерен олигоклаз-андезинов и отдельные кристаллы андезинов, появление пироксенов в тяжелой фракции и т. д.

В полевошпатовой фракции аркозовых песчаников платформенного борта прогибов нередко наблюдается преобладание кислых плагиоклазов. Выход тяжелой фракции высокий (до 10—15%), состав ее преимущественно ильменит-эпидот-амфиболовый. В полевошпатовой фракции отложений внутренней зоны прогибов преобладают калиевые полевые шпаты. Выход тяжелой фракции низкий, состав ее главным образом титанистые трудноопределимые минералы, слюды, циркон, апатит, гранат. Вверх по разрезу комплекса, от юрских к меловым отложениям, наблюдается постепенное уменьшение содержания обломков пород и возрастание количества кварца и калиевых полевых шпатов. При этом встречаются прослойки с очень высоким (до 65—70%) содержанием полевых шпатов, обогащенные кислыми плагиоклазами.

Цемент аркозов кроме обычных для всех комплексов карбонатов представлен смектитом, смешаннослойными минералами, хлоритом (в разрезах платформенного борта) и гидрослюдой, хлоритом, иногда с примесью смектита и смешаннослойных минералов, в разрезах внутренней зоны (рис. 27). Нередко отмечаются фосфатные цементы, главным образом в валанжинских отложениях, а также немного порового ломонитового цемента в субконтинентальных валанжинских толщах Приверхоянского прогиба. Здесь же в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях присутствуют новообразования эпидота, брукита, наблюдается регенерация отдельных кварцевых зерен.

Кварцевые песчаники распространены главным образом в таймырских разрезах комплекса (р. Чернохребетная, бассейн р. Ленинградской). Среди них присутствуют кремнекластито-кварцевые, мезомиктовые и нередко полевошпатово-кварцевые разности. Содержание кварца в породах обычно 70—80%. Среди редких зерен полевых шпатов много кислых плагиоклазов, хотя в целом несколько преобладают калиевые разности. Обломки пород (5—20%) представлены в основном кремнистыми, в меньшей степени метаморфизованными осадочными, метаморфическими (микрокварцитами с углистым веществом, хлоритово-актинолитовые сланцы) породами и фрагментами основной массы порфиритов.

В тяжелой фракции доминирует ильменит, в заметном количестве присутствует ставролит. В цементе песчаников и ассоциирующих аргиллитах много каолинита. Следует отметить появление в средней части разреза нижневолжских кварцевых песчаников бассейна р. Ленинградской аркозовых разностей с содержанием полевых шпатов до 35—40%.

Глинистые породы по своему внешнему виду и характеру размокаемости аналогичны породам ниже-среднеюрского комплекса. Следует отметить появление черных, нередко листоватых, аргиллитов в наиболее глубоководных отложениях оксфордского и волжского ярусов в разрезах Анабарской губы, п-ова Пахса, Оленекской протоки и келловейского яруса в разрезе о-ва Бегичева, а также тонких сантиметровых слоев пластичных глин, присутствующих изредка и в подстилающих отложениях, но особенно характерных для волжско-берриасского разреза п-ова Пахса. Эти слои, выдержанные в пределах обнажения, имеют тот же характер, что и подстилающие глинистые породы, и возникли, по-видимому, в связи с выветриванием обогащенных пиритом глинистых прослоев. Наиболее глубоководные волжско-берриасские глинистые породы, особенно в разрезе п-ова Пахса, содержат аутигенный кремнезем и рассеянные фосфаты.

В составе глинистых пород платформенного борта прогибов резко преобладают минералы с лабильной решеткой, а в разрезах складчатых крыльев — гидрослюды. По-прежнему обогащены каолинитом приплатформенные разрезы восточной части территории, внутренней зоны Хатангского прогиба и Таймыра. Но начиная с волжского времени количество каолинита почти повсеместно резко сокращается до полного исчезновения.

Ассоциации обломочных и глинистых пород: аркозы и хлоритово-гидрослюдисто-смектитовые (в складчатой зоне хлоритово-гидрослюдистые со смешаннослойными минералами), иногда с каолинитом, глины и аргиллиты; кварцевые песчаники и хлоритово-гидрослюдисто-каолинитовые глины и аргиллиты.

Хемогенные породы комплекса представлены глауконититами и близкими им глауконитово- и каолинитово-(?) карбонатными породами, а также исключительно обильными конкреционными образованиями.

Глауконититы на 50—70% сложены зернами яблочно-зеленого агрегатного, иногда сильно плеохроичного, а также бурого минерала, по данным рентгенографических определений в большинстве случаев представляющего смешаннослойное образование ряда гидрослюда — смектит с различным, обычно высоким, содержанием набухающих слоев. Цементом служит смектитовое или карбонатное вещество. Глауконититы образуют прослойки мощностью от десятков сантиметров до многих метров и встречаются, начиная с келловей; во всех стратиграфических горизонтах верхнеюрского — нижнемелового комплекса. Их количество резко сокращается при переходе от прибрежной (приплатформенной) к внутренней зоне бассейна.

Хемогенные глауконитово-карбонатные и каолинитово-(?) -карбонатные породы приурочены к основанию оксфорда и верхним горизонтам верхнего келловей. Как отмечалось выше, они встречены в разрезах восточного бе-

рега Анабарской губы, пос. Станак-Хочо, Булкурской, Чекуровской антиклинали и м. Чуча, т. е. в разрезах внутренней зоны бассейна. Породы сложены разнородным карбонатным материалом, в котором присутствуют хлопья и ооиды глауконитоподобного вещества, в разрезе Анабарской губы — чешуйчатый каолинитоподобный материал. Во многих случаях отмечается исключительно сильная пиритизация келловейско-оксфордского горизонта.

Конкреционные стяжения присутствуют во всех горизонтах комплекса. По своей общей характеристике, минеральным типам конкреций, их распределению в различных породах они близки к конкрециям подстилающих ниже-среднеюрских отложений. Отмечается заметное возрастание количества стяжений в разрезах внутренней зоны бассейна. В частности, в разрезе п-ова Пахса (оксфорд — нижний валанжин) насчитывается 115 конкреционных горизонтов.

Следует отметить две особенности конкреционного комплекса рассматриваемых отложений.

1. Исключительно широкое распространение фосфоритов, среди которых появляется ранее почти полностью отсутствовавший тип — желваковые, в разрезах Приверхоянского прогиба — также и пластовые [8, 9] песчаные фосфориты, ассоциирующие с глауконититами почти во всех ярусах платформенных разрезов — в оксфорде, кимеридже, волжском ярусе и валанжине. Второй тип желваковых глинистых фосфоритов часто представлен двухслойными фосфатно-карбонатными конкрециями с темным ядром, аналогичными таким же конкрециям оленекского яруса. В типе глинистых фосфоритов появляется новый практически важный подтип — пластовые листоватые и массивные фосфориты, выявленные недавно И. В. Школой [212] в волжских отложениях района дельты Оленека. Глинистые фосфориты комплекса исключительно широко распространены на площади и узко — стратиграфически: они встречены во всех разрезах района в верхневолжской — нижеберриасской генетически единой относительно глубоководной глинистой толще.

2. Присутствие сильно обогащенных (до 20%) углекислым железом карбонатных конкреций в глинистых глубоководных отложениях в разрезе п-ова Пахса, а также Анабарской губы (верхний келловей). Аналогичное явление — развитие сидерита в глинистых морских толщах — отмечалось выше для тоарско-ааленских отложений района, известно также и для других регионов [22].

Коры и продукты выветривания. Они приурочены главным образом к нижекелловейским отложениям (верхним горизонтам чекуровской свиты и ее аналогов) и перекрываются келловейскими, оксфордскими и нижеволжскими отложениями. Прослои и карманы вязкой супеси и глин мощностью 0,2—0,5 м залегают на ожелезненной поверхности нижекелловейских алевролитов в

разрезах восточного берега Анабарской губы и пос. Станак-Хочо. Они перекрываются здесь нижекелловейскими алевролитами зоны *elatmae*. В разрезах платформенного борта прогибов величина стратиграфического перерыва между нижекелловейскими и вышележащими отложениями возрастает: супеси и глины, залегающие на ожелезненной на глубину до 20 м трещиноватой и дезинтегрированной поверхности келловейских отложений, перекрываются верхнекелловейскими, оксфордскими, нижеволжскими толщами (бассейн р. Анабара) или же нижеволжскими отложениями в бассейнах рек Элиэтибиэ [30], Эйэкиста, Бычки, Арылаах-Сээнэ [165], Тиит-Юрэгэ (Л. П. Смирнов, И. А. Старчик, 1968), Улахан-Бечей и Тас-Юрхак [30], Саята [151]. Мощность горизонтов супеси и глин 0,5—4,0 м. Следует также отметить постоянное ожелезнение келловейско-оксфордских отложений, заключенных между чекуровской свитой или ее аналогами и волжскими толщами, и связанное, по-видимому, с процессами выветривания, развивавшимися в течение многочисленных позднеюрских перерывов. В целом кора выветривания келловейско-волжского возраста повсеместно распространена на севере Средней Сибири.

Следы выветривания изредка отмечаются в верхнеюрском — нижнемеловом терригенном комплексе и на более высоких стратиграфических уровнях. Маломощный (до 1 м) слой жирных текучих ярозитовых глин присутствует на средне-верхнекелловейских отложениях южного разреза Чекуровской антиклинали. Он перекрывается характерным глауконитовым пластом с фауной раннеоксфордских кардиоцератид.

В разрезе р. Боярки в основании верхневолжского подъяруса залегают толща пестрых ярозитизированных и огипсованных глин и алевритов мощностью 3,9 м. В ее нижней и средней части присутствуют прослои (до 0,1 м) светло-желтых пластичных глин, представляющих собой, по-видимому, продукты выветривания.

Все юрские коры выветривания имеют смектитово-гидролюдистый состав. Они мало отличаются от пород субстрата, хотя и содержат по сравнению с ними повышенные концентрации минералов с лабильной решеткой. Коры относятся к сиалитному типу и на диаграмме состава тяготеют к области гидролюда — смектит (см. рис. 19).

Характерной особенностью юрских, а также триасовых кор выветривания на осадочных породах является присутствие ярозита. Минерал отмечается по большинству дифрактограмм тонких фракций юрских продуктов выветривания. Типичные рентгенограммы образцов с ярозитом приводятся в табл. 4. Количество этого сульфата железа в отдельных пробах достигает по химическим данным 20—25%. Резкое преобладание калия над натрием свидетельствует о калиевом характере минерала.

ТАБЛИЦА 4
МЕЖПЛОСКОСТНЫЕ РАССТОЯНИЯ (А) И ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ОТРАЖЕНИЙ ДЛЯ ФРАКЦИИ < 0,001 мм ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ С ЯРОЗИТОМ ИЗ МЕЗОZOЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА СИБИРИ*

Обр. 1648, воздушно-сухой		Обр. 1610, воздушно-сухой		Обр. 4252		Обр. 2841		Воздушно-сухой		Насыщенный этиленгликолем		Насыщенный этиленгликолем		Прокаленный, 600° С	
l	d	l	d	l	d	l	d	l	d	l	d	l	d	l	d
—	—	—	—	5	13,6	7	11,5—16,5	4	10,6	4	12 (ш)	—	—	—	—
5	7,1	2	7,1	10	10,2	7	10,1	2	5,9	1	—	10	10,1	3	5,0
2	5,9	2	5,9	1	7,2**	6	7,2**	4	5,7	3	5,9	2	5,0	2	4,5
2	5,5	3	5,6	3	5,6	4	5,5	8	5,1	7	5,7	3	3,67	3	3,67
6	5,0	6	5,0	10	5,0	10	5,0	1	4,5	8	5,1	2	3,50	2	3,50
1	4,2	—	—	1	4,5	1	4,5	—	—	1	4,4	6	3,32	1	3,32
1	4,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3,04
4	3,6	—	—	—	—	—	—	1	3,65	1	3,67	2	2,69	10	2,69
4	3,55	3	3,55	5	3,57	7	3,55	2	3,53	2	3,53	2	2,50	5	2,50
5	3,33	4	3,33	6	3,33	8	3,33	1	3,26	2	3,34	3	2,20	3	2,20
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,00
6	3,10	7	3,11	4	3,11	5	3,11	1	3,11	7	3,11	6	1,83	3	1,83
10	3,06	10	3,06	6	3,05	8	3,04	10	3,08	10	3,09	10	1,69	4	1,69
1	2,77	2	2,80	2	2,77	2	2,77	2	2,89	2	2,77	2	1,66	3	1,66
2	2,56	2	2,53	3	2,52	—	—	2	2,54	2	2,54	2	—	—	—
2	2,22	2	2,25	2	2,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	1,97	2	2,04	3	1,97	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	1,82	2	1,82	1	1,82	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Образцы ориентированные: 1648 — ярозит по пиритовой конкреции из нижнеторарских отложений восточного берега Анабарской губы, современное выветривание, примесь каолинита и кварца; 1610 — келловейская кора выветривания на нижнекедвеевских алеролитах, ярозит, примесь каолинита, р. Анабар, близ устья; р. Половинной; 4252 — торарская кора выветривания на алеролитах ломера, м. Цветкова, ва, смешанностойные каолинит, ярозит, гидрослюда; 2841 — нижнетриасовая (олонецкая) кора выветривания на песчанках, Оленецкая проточка, слоистый смешанностойный минерал, ярозит (при прокаливании — гематит). После солянокислотной обработки сохраняются рефлексы 10,8 с этиленгликолем — 12), 5 и 3,4.

** Сохраняется после обработки НС1.

Возникновение ярозита связано с разрушением пирита, обычного компонента субстрата. Калий и натрий поступают из вмещающей пирит породы при ее взаимодействии с серной кислотой. Формирование ярозита происходит в кислой среде при высоких значениях окислительно-восстановительного потенциала. Благоприятными условиями является слабая карбонатность подстилающих пород, так как карбонаты способствуют нейтрализации серной кислоты, гидролизу сульфатов железа, образованию его гидроокислов и гипса. Именно по такому типу, с накоплением гипса и гидроокислов железа, происходило выветривание карбонатизированных триасовых туфов по р. Усунку.

Существует мнение о том, что присутствие сульфатов [33], и в частности ярозита [208], характерно для продуктов выветривания сухого и теплого климата.

Такому выводу, однако, противоречат результаты наших наблюдений над современным выветриванием мезозойских отложений арктической Сибири. Здесь, в нивальной области, широко распространен гипергенный ярозит, возникший на пиритовых конкрециях. Ярозитизация особенно характерна для тоарских, байосских, батских, волжско-берриасских слабокарбонатных глинистых пачек, часто испещренных гнездами желтого порошкватого во влажном состоянии пластичного вещества, заместившего сульфидные стяжения и состоящего, по дифрактометрическим данным, из ярозита, часто с примесью каолинита и кварца (см. табл. 4). В пиритосодержащих глинах в обнажениях иногда отмечаются и другие сульфаты — шестоватый и порошкватый гипс и мелкие кристаллы барита. Поэтому присутствие сульфатов в мезозойских горизонтах выветривания не является показателем климатических условий, а говорит лишь о развитии сульфидов в породах субстрата.

Силитный характер и незначительная мощность юрских кор и заметное содержание в них сульфатов свидетельствуют об относительной вялости выветривания, не выходящего за рамки красноземного процесса.

ГЛАВА II РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ КОМПОНЕНТОВ

Для восстановления условий формирования изучаемых отложений и факторов, контролирующих их состав, необходимо количественно оценить распределение породообразующих и акцессорных минеральных компонентов по мезозойскому разрезу, по площади района исследований, гранулометрическим фракциям и типам пород.

ПОРОДОБРАЗУЮЩИЕ ОБЛОМОЧНЫЕ КОМПОНЕНТЫ

Породообразующие обломочные компоненты включают псефитовый материал, главным образом обломки пород, а также псаммитовый и алевритовый материал, представленный кварцем, полевыми шпатами и обломками пород.

Систематические наблюдения над распределением грубообломочного материала по площади проводились для юрских базальных конгломератов, почти повсеместно присутствующих в пределах всего мезозойского поля Восточной Сибири в основании геттанг-синемюрских и плинсбахских отложений. Схематические карты распределения по площади содержания обломков разных (кислых, средних и основных изверженных, терригенных, карбонатных и кремнистых) пород, построенные по результатам исследований различных геологов [10, 112, 142, 143, 155, 166] и нашим данным (рис. 31), свидетельствуют о хорошем соответствии состава конгломератов и состава петрографических комплексов, обнажающихся в современном эрозионном срезе по обрамлению прогибов. Это позволяет использовать данные о конгломератах для уверенного восстановления источников сноса не только внешней, но и внутренней зоны Лено-Енисейского прогиба, где они в настоящее время скрыты под толщей более молодых отложений.

Вероятные источники грубообломочного материала раннеюрской эпохи рассматривались при описании нижнеюрских конгломератов. Имеющиеся данные позволяют выделить Таймырскую, Усть-Анабарскую, Усть-Ленскую, Молодо-Сюнгиудинскую и Восточно-Якутскую петрографические провинции, распадающиеся

на ряд подпровинций (см. рис. 31). Эти петрографические провинции в основном совпадают с описанными ниже петрографо-минералогическими, выявленными по результатам комплексного исследования распределения аллотигенных и глинистых минералов.

Изменения состава конгломератов по разрезу, детально изученные для внешнего борта Приверхоанского прогиба Р. А. Биджиевым и Ю. И. Минаевой [142], также отражают изменения в составе источников сноса. В геттанг-синемюрское время здесь наблюдается энергичное разрушение архейского и синийского комплексов фундамента, обусловившее высокое содержание пород этого возраста в гальках базальных нижнеюрских конгломератов (рис. 32). В составе плинсбахских конгломератов в связи с затоплением прежних источников сноса наблюдается возрастание количества галек осадочных кембрийских и верхнепалеозойско-мезозойских пород. В течение среднеюрской эпохи, характеризовавшейся общим подъемом территории, происходит постепенное обогащение галечного материала сначала кембрийскими известняками (аален), затем синийскими песчаниками и доломитами (байос — нижний бат) и, наконец, архейскими породами (нижний — верхний бат). В дальнейшем в связи с развитием позднеюрской трансгрессии вновь, как и в плинсбахское время, наблюдается обогащение конгломератов обломками терригенных пермско-юрских пород.

Изучение состава конгломератов показывает, что наиболее грубые их компоненты (глыбы, валуны и крупная галька) представлены преимущественно малоустойчивыми к химическому и механическому выветриванию породами: основными эффузивами, нефелиновыми сиенитами, песчаниками, известняками, доломитами, гнейсами и гранитоидами. Наибольшим петрографическим разнообразием отличается среднегалечная фракция. В мелких фракциях возрастает доля устойчивых компонентов, главным образом кремнистых пород (рис. 33). Эти данные свидетельствуют о влиянии на состав конгломератов дифференциации обломков по абразионной и химической устойчивости. На имеющемся материале по юрским конгломератам района не улавливается влияние на состав грубообломочных компонентов таких факторов, как изменение интенсивности выветривания и катагенетических преобразований. Необходимо, однако, отметить появление кремнекласито-кварцевых конгломератов и гравелитов в отложениях муосучанской свиты Западного Верхоянья [129, 183—185]. Формирование этих пород, несомненно, связано с максимумом мезозойского выветривания, падающим на норийско-рэтское время.

Для распределения обломков пород песчаной размерности по площади характерно возрастание их количества в Таймырской, Усть-Анабарской областях (см. рис. 4, 7, 8, 21), отчасти Уджинском районе, т. е. там, где в пределах питающих

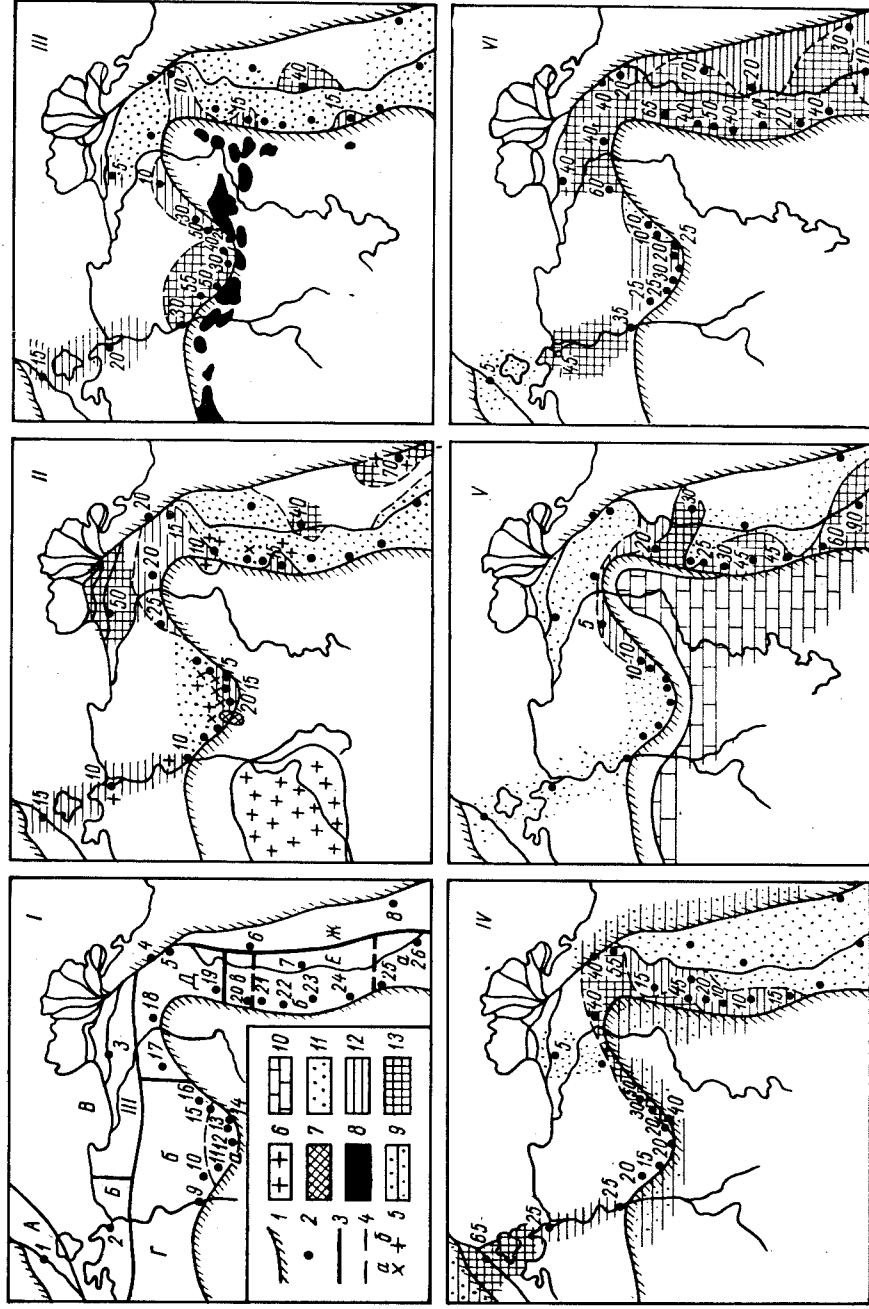


Рис. 31. Распределение галечного материала разного состава в нижнеэрихских базальных конгломератах на севере Восточной Сибири в различных петрографических провинциях.

I — петрографические провинции: А — Таймырская, Б — Усть-Анабарская, В — Усть-Ленская, Г — Анабарская (а — Уджинская, б — Анабарская подпровинция), Д — Оленекская, Е — Молодо-Жиганская (а — Жиганская, б — Молодо-Сюндюнская, в — Усунку-Муондаанская подпровинция), Ж — Восточно-Якутская.

Разрезы (цифры на рисунке): 1 — м. Цветкова; 2 — Джарджанская сваяжина; 3 — р. Таас-Крест; 4 — р. Нелегер; 5 — м. Чекуровский; 6 — бассейн р. Унгуохтаах; 7 — Джарджанская сваяжина; 8 — р. Бегиджан; 9 — р. Андбар; 10 — р. Бидир; 11 — р. Чимаар; 12 — среднее течение р. Уджи; 13 — среднее течение р. Пура; 14 — верхнее течение р. Уджи; 15 — верхнее течение р. Куйюк; 16 — р. Беечине; 17 — среднее течение р. Пура; 18 — р. Келимер; 19 — р. Буор-Эйзик; 20 — реки Тигит-Юргэз и Муондаан; 21 — среднее, 22 — верхнее течение р. Молодо; 23 — р. Сюнгюле; 24 — р. Моторчуна; 25 — р. Муна; 26 — скажины Жиганского района. Данные по составу конгломератов в разрезах: 1—3, 9, 19 — м. Е. Калдана; 4, 5 — м. П. Монахова [143]; 6, 8 — р. В. Королсовой [112]; 10—13, 20—23 — З. В. Осиповой (1963 г.); 24—26 — Р. А. Виджикова, Ю. И. Минасовой [10].

I — границы палеозойского обрамления; 2 — разрез; 3 — границы провинций; 4 — подпровинций; 5 — галька (а — щелочных, б — кислых пород); 6 — древних массивов кислых изверженных и метаморфических; 7 — щелочных; 8 — базальтов, долеритов, диабазов; 9 — палеозойских терригенных; 10 — палеозойских и протерозойских карбонатных; 11 — кислые и щелочные; 12 — 10—25, 13 — >25%; 14 — осадочные; 15 — терригенные (11 — 0—5, 12 — 5—25, 13 — >25%); V — карбонатные (11 — 0—10, 12 — 10—25, 13 — >25%); VI — устойчивые кремни, кварциты, роговики, кремнистые сланцы, кварц (11 — 0—10, 12 — 10—25, 13 — >25%).

провинций широко распространены терригенные толщи с кислыми эффузивами и трапповые образования, продуктами разрушения которых в значительной мере и представлены фрагменты пород песчаной размерности. Вверх по разрезу наблюдается сокращение количества обломков пород от триасовых к меловым отложениям и одновременное увеличение в их составе роли кислых и кремнистых пород. Особенно резкое скачкообразное уменьшение количества обломков пород происходит в байос-батское время (см. рис. 21—26) — момент повсеместного вскрытия массивов древних кислых изверженных и метаморфических пород. Эти наблюдения, а также тесные связи, существующие, как было показано при описании триасового преимущественно грауваккового терригенного комплекса, между составом обломков пород, полевошпатовой и тяжелой фракциями, свидетельствуют об определяющем влиянии состава исходных пород на характер комплекса обломков пород.

Содержание обломков пород и соотношение различных петрографических типов обломков зависят от гранулометрического состава песчаников. Для триасовых отложений разреза м. Цветкова, характеризующихся наибольшим гранулометрическим и петрографическим разнообразием пород, с уменьшением размера обломочных зерен наблюдается переход от собственно граувакк к полевошпатово-кварцевым и кварцевым грауваккам с содержанием кварца до и более 50% и к олигомиктовым кварцевым песчаникам (рис. 34). При этом среди обломков пород происходит сокращение доли мяг-

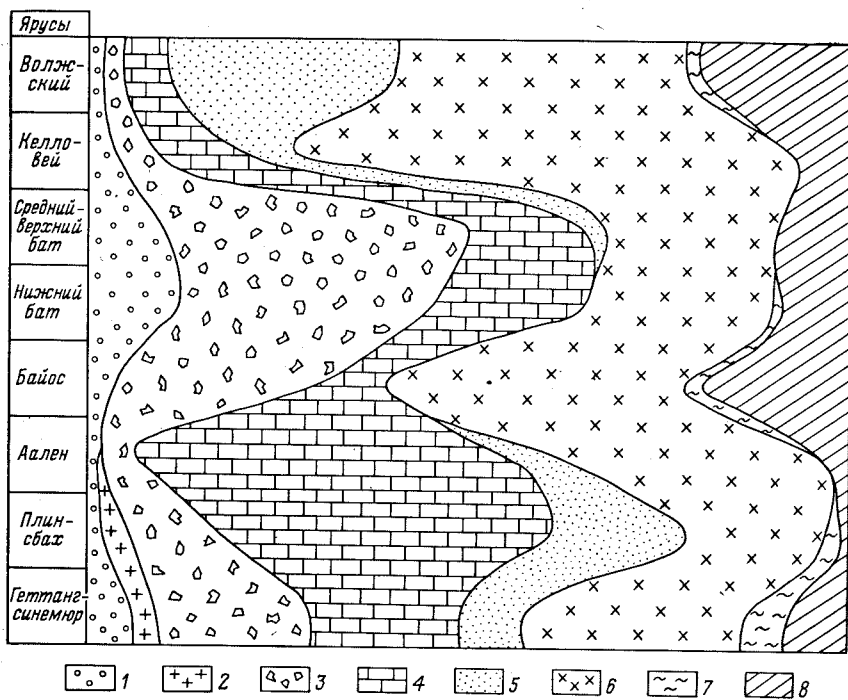


Рис. 32. Изменение состава конгломератов в разрезе юрских отложений внешнего борта Приверхоанского прогиба (по результатам изучения 16 436 галек, по Ю. И. Минаевой и Р. А. Биджиеву [142], упрощено).

1 — кварциты и сланцы (архей); 2 — кислые породы; 3 — песчаники и доломиты (синий); 4 — известняки и мергели, частично кремненые (кембрий); 5 — песчаники, алевролиты, карбонатные конкреции (пермь, триас, юра); 6 — кремненые карбонатные породы и кремни; 7 — кварц; 8 — базальты, долериты, разрушенные осадочные породы и др.

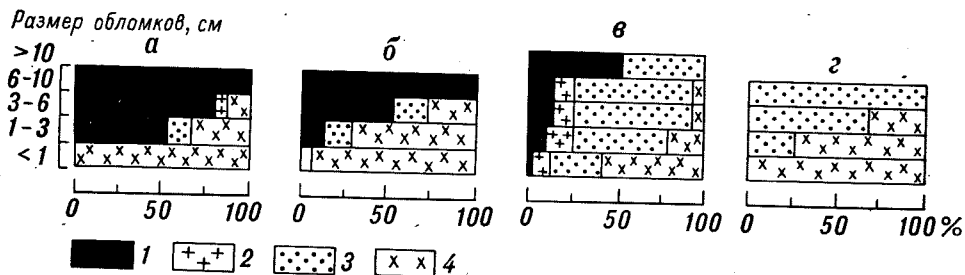


Рис. 33. Изменение состава (%) валуно-галечного материала в различных размерных фракциях юрских конгломератов. Нижнеюрские конгломераты: а, б — реки Чюемпе-Юрэгэ и Булгунняхтах [155]; в — м. Цветкова; г — волжский конгломерат бассейна р. Молодо [155]. 1 — базальты и их туфы, долериты, диабазы; 2 — кислые эффузивы и их туфы; 3 — песчаники, алевролиты, аргиллиты; 4 — кремнистые породы.

ких осадочных, преимущественно глинистых пород и относительное увеличение количества фрагментов кремнистых пород, кварцитов и кислых эффузивов (рис. 35а). Одновременно среди минералов тяжелой фракции возрастает роль устойчивых компонентов, прежде всего циркона, а также шпиннели, рутила, турмалина и т. д. (рис. 35б). С уменьшением количества неустойчивых обломков несколько улучшается и сортировка отложений (рис. 36). Окатанность зерен остается невысокой, что вообще характерно для субаквальных песков [232].

Сокращение количества обломков пород и относительное возрастание среди них доли устойчивых фрагментов с уменьшени-

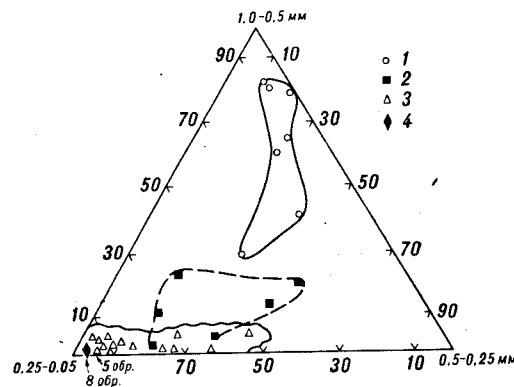


Рис. 34. Гранулометрический состав алевроитово-песчаных пород триасового возраста в разрезе м. Цветкова.

1 — туфы и туффиты туфово-лавовой толщи; 2 — собственно граувакки (преимущественно аргиллитовые литокласты); 3 — полевошпатово-кварцевые и кварцевые граувакки с содержанием кварца менее 50%; 4 — то же, с содержанием кварца более 50% и кварцевые песчаники.

ем размера обломочных зерен и улучшением отсортированности песчаников свидетельствуют о влиянии на состав песчаников дифференциации материала по устойчивости. Связь гранулометрического и минерального состава очень характерна и для песчаников других районов [2, 45, 244 и др.].

Близкая картина наблюдается и для пирокластических обломков. Туфы, так же как и обогащенные обломками пород граувакки, относятся к наиболее крупнозернистым разновидностям триасовых пород (см. рис. 34). Количество пирокластических обломков базальтов сокращается с уменьшением размеров зерен (см. рис. 35). Это обусловлено, по-видимому, как первичными размерами пирокластического литокластического материала, так и быстрым разрушением неустойчивых обломков основного состава при переотложении и последующих изменениях пород.

Изменение обломков включает серицитизацию, пелитизацию, окремнение, изредка ожелезнение и хлоритизацию кислых пород, хлоритизацию, карбонатизацию, эпидотизацию, лейкоксенизацию средних и основных пород. Все эти процессы развиваются, по-видимому, уже в материнских породах и частично при транспортировке материала. На стадиях диагенеза и катагенеза

продолжается глинизация кислых пород и хлоритизация обломков средних и основных эффузивов. Достоверно оценить масштабы развития этих процессов на разных этапах существования породы затруднительно. На стадии катагенеза развивается конформное приспособление фрагментов мягких, особенно глини-

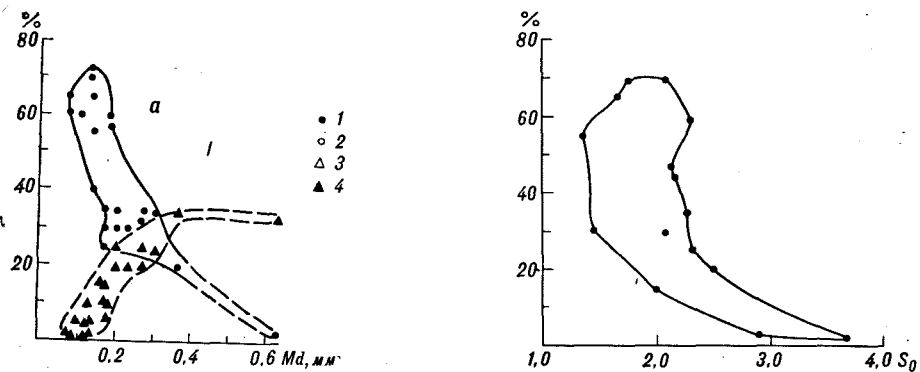


Рис. 36. Изменение содержания кварца с изменением коэффициента сортировки (S_0) триасовых песчаников разреза м. Цветкова.

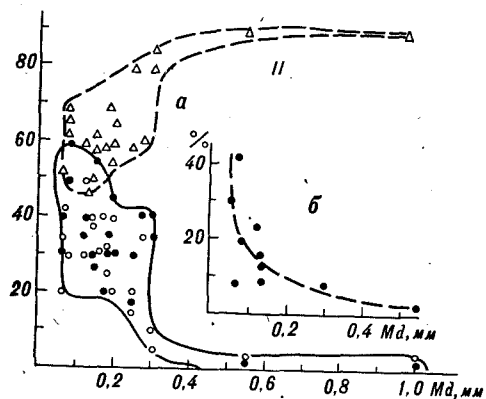


Рис. 35. Изменение содержания некоторых обломочных компонентов в зависимости от среднего диаметра обломков.

I — анизийско-ладинские отложения; II — индийский ярус.

a — породообразующие компоненты (1 — кварц, 2 — обломки кремнистых пород, кварцитов, кислых эффузивов; неустойчивые: 3 — обломки осадочных пород, 4 — базальтовая пирокластика); б — устойчивые тяжелые минералы (циркон, шпидель, хромпикотит, турмалин).

тых и хлоритизированных основных эффузивных пород к окружающему обломочному материалу. В результате возникают цементы механического заполнения, часто наблюдающиеся в триасовых граувакках.

Для распределения полевых шпатов по площади и характерны наиболее значительные концентрации минералов в районах Приверхоанского прогиба, в меньшей степени в южной приплатформенной части Лено-Анабарского прогиба, связанные с присутствием на платформе массивов полевошпатосодержащих пород, и обеднение полевыми шпатами разрезов внутренней зоны прогибов (рис. 37). Одновременно наблюдаются и характерные изменения в составе полевошпатовой фракции. В удаленных от береговой зоны разрезах (Анабарская гу-

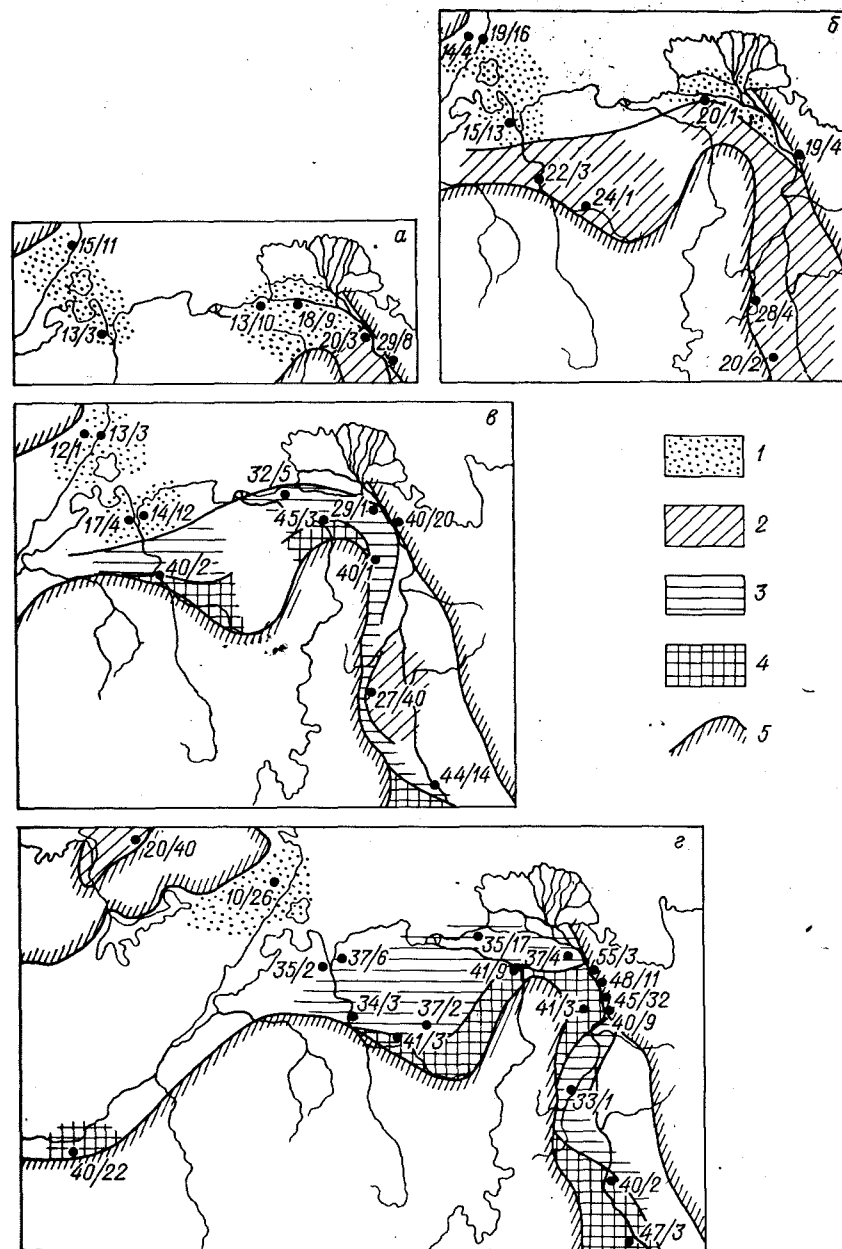


Рис. 37. Распределение полевых шпатов в анизийских и юрских отложениях на севере Восточной Сибири.

а — анизийский ярус; б — нижняя, в — средняя, г — верхняя юра. Содержание, %: 1 — менее 20, 2 — 20—30, 3 — 30—40, 4 — более 40; 5 — границы мезозойского тектонического выполнения прогибов. Цифрами на рисунке показано среднее содержание полевых шпатов (числитель, %) и количество изученных образцов (знаменатель).

ба, Чекуровская антиклиналь, скважины Жиганского района) отмечается преобладание калиевых полевых шпатов, а в разрезах прибрежной зоны (реки Боярка, Анабар, Муна, Моторчунна) — резкое увеличение количества плагиоклазов (рис. 38). Вполне вероятно, что это изменение состава полевошпатовой фракции от прибрежных к внутренним областям бассейна было обусловлено ее обогащением устойчивыми калиевыми полевыми

средних концентраций различных групп полевых шпатов в юрских отложениях платформенных крыльев прогибов, где на отдельных этапах истории различных районов (байос Жиганского района, бат и верхнеюрские отложения платформенного борта Хатангского прогиба) происходит заметное возрастание содержания средних плагиоклазов, обусловленное вскрытием новых массивов полевошпатовосодержащих пород. Во внутренней зоне

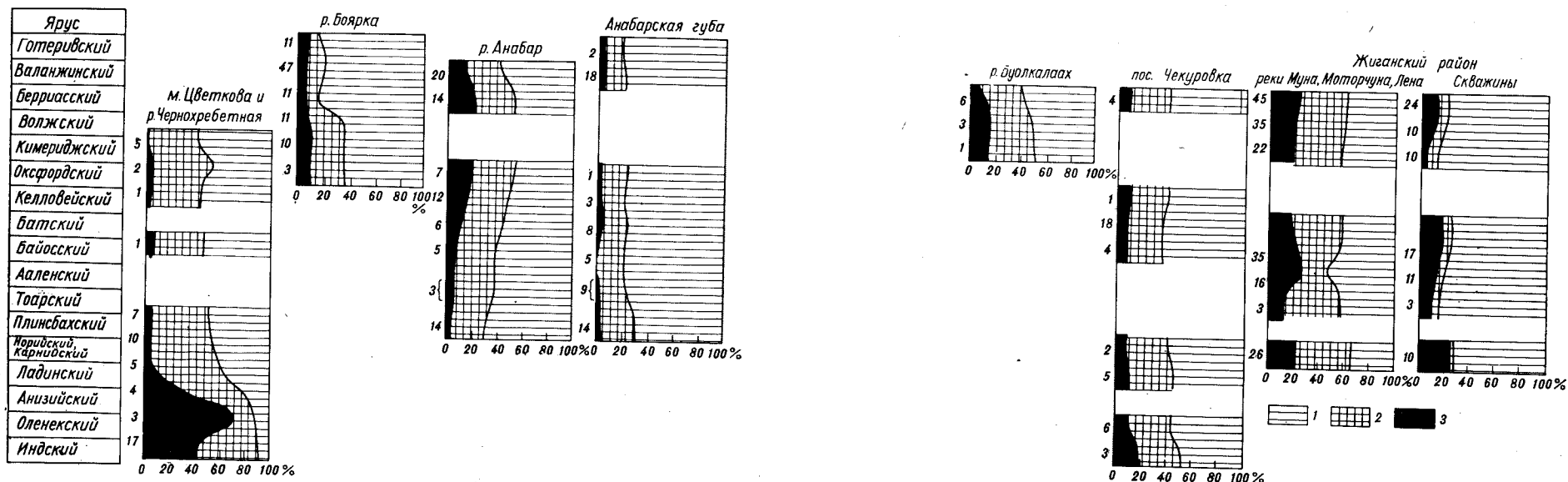


Рис. 38. Изменение средних соотношений калиевых полевых шпатов (1), кислых (2), севера Восточной Сибири по результатам иммерсионного изучения легких фракций. кинои [136, 178, 194], Жиганского района — по данным Б. И. Тест, З. В. Осиповой

Цифры у колонок — количество образцов, использо-

средних и основных (3) плагиоклазов в разрезах морских мезозойских отложений (Разрезы рек Боярки, Анабара, побережья Анабарской губы — по данным З. З. Рон- [198], м. Цветкова, р. Чернохребетной, пос. Чекуровки — по данным М. Е. Каплана). ванных при вычислении средних значений по ярусам.

ми шпатами при неоднократном переотложении материала в процессе его переноса.

Для распределения полевых шпатов по разрезу характерно обогащение триасовых граувакк средними и основными плагиоклазами, имеющими пирокластическое происхождение или же связанными, особенно в порфириновых граувакках, с продуктами разрушения основных эффузивных пород.

Для Таймырской области наблюдается отчетливая общая тенденция к уменьшению количества средних и основных плагиоклазов и их полному исчезновению от триасовых к юрским отложениям, связанная прежде всего с затуханием вулканической активности. Параллельно увеличивается содержание калиевых полевых шпатов и кислых плагиоклазов (см. рис. 4, 7, 20, 38), поступающих из подстилающих терригенных толщ и протерозойских кислых эффузивов. Иной характер имеет эволюция

прогибов в связи с упрощением полевошпатовой фракции изменчивость ее состава выражена слабо. В целом особенности полевошпатовой фракции по площади и разрезу хорошо отражают эволюцию источников питания, но отчасти обусловлены также преобразованием материала в процессе его транспортировки.

Изменения полевых шпатов выражаются в пелитизации калиевых разностей, карбонатизации, серицитизации, реже хлоритизации и сосюритизации плагиоклазов, что обуславливает исчезновение части зерен среднего (и основного) состава. Масштабы диагенетических и катагенетических преобразований остаются недостаточно выясненными, особенно если учесть возможные изменения минералов в материнских породах и при транспортировке. Внутрислойным разрушением полевых шпатов обусловлена тенденция к некоторому уменьшению их количе-

ства при параллельном возрастании роли кварца в песчаниках с карбонатным цементом.

В распределении кварца по площади отмечается очень слабая тенденция к возрастанию количества минерала во внутренней зоне прогибов. Вверх по разрезу, от триасовых к нижнемеловым отложениям, происходит постепенное, но непрерывное увеличение средних содержаний минерала (см. рис. 4—12, 20—26). Наряду с общей тенденцией к возрастанию количества кварца вверх по разрезу на отдельных стратиграфических уровнях, как уже отмечалось раньше, главным образом в триасовых толщах, наблюдаются резкое увеличение количества кварца и появление прослоев кварцевых песчаников. Это свидетельствует об определенном влиянии на количество кварца (и других обломочных компонентов) не только исходного состава петрографических комплексов, развитых в питающих провинциях, но и условий выветривания на континенте.

В целом состав породообразующих обломочных компонентов определяется прежде всего составом петрографических комплексов в пределах питающих провинций, в значительно меньшей степени — дифференциацией обломочного материала, характером выветривания на континенте, диагенетическими и катагенетическими преобразованиями.

АКЦЕССОРНЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Изучение обломочных аксессуаров являлось основным направлением литологических исследований мезозойских отложений района. Поэтому к настоящему времени накоплен обширный материал по иммерсионным анализам тяжелых фракций мезозойских алевритово-песчаных пород. Этот материал, включающий опубликованные данные Э. Н. Аплоновой, А. И. Бочарниковой, А. И. Кравцовой, З. В. Осиповой, З. З. Ронкиной, Б. И. Тест [44, 136, 155, 180, 194] и рукописные данные Н. М. Джиноридзе, Т. И. Кириной, З. В. Осиповой, Б. И. Тест, Е. Г. Юдовного и автора, положен в основу настоящей главы. В сравнительных целях рассматриваются также акцессорные минералы пермских отложений [43, 44], подстилающих мезозойские толщи.

Основными акцессорными компонентами мезозойских отложений района являются клиноцоизит, эпидот, ильменит, магнетит, обыкновенная роговая обманка, сфен, лейкоксен, титанистые трудноопределимые минералы, альмандин, циркон, биотит и хлорит. Спорадически в повышенных концентрациях присутствуют авгит, эгирин, оливин, хромшпинелиды, шпинели, рутил. Отмечается также незначительная примесь цоизита, анатаза, актинолита, тремолита, гиперстена, гавролита, хлоритоида, ксенотима, сфалерита и единичные зерна ортита, пьмонтита, хромита, пиропы, шорломита, гранатов гроссуляр-андрадитового ряда, глаукофана, базальтической роговой обманки, эгирин- и

титан-авгита, дистена, андалузита, силлиманита, пренита, топаза, везувиана, корунда, золота и алмаза. Ниже приводится краткая характеристика тяжелых акцессорных минералов.

Группа эпидота — цоизита. Эпидот. Полуокатанные неправильные зерна, угловатые обломки короткопризматических и удлиненных кристаллов размером от сотых долей миллиметра до 0,5 мм (в плинсбахских отложениях среднего течения р. Уджи в сростках с кварцем). Плеохроизм $Nm > Ng > Np$ в фиштакшо-зеленых тонах. $Ng = 1,756 \div 1,759$; $Nm = 1,740 \div 1,754$; $Np = 1,735 \div 1,740$.

Цоизит и клиноцоизит. Полуокатанные изометрические обломки землистых разностей агрегатного строения. Прозрачные бесцветные разности редки. Аномальные коричнево-синие цвета интерференции. $Ng = 1,712$; $Np = 1,705$ (цоизит).

Ортит. Полуокатанные изометричные зерна, зеленоватые и желтовато-бурые, пятнистые, нередко зональные, с эпидотовой каймой. Резкий плеохроизм от зеленовато- и красновато-бурого по Ng до желто-бурого по Np .

Пьмонтит. Угловато-окатанные зерна с сильным плеохроизмом от малиново-красного до лиловато-розового. $Np > Nm > Ng$; $Nm = 1,780$, (+) 2V большой.

Эпидот, цоизит и клиноцоизит распространены повсеместно, но особенно широко вокруг Сибирской платформы. Концентрации растут вверх по разрезу. Содержания цоизита (данные З. З. Ронкиной по юрским и меловым отложениям бассейнов рек Хатанги и Анабара) низкие и постоянные, 6—8% от всех минералов группы эпидота-цоизита. В добарремских отложениях среди минералов этой группы преобладает клиноцоизит, в послебарремских — эпидот. Особенно высоки концентрации цоизита и клиноцоизита — в бассейнах рек Муны и Моторчуны. Ортит встречается в единичных зернах, количество которых увеличивается в образцах, обогащенных другими минералами эпидотовой группы. Пьмонтит отмечен в единичных зернах в нижневаланжинских отложениях Енисей-Хатангского прогиба.

Группа черных рудных минералов* (ильменит, титаномагнетит, магнетит). Распространены повсеместно в количестве единиц — десятков процентов. В шлихах из юрских отложений ильменита 60—90%, магнетита 10—40% (немагнитная фракция 3%). В алевритовой фракции приблизительно равные содержания ильменита и магнетита.

Ильменит. Обломки кристаллов, обычно пластинчатых, редко ромбоэдрических и толстоплитчатых, и окатанные зерна неправильной и округлой формы, изредка в сплошных зернистых массах. Размеры — от сотых долей миллиметра до 3 мм. Разновидности: 1) мелкие обломки пластинчатых кристаллов, иногда с желтовато-белым налетом лейкоксена; характерно отсутствие ниобия; резко преобладающая разновидность; 2) мелкие полуокатанные и окатанные неправильные лейкоксенизированные зерна; ниобия 0,005—0,05%; широкое распространение; 3) мелкие полуокатанные и угловатые обломки ромбоэдрических и толстоплитчатых кристаллов; ниобия 0,005—0,05%; ограниченное распространение, преимущественно в юрских базальных горизонтах, залегающих непосредственно на пермских отложениях; 4) крупные (0,4—1 мм) обломки, округлые, чаще неправильные (желвакоподобные) зерна $Fe \approx Ti$, MgO до 1%, Nb до 1%; ограниченное распространение; преимущественно плинсбахские конгломераты Анабарского района; 5) крупные (0,5—3 мм) округлые зерна с шероховатой мелкоямчатой поверхностью и сильным металлическим блеском в свежем сколе; $Fe \leq Ti$, $Nb = 0,006 \div 0,05\%$, повышенные (3—9%) содержания MgO . Немагнитные разности просвечивают в тонких сколах в иммерсии, относятся к пикроильменитам (MgO до 8—9%). Ограниченное распространение, преимущественно в юрских конгломератах бассейна

* Характеристика минералов в юрских отложениях платформенного борта Лено-Анабарского и Приверхоанского прогибов (по данным З. В. Осиповой).

нижнего течения р. Лены, в небольшом количестве встречается в плинсбахских конгломератах бассейна р. Анабара, для которых более характерны магнитные разности, особенно в плинсбахе р. Чюемпе-Юрэгэ (бассейн р. Уджи).

Магнетит. Деформированные октаэдры с оплавленными вершинами, неправильные зерна, полуокатанные и окатанные, изредка зернистые агрегаты. Свежие блестящие октаэдры встречаются в плинсбахских конгломератах по р. Чюемпе-Юрэгэ (бассейн р. Уджи). Обломки мелкие (0,05—0,2 мм). Иногда примесь титана и магния (2—8 и 1—3%, титаномагнетиты), в плинсбахских конгломератах района р. Борго-Токур (бассейн р. Уджи) в магнетите до 2% Сг. Встречаются в верхней юре и валанжинке Анабаро-Хатангского района. Повышенные концентрации неправильных частично окисленных зерен в юрских отложениях Жиганского района и по левым притокам р. Лены.

Хромшпинелиды. Угловатые зерна с раковистым изломом, иногда правильные октаэдры, бурые и красно-бурые в отраженном и проходящем свете (хромшпинелиды?). $N \approx 2,02$. Встречаются в триасовых (до 8,5%) и нижне-среднеюрских отложениях района м. Цветкова. Единичные зерна в юрских отложениях Анабарского района.

Шпинель. Крупные (0,5—1 мм) голубовато-зеленоватые октаэдрические кристаллы и их обломки, мелкие красно-бурые слегка просвечивающие в краях зерна, $N=1,725 \div 1,736$. Непрозрачные черные в отраженном и проходящем свете слегка просвечивающие по краям красно-буром, темно-буром и зеленовато-буром цветом правильные мелкие (около 0,1 мм) октаэдрические кристаллы. $N=1,864$ (хромсодержащий плеонаст?). Единичные зерна в различных разрезах. Непрозрачная шпинель в одном образце индских отложений разреза м. Цветкова (46%).

Оливин. Мелкие бесцветные неправильные зерна. $Np=1,702$, $(-)$ $2V=90^\circ$. Юрские и меловые отложения о. Бегичева, п-ова Пахса, триасовые отложения Чекуровской антиклинали.

Лейкоксен. Округлые непрозрачные зерна, белые и желтовато-белые в отраженном свете, часто по ильмениту. Образует заметные (до десятков процентов) концентрации в алевроитово-глинистых толщах внутренних зон прогибов. Повышенные содержания в триасовых отложениях.

Титанистые трудноопределимые минералы. Мелкие (0,05—0,1 мм) неправильные бурые просвечивающие в краях зерна с агрегатной поляризацией и высокой интерференционной окраской на прозрачных участках. Широко распространены переходные разности к лейкоксену. Часто ассоциируются с развивающимся по ним анатазом, брукитом, рутилом. Нередко преобладающий компонент тяжелой фракции триасовых отложений. Тяготеет также к юрским и меловым глинистым толщам внутренних зон прогибов.

Ромбические пироксены (гиперстен). Полуокатанные и окатанные зерна с характерным плеохроизмом от розового по Np до буровато- и желтовато-зеленого по Ng ; $Ng=1,694 \div 1,720$; $Np=1,676 \div 1,708$. Есть бесцветные или бледно окрашенные разности с полисинтетическими двойниками и пластинчатыми включениями перпендикулярно к спайности по призме; $Ng=1,694$. Единичные зерна. Более заметные концентрации низкожелезистых разностей в юрских и нижнемеловых отложениях района п-ова Пахса и о. Бегичева.

Моноклинные пироксены. Авгит. Угловатые и угловато-окатанные бурые, с зеленоватым и розовым оттенком, призматические обломки, нередко с тонкопильчатыми краями. Погасание неполное, иногда слабо плеохроичны. $Ng=1,704 \div 1,728$; $Np=1,686 \div 1,700$; $cNg=42 \div 48^\circ$. Светло окрашенные разности $Ng=1,732 \div 1,740$; $Np=1,709 \div 1,713$; $cNg=40 \div 45^\circ$ (пижонит?). Авгит — преобладающая разновидность пироксенов. Повышенные (до десятков процентов) концентрации — в триасовых, особенно индских, отложениях.

Диопсид. Угловатые и угловато-окатанные зерна очень светлого зеленоватого и желтоватого, в мелких обломках бесцветного пироксена, иногда с зазубренными краями: $Ng=1,690 \div 1,692$; $Np=1,668 \div 1,671$. Зеленые и буровато-зеленые зерна: $Ng=1,729 \div 1,740$; $Np=1,710 \div 1,721$ (диопсид-геденбергит). Мелкие изумрудно-зеленые зерна: $Ng=1,707$; $Np=1,678$ (хром-диопсид). Диопсид встречается в подчиненном количестве. Более высокие концентрации

характерны для юрских и нижнеюрских отложений района Анабарской губы, п-ова Пахса, о. Бегичева.

Эгириин, эгириин-авгит, титан-авгит. Длиннопризматические и игольчатые кристаллы эгириина, короткостолбчатые перекрещенно поросшие кристаллы эгириин-авгита. Цвет зеленый, разных оттенков; плеохроизм: эгириин — от черно-зеленого по Np до желто-зеленого по Ng ; эгириин-авгит — от синевато-зеленого по Np до бесцветного по Ng ; титан-авгит — фиолетово-розовые тона: $Ng > Np$. Показатели преломления следующие. Эгириин: $Ng=1,760 \div 1,780$, $Np=1,732 \div 1,747$; эгириин-авгит: $Ng=1,726$, $Np=1,688$; титан-авгит: $Ng=1,714$, $Np=1,696$. Щелочные пироксены встречаются в единичных зернах. Повышенные концентрации (до 6—7%) — в плинсбахе бассейна р. Уджи.

Амфиболы. Обыкновенная роговая обманка. Мелкие (0,05—0,2 мм) угловатые и полуокатанные уплощенные вытянутые, часто с зазубренными краями темно-зеленые, коричневые и желтовато-зеленые зерна, сильно плеохроизирующие от черно-зеленого по Ng до желто-зеленого, иногда почти бесцветного по Np . Отмечаются включения кварца, сфена, рудных минералов. $Ng=1,674 \div 1,692$ (до 1,695 \div 1,702); $Np=1,647 \div 1,670$, $cNg=15 \div 20^\circ$ (до 11°). Содержание от единиц до десятков процентов. Высокие концентрации в юрских и меловых отложениях, обрамляющих Сибирскую платформу.

Базальтическая роговая обманка (титанистая разновидность). Мелкие угловатые зерна с отчетливым плеохроизмом от красновато-бурого по Ng до желто-бурого по Np , $Ng=1,730 \div 1,740$; $Np=1,686 \div 1,695$; $cNg=5 \div 8^\circ$. Единичные зерна в плинсбахе бассейна р. Уджи.

Актинолит, тремолит. Удлиненные, реже игольчатые зерна с зазубренными краями. Актинолит бледно-зеленый, $Ng=1,642 \div 1,654$; $cNg=12 \div 16^\circ$. Тремолит бесцветный, $Ng=1,620 \div 1,630$. Единичные зерна по всему разрезу. Несколько повышенные концентрации актинолита в юрских отложениях бассейна р. Уджи на участках, обогащенных эпидотом.

Глаукофан. Полуокатанные удлиненные зерна, плеохроизирующие от сине-зеленого или фиолетово-синего по Ng до зеленовато-желтого или бесцветного по Np ; $Ng=1,640 \div 1,645$. Единичные зерна, преимущественно в северных разрезах Хатангского прогиба.

Сфен. Две разновидности: 1) мелкие (0,05—0,2 мм) угловатые, полуокатанные и окатанные бесцветные зерна; 2) крупные (до 2—4 мм) обломки плоских конвертообразных или клиновидных кристаллов красновато-бурых, медово-желтых, желтовато-коричневых по Ng и почти бесцветных по Np . Часто обогащен ниобием (0,5—1%). Количество (от единиц до десятков процентов) увеличивается вверх по разрезу. Тяготеет к Сибирской платформе. Первая разновидность распространена по всему разрезу, особенно сильно обогащает юрские отложения бассейна р. Лены. Очень крупные окрашенные кристаллы в плинсбахских конгломератах бассейна р. Уджи. Количество окрашенного сфена возрастает с бата. Он преобладает в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях бассейна р. Анабара.

Апатит. Преимущественно мелкие (0,02—0,15 мм) бесцветные окатанные, полуокатанные, реже угловатые обломки, изредка почти неокатанные гексагональные призматические кристаллы, иногда регенерированные зерна с чистой регенерационной каймой и замутненной включениями черного вещества внутренней частью. Иногда отмечается плеохроизм от светло- до темно-серого цвета, обусловленный наличием включений. Встречаются единичные бурые и темно-бурые зерна с $No=1,632$ (даллит?) и отдельные обломки агрегатного апатита с примесью пелитового материала (в бассейне нижнего течения р. Лены). Распространен преимущественно в разрезах северной части Приверхоанского и восточной части Лено-Анабарского прогиба, содержание — от единиц до 20—30%.

Циркон. Мелкие кристаллы и обломки кристаллов дигипризматического и дипирамидального облика. Короткопризматические кристаллы лучше окатаны, чем длиннопризматические. Зерна бесцветные, реже окрашенные (розовые, желто-серые, буроватые), нередко зональные. Окрашенные и

зональные зерна нередко замутнены процессами метамиктного распада. Встречаются включения пузырьков жидкости, кристалликов рутила, апатита, располагающихся обычно по длине кристалла. Единичные регенерированные, частично окатанные, зерна. Распространен в разрезах Приверхоанского, восточной части Лено-Анабарского прогиба, Таймыра. Содержание — от единиц до десятков процентов.

Монацит. Окатанные округлые и эллипсоидальные зерна желтого и коричневатого-желтого цвета, иногда бесцветные, прозрачные, изредка угловатые обломки с бурыми пятнами. Встречается спорадически в единичных зернах в различных разрезах в средне-верхнетриасовых и нижнеюрских отложениях Восточного Таймыра.

Ксенотим. Мелкие бесцветные призматические, иногда сильно сглаженные, окатанные овальные зерна. Встречается спорадически в единичных зернах в различных разрезах. В концентрациях до 1% в триасовых и нижне-среднеюрских толщах Восточного Таймыра.

Рутил. Мелкие (0,06—0,15 мм) призматические и неправильной формы красно-бурые, буровато-желтые, коричневатого-красные зерна, слабо плеохроирующие в красно-бурых тонах. Редкие копьевидные и колеччатые двойники. Широко распространен в единичных зернах. Максимальные концентрации (до 15%) в карнийских и нижне-среднеюрских отложениях района м. Цветкова.

Гранаты. Резко преобладает группа магнезиально-железистых гранатов ряда пироп — альмандин. Почти повсеместно, но в единичных зернах, встречаются кальциево-железистые разновидности ряда гроссуляр — андрадит. Содержание — от единиц до десятков процентов, распространены повсеместно, но особенно в Приверхоанском и на востоке Лено-Анабарского прогибов.

Альмандин. Угловатые, реже полуокатанные розовые, красные, желтовато-красные, в мелких зернах бесцветные обломки, обычно без включений, редко ромбододекаэдрические, хорошо ограненные кристаллы (0,2 мм) с включениями рутила, циркона, пузырьками жидкости и газа. Обычно $N > 1,780$, реже меньше 1,780. Высокопреломляющие ($\gg 1,780$) альмандины с включениями встречаются в отложениях нижнего лейаса бассейна р. Тит-Юргэ.

Пироп. Крупные (0,8—4 мм) округлые зерна с шероховатой поверхностью и мелкие (0,1—0,7 мм) остроугольные обломки со свежим сколом. $N = 1,738 \div 1,760$. Цвет: а) бледно-сиреневый и красный (более крупные зерна); б) фиолетово-красный и оранжевый в зернах до 4 мм. Первая разновидность встречена в плинсбахских конгломератах бассейна р. Уджи, вторая — в волжских конгломератах бассейна р. Сюнгюдэ-Молодо.

Из гранатов ряда гроссуляр — андрадит встречаются главным образом гроссуляры с небольшой примесью андрадитовой молекулы. Мелкие бесцветные полуокатанные зерна, $N = 1,765 \div 1,780$, реже $N > 1,780$. В отличие от пиральспитов они анизотропны. Встречаются почти повсеместно, в единичных зернах.

Шорломит. Мелкие неправильные красно-бурые, почти черные зерна с очень высоким показателем преломления. Встречается в плинсбахе среднего течения р. Уджи и рек Сюнгюдэ и Молодо.

Турмалин. Мелкие обломки призматических с концевыми гранями кристаллов, неправильные остроугольные угловатые и хорошо окатанные зерна, обычно мелкие. В призматических зернах иногда отмечается штриховка, параллельная удлинению кристалла. Наблюдаются зональные регенерированные зерна и зерна с включениями черного вещества и пузырьков газа вдоль длинной оси. Окраска чаще всего бурая и зеленовато-бурая, резкий плеохроизм от розового до светло-желтого при $Ng > Np$. Изредка отмечаются бесцветные и синие зерна. Распространен повсеместно в незначительном количестве. Повышенные концентрации в районе м. Цветкова (Восточный Таймыр), где в верхнеюрских отложениях встречаются зональные и регенерированные зерна с плеохроизмом от розового до темно-зеленого цвета.

Ставролит. Угловатые и полуокатанные зерна с остриеристым изломом, редко обломки призматических кристаллов с включениями кварца, плагиоклазов, пузырьков жидкости, газа, черного углистого вещества. Окраска иногда

очень густая, плеохроизм от темно-желтого по Ng до светло-желтого и бесцветного по Np . Для ставролита из верхнеюрских отложений района м. Цветкова $Ng = 1,752$; $Np = 1,737$; $Ng - Np = 0,015$, обычно $(-)$ $2V = 85 \div 90^\circ$, сильная дисперсия оптических осей. Встречается в единичных зернах по всему разрезу, более обилён в плинсбахе бассейнов рек Уджи и Молодо, непосредственно перекрывающем пермские отложения. Максимальные концентрации (до 10%) в верхнеюрских отложениях бассейна р. Чернохребетной.

Дистен. Призматические вытянутые угловатые и полуокатанные обломки с ровными поверхностями по спайным сколам, часто переполнены включениями углистого и глинистого материала. Иногда полисинтетические двойники. Единичные зерна в разновозрастных отложениях.

Андалузит. Неправильные полуокатанные обломки, плеохроирующие от бледно-розового по Ng до бесцветного по Np ; $Ng = 1,638 \div 1,640$. Единичные зерна в среднеюрских отложениях вдоль южного обрамления Сибирской платформы, в валажине и готериве о. Бегичева.

Силлиманит. Удлиненные обломки желтоватых кристаллов, иногда неправильные полуокатанные волокнистые зерна. Погасание прямое, удлинение положительное. $Ng = 1,668 \div 1,675$. Там же, где и андалузит.

Хлоритонд. Мелкие таблитчатые серовато- или синевато-зеленые кристаллы с аномальной интерференционной окраской, нередко с черными непрозрачными включениями. Часто плеохроизм от серо-зеленого и желто-серого по Np до синевато-фиолетового по Ng . Единичные зерна в различных разрезах, повышенные концентрации в Таймырской области.

Золото. Единичные золотисто-желтые пылеватые зерна и тонкие чешуйки размером до 0,1—0,25 мм. Нижняя и верхняя юра бассейна рек Уджи и Анабара.

Алмазы. Обломки и зерна мелких ромбододекаэдров и октаэдров. Плинсбахские конгломераты бассейна р. Уджи, волжские конгломераты между речья рек Молодо — Лена.

Пренит, топаз, везувиан, флюорит — единичные зерна в юрских и меловых отложениях района Анабарской губы.

Корунд — единичные зерна в нижнетриасовых отложениях у м. Цветкова.

По результатам анализов тяжелых фракций, включающим около 2700 иммерсионных определений, по методике В. А. Гроссгейма [46] для каждого минерала в отдельности были построены карты распределения средних содержаний основных тяжелых минералов в пермских, триасовых, нижне-, средне-, верхнеюрских и морских нижнемеловых отложениях (рис. 39).

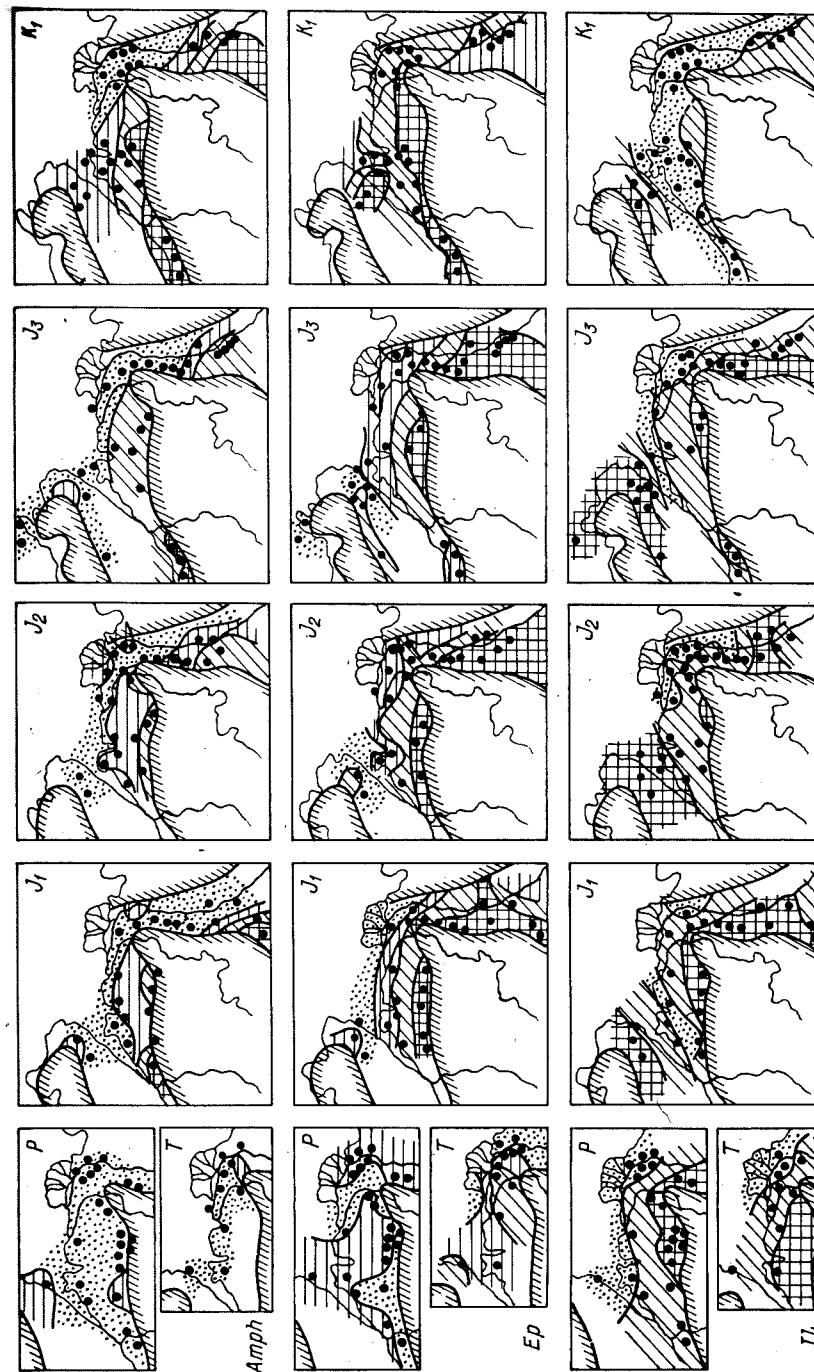
В распределении минералов по площади мезозойских морских бассейнов наблюдаются две различные тенденции. Прежде всего отмечается изменение концентрации минералов в направлении, параллельном древним береговым линиям. Участки повышенных концентраций образуют пятна и полосы, разделяемые областями низких содержаний. Ареалы высоких концентраций минералов хорошо отражают состав пород, развитых в непосредственной близости в пределах древнего континента.

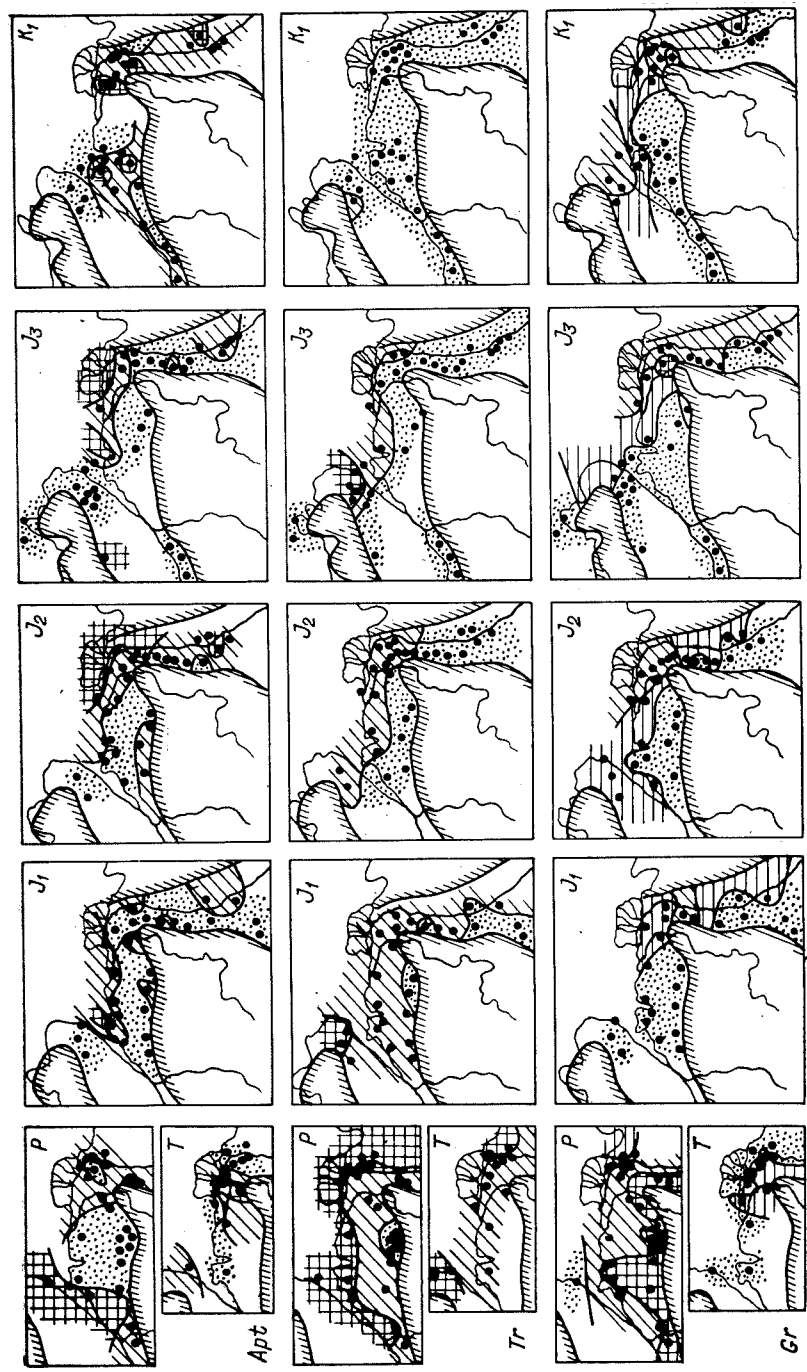
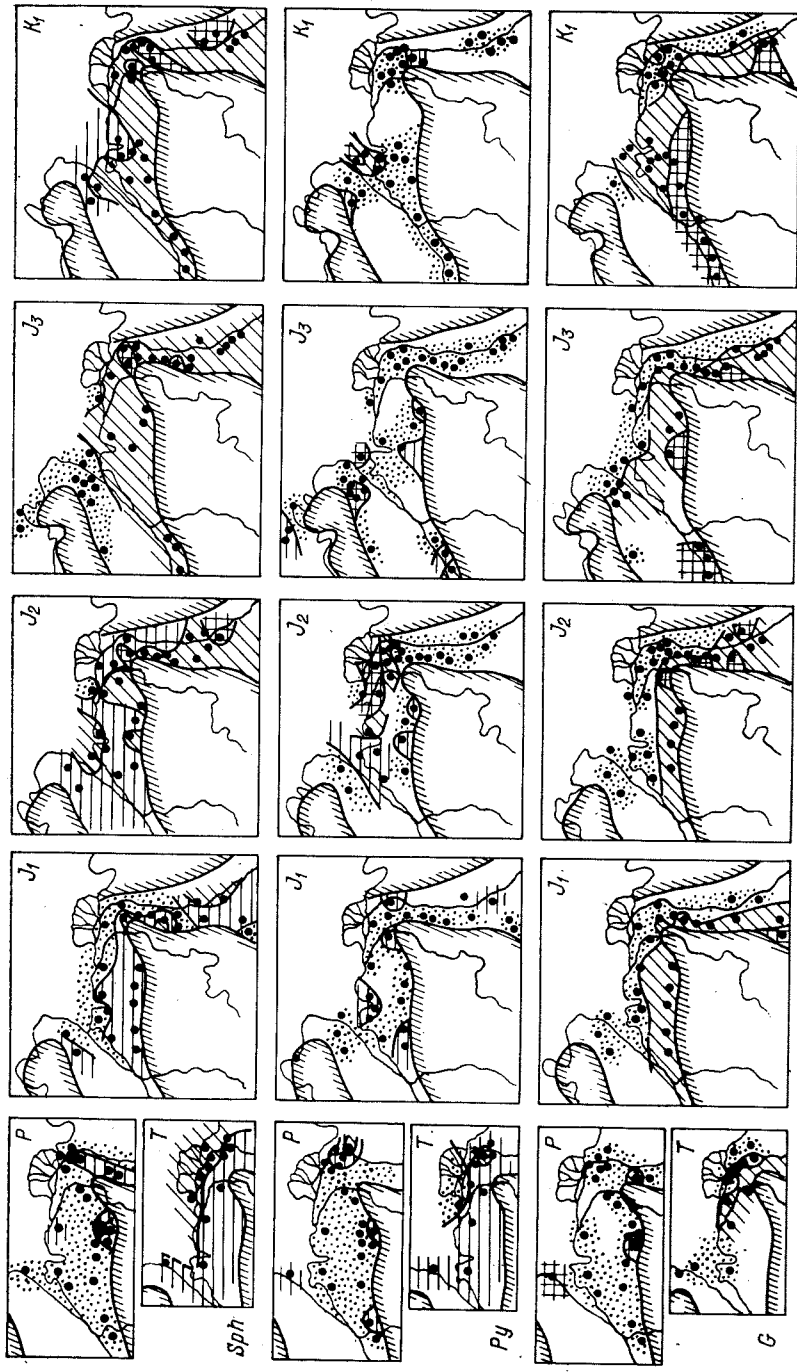
Лейкоксен, титанистые трудноопределимые минералы, ильменит, авгит тяготеют к участкам развития траппов на Сибирской платформе и Таймыре. Титанистые минералы и ильменит, обильные в отложениях Таймырской провинции, поступали также и при разрушении ильменитсодержащих [111] метаморфических сланцев полуострова. Магнетит, амфиболы, сфен, апатит связаны с мощным комплексом гнейсов и гранитоидов Анабар-

ского массива [168, 169] и выступов кристаллического фундамента Куойско-Далдынского и Сололийского поднятий [122]. Альмандин, циркон, турмалин, апатит тяготеют к районам развития пермских отложений, сильно обогащенных этими минералами, а также к Таймыру, где они присутствуют как в палеозойских отложениях, так и в породах протерозойской филлитовой серии [50, 170, 171]. Высокие содержания сфена, пироксенов и апатита отмечаются и вблизи внутренних поднятий в Жиганском, Усть-Ленском и Усть-Анабарском районах, где размывались, вероятно, основные, кислые изверженные и метаморфические породы. Присутствие эгирина, эгирин- и титан-авгита, крупных кристаллов желтого плеохроичного сфена характерны для Уджинского района со щелочными породами и т. д. Распределение тяжелых аксессуаров хорошо увязывается с распределением породообразующих обломочных компонентов — гравийно-галечного материала, обломков пород песчаной размерности, кварца и полевых шпатов.

Наименее выяснены источники минералов группы эпидота. По мнению А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова, В. И. Муравьева, Б. И. Тест, А. С. Запорожцевой, З. З. Ронкиной [48, 63, 116, 120, 179, 198] и других литологов, источником эпидота являются метаморфические породы Байкало-Патомского нагорья. З. В. Осипова, Р. А. Биджиев, Р. В. Королева, Н. М. Джиноридзе, В. Н. Коробицина [7, 10, 52, 110 и др.] связывают эпидот с местными источниками. Доказательства поступления эпидота с юга Сибири: незначительные его содержания в докембрийских породах севера Сибирской платформы при очень высоких (десятки процентов) концентрациях минерала в юрско-меловых осадках; постоянство концентраций эпидота (коэффициент вариации для эпидота в юрско-меловых песчаниках разреза р. Боярки, отражающий изменчивость его содержаний, в 2—3 раза меньше, чем для большинства других тяжелых минералов); тесные корреляционные связи эпидота с турмалином и сфеном, свидетельствующие, скорее, о его поступлении из метаморфических пород.

Решающим доказательством связи эпидота с местными источниками является характер его распределения по площади — чередование ареалов очень высоких и разделяющих их низких концентраций. Особенно ярко эта картина проступает при совместном анализе материалов по северным прогибам Сибири и составленных Р. В. Королевой карт по районам Вилюйской синеклизы и части Приверхоанского прогиба [94]. Следует отметить присутствие галек эпидотсодержащих пород (эпидотизированных метадолеритов, порфиритовых граувак, эпидот-актинолитовых сланцев и т. д.) в юрских конгломератах. Наконец, хотя эпидот и является второстепенным минералом траппов Таймыра и Сибирской платформы [15], известны явления интенсивной эпидотизации в приконтактовой зоне и в ксенолитах триасо-





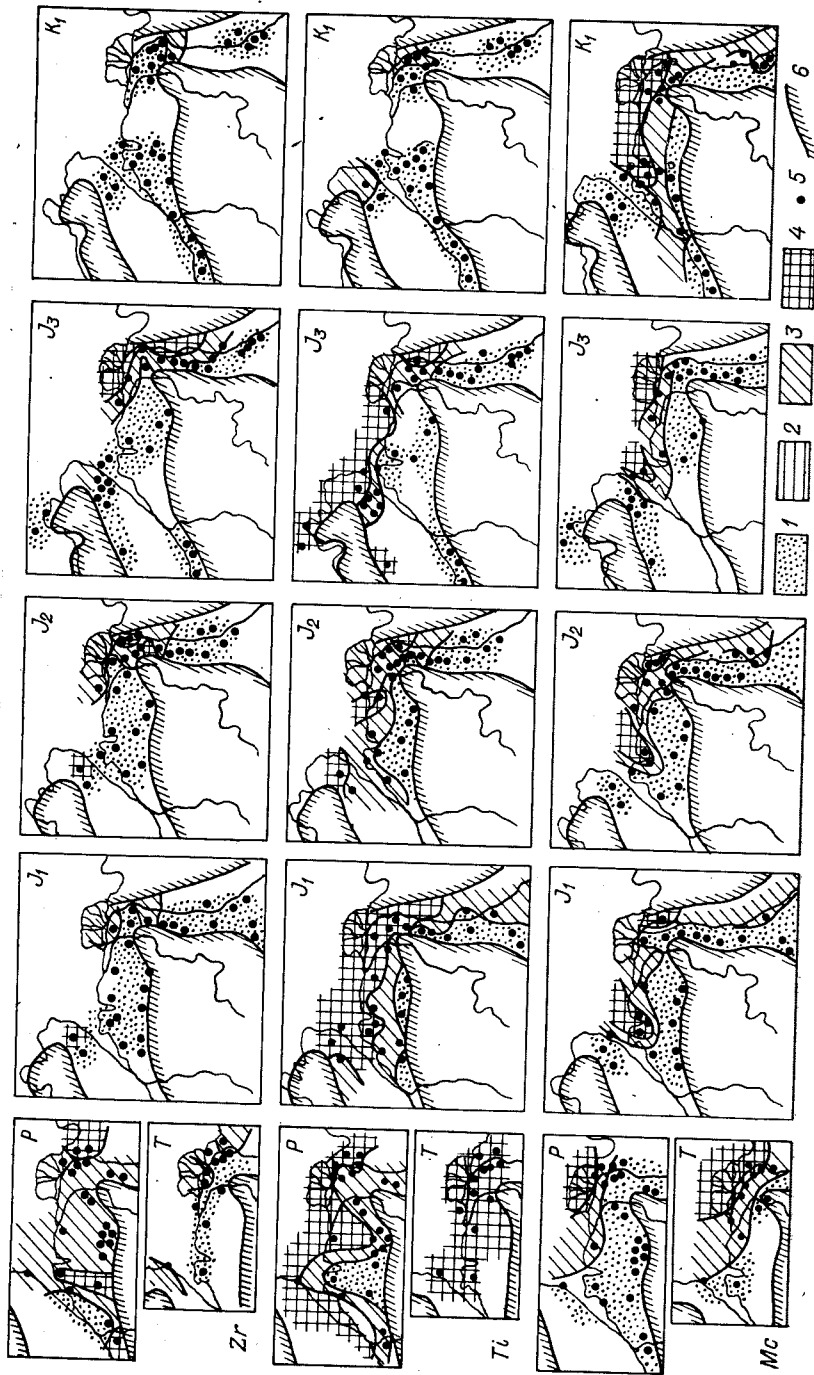


Рис. 28. Распределение содержания (%) основных тяжелых минералов в породах (П), гранитах (Г), гнейсах (Гн), кристаллических сланцах (Сл), сланцах (С), известняках (И) и доломитах (Д) осадочных пород северной части Сибирской платформы (К) отложений юга — 440, средняя юра — 470, нижняя юра — 385, юра — 335, юра — 285, юра — 235, юра — 185, юра — 135, юра — 85, юра — 35, юра — 0-1, 2 — более 25; Ер (минералы группы эпидота): 1 — 0-1, 2 — 1-5, 3 — 5-25, 4 — более 25; П (средне рудные): 1 — 0-10, 3 — 10-25, 4 — более 25; Спн (сфен): 1 — 0-1, 2 — 1-5, 3 — 5-15, 4 — более 15; Ру (пироксен): 1 — 0-1, 2 — 1-5, 3 — 5-15, 4 — более 15; Г (выход тяжелой фракции без угленосных минералов): 1 — менее 1, 3 — 1-3, 4 — более 3; Арт (апатит): 1 — 0-3, 3 — 3-5-10, 4 — более 10; Гн (гурмалин): 1 — 0-1, 3 — 1-3, 4 — более 3; Гр (гранат): 1 — 0-3, 2 — 3-10, 3 — 10-25, 4 — более 25; Зр (циркон): 1 — 0-3, 3 — 3-10, 4 — более 10; Т (лейкоксен и титанитовые трудноопределяемые минералы) и Мс (слюды и хлориты): 1 — 0-10, 3 — 10-25, 4 — более 25; 5 — разрезы; 6 — границы распространения мезозойского (на схемах перми — пермского) терригенного комплекса.

вых диабазов, описанные, в частности, А. С. Запорожцевой [62] в Усть-Енисейском районе. Поэтому представления о поступлении эпидота в осадки Лено-Енисейских прогибов из местных пород лучше, чем гипотеза о его приносе с юга Сибири, согласуется с фактическим материалом.

Возможные местные источники эпидота — древние порфириды и разнообразные связанные с интрузивными траппами Сибирской платформы контактово-измененные породы.

По данным З. З. Ронкиной [178] и А. Г. Косовской [116], среди минералов эпидотовой группы юрских отложений Енисей-Хатангского прогиба и Якутии преобладает клиноцоизит, а в нижнемеловых угленосных толщах господствует пистацит. Как показала З. З. Ронкина [178], пистацит является и преобладающим минералом метаморфических сланцев Таймыра. Это позволило связать терригенный материал угленосных отложений Енисей-Хатангского прогиба с таймырскими источниками. Для выяснения конкретных источников эпидота на Сибирской платформе также необходимо изучение типоморфных особенностей минерала в вероятных материнских породах.

Характер распределения минералов по площади, несомненно, говорит о поступлении обломочного материала в каждый данный участок бассейна непосредственно из прилегающих областей континента. Такая же картина, по данным А. П. Лисицына, В. П. Петелина и других литологов [128, 131, 161 и др.], наблюдается и в современных морях. Полученный материал свидетельствует против существования длительно действующих потоков наносов, которые бы обеспечили далекий вдольбереговой разнос осадков.

Другое направление изменения состава тяжелой фракции по площади бассейнов — закономерная смена минеральных комплексов от берега в глубь бассейнов, перпендикулярно к древней береговой линии. В результате формируются две различные ассоциации минералов: платформенная магнетит-ильменит-эпидот-амфиболовая со сфеном и ассоциация удален-

ных от континента частей бассейнов — лейкоксен-слюдистая. Ко второй ассоциации тяготеют гранат, циркон, турмалин. Наличие этих двух ассоциаций отмечают также З. В. Осипова [155, 157] и З. З. Ронкина [178]. Ассоциации отчетливо прослеживаются как по картам распределения минералов и терригенно-минералогических провинций, так и на сводном минералогическом разрезе (рис. 40) для платформенного и складчатого бортов мезо-



Рис. 40. Изменение среднего содержания (%) основных тяжелых минералов в пермских и мезозойских отложениях складчатого (а) и платформенного (б) борта Хатангского, Лено-Анабарского и Приверхоанского прогибов по разрезам бассейнов рек Хатанги, Анабара, Оленека и нижнего течения Лены.

Цифры в скобках — количество проанализированных образцов.

зойских прогибов. Вероятная причина возникновения этих устойчивых во времени ассоциаций — дифференциация материала по площади бассейна.

Н. М. Страхов [195] и А. Г. Коссовская [116], проанализировав материал по аллювиальным отложениям, показали, что процессы транзитного переноса осадка не оказывают существенного влияния на его минеральный состав. Об этом свидетельствуют данные Р. Рассела [248] для Миссисипи, Н. М. Страхова [150] для Амударьи, А. Г. Коссовской [116] для Алдана и наблюдения многих других исследователей. Во всех случаях при переносе на сотни и тысячи километров не происходит принципиальных изменений в тяжелой фракции аллювиальных осадков и сохраняются даже такие малоустойчивые компоненты, как амфиболы и пироксены.

Иная картина характерна для конечных водоемов стока, как современных [55, 128, 131, 134, 161, 162, 233, 247, 249 и др.],

так и древних [106, 132, 167, 182, 195 и др.]. В них резко проявлены процессы дифференциации материала. Для выяснения характера дифференциации тяжелых аксессуаров в изучаемых отложениях были рассчитаны отношения их содержаний в мелкопесчаной и крупноалевритовой фракциях по данным анализов З. В. Осиповой для юрских отложений бассейна р. Удзи (рис. 41, I). Более крупная фракция обычно обогащена альман-

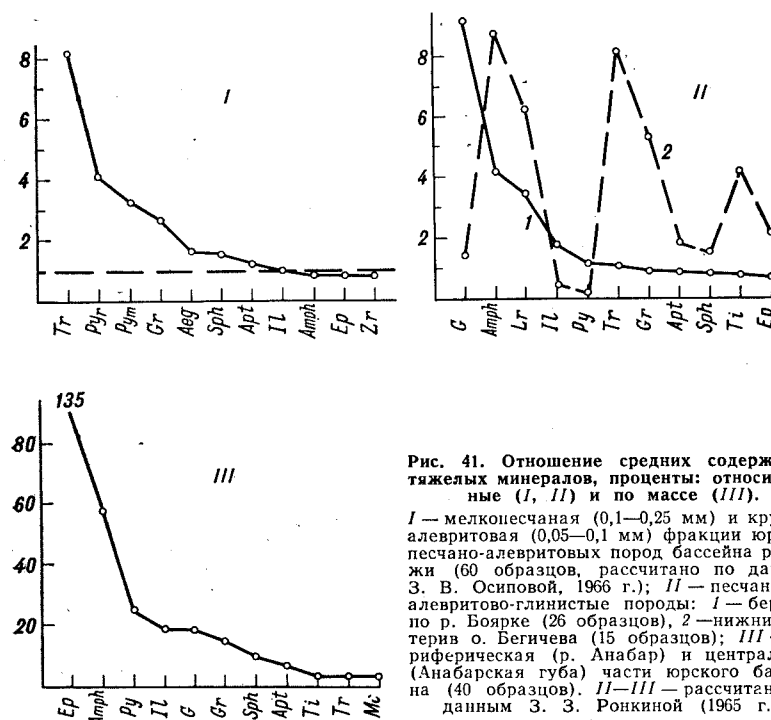


Рис. 41. Отношение средних содержаний тяжелых минералов, проценты: относительные (I, II) и по массе (III).

I — мелкопесчаная (0,1—0,25 мм) и крупноалевритовая (0,05—0,1 мм) фракции юрских песчано-алевритовых пород бассейна р. Удзи (60 образцов, рассчитано по данным З. В. Осиповой, 1966 г.); II — песчаные и алевритово-глинистые породы: 1 — бернас по р. Боярка (26 образцов), 2 — нижний готерив о. Бегичева (15 образцов); III — периферическая (р. Анабар) и центральная (Анабарская губа) части юрского бассейна (40 образцов). II—III — рассчитано по данным З. З. Ронкиной (1965 г.).

дином, пироксенами, турмалином, сфеном, более мелкая — эпидотом, роговой обманкой, цирконом. Сходная картина наблюдается и в современных аллювиальных песках, по данным Ф. Петтиджона, Д. Риджа, Р. Рассела [243, 248]; в современных морских песках, по данным В. П. Петелина, К. Синдовского [161, 250]; в разновозрастных (кембрий — неоген) и разнофациальных ископаемых отложениях, по данным М. К. Калинин, И. С. Мустафаева, Р. А. Биджиева, Н. С. Окнойвой, П. Поттера [7, 77, 145, 152, 244] и других исследователей. Во всех случаях, за немногими исключениями, отмечается постоянное тяготение к крупным фракциям гранатов, пироксенов, турмалина, сфена, андалузита, ставролита, дистена, к мелким фракциям — циркона, рутила, апатита, очень часто — эпидота и амфиболов, иногда — ильменита и магнетита. Таким образом, мы сталкиваемся

здесь со сформулированной Н. М. Страховым [195] общей закономерностью, которая состоит в параллельном изменении гранулометрического типа пород и их состава, в том числе состава тяжелой фракции.

Сравнение с рядами минералов по плотности, спайности, а также с построенными А. Г. Коссовской [116] по материалам различных авторов рядами абразионной и химической устойчивости (табл. 5) свидетельствует о том, что наблюдающаяся картина не согласуется ни с одним из этих рядов.

ТАБЛИЦА 5
ХАРАКТЕРИСТИКА НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОВ

Параметры	Минералы
Устойчивость	
абразионная:	
устойчивые	Кварц, турмалин, ставролит, микроклин, гранат
среднеустойчивые	Эпидот, оливин, циркон, роговая обманка, рутил
неустойчивые	Дистен, андалузит, апатит, кальций
к выветриванию:	
устойчивые	Кварц, рутил, циркон, турмалин
среднеустойчивые	Мусковит, калиевые полевые шпаты, дистен, ставролит, силлиманит
неустойчивые	Натриевые плагиоклазы, эпидот, биотит
очень неустойчивые	Плагиоклазы выше № 20, гранат, роговая обманка, апатит, пироксены, оливин
Спайность:	
весьма совершенная	Слюды, хлориты
совершенная	Амфиболы, эпидот, пироксен, силлиманит, дистен, полевые шпаты
несовершенная	Циркон, гранаты, апатит, оливин, сфен
весьма несовершенная	Ильменит, магнетит, турмалин, кварц
Плотность (г/см ³)	Рутил, ильменит, магнетит (4,7—5,2); циркон (4,7); гранаты (3,5—4,2); ставролит (3,7); дистен (3,6—3,7); сфен (3,3—3,7); пироксены (3,2—3,6); эпидот (3,4); апатит (3,2); оливин (3,3—3,5); амфиболы (2,9—3,3); андалузит (3,1—3,2); турмалин (2,9—3,2); слюды, хлориты (2,7—3,0); полевые шпаты (2,6—2,8)

Частичное соответствие наблюдается только между высокой плотностью некоторых минералов (рутил, циркон, ильменит, магнетит) и концентрацией их, главным образом в мелких фракциях. Однако наблюдаются существенные отклонения от этого правила. Относительно тяжелые минералы (гранаты, пироксены и сфен) чаще тяготеют к крупным, а легкие (эпидот, апатит, амфиболы) — к более мелким фракциям. Вместе с тем все минералы, концентрирующиеся в крупных фракциях, особенно мета-

морфические минералы, характеризуются первоначальными крупными размерами в материнских породах. Этот вывод, в значительной мере условный из-за отсутствия систематических данных по гранулометрии изверженных и метаморфических пород, согласуется с общим ходом дифференциации материала в конечных водоемах, осуществляющейся прежде всего по размерности материала и уже потом — по его плотности. «Когда пески гранулометрически отсортированы хорошо и очень хорошо, как это имеет место, например, на пляже, действие гранулометрического отбора практически прекращается и начинается отбор, главным образом, по удельному весу» [195, с. 64].

Ведущую роль первоначального размера зерен в дифференциации тяжелых аксессуаров отмечает В. Н. Шванов [209, 210]. К такому же выводу приводят рассматриваемые ниже результаты факторного анализа морских отложений по р. Боярке.

Влияние формы минералов на их дифференциацию невелико. Об этом свидетельствует обогащение крупных фракций как изометричными (гранаты, сфен), так и уплощенными (пироксены) или удлинненными (дистен, турмалин) зернами. Исключение составляют слоистые силикаты, которые обладают в связи с резкой уплощенностью и низкой плотностью значительной плавучестью и поэтому нередко обогащают крупную фракцию [131] и далеко разносятся по площади бассейна.

Влияние абразионной и химической устойчивости тяжелых минералов на их дифференциацию выяснено недостаточно. Сохранение минерального состава осадков после длительного переноса реками, а также экспериментальные данные свидетельствуют о незначительной роли этих факторов в изменении состава тяжелых фракций. Как отмечает А. Г. Коссовская [116], данные Ф. Фрейзе, Г. Тайла, Г. Аллинга и других исследователей говорят о небольшой потере массы обломочными зернами в опытах, соответствующих переносу на многие тысячи километров.

Сравнение концентраций различных тяжелых минералов в изучаемых песчаных и алевроитово-глинистых породах (рис. 41, II) свидетельствует об отсутствии определенной направленности в изменении составов тяжелых фракций, связанной с отбором минералов по абразионной или химической устойчивости. Такая же картина характерна и для других районов [106, 132 и др.]. Она выявлена ранее Н. В. Логвиненко [132] для ряда осадочных толщ.

О подчиненном значении химической устойчивости при дифференциации минералов в бассейне свидетельствует присутствие в осадках таких малостойких компонентов, как оливин, гиперстен, эгирин. Однако полностью исключить влияние отбора минералов в бассейне по абразионной и химической стойкости, по видимому, нельзя. Роль химической устойчивости иллюстриру-

ется постоянным обогащением центральной зоны бассейна лейкоксеном и титанистыми трудноопределимыми минералами — продуктами разрушения триоктаэдрических слюд и разнообразных минералов титана, а также тяготением наименее устойчивых компонентов (оливин, пироксены) только к самой периферии бассейна. Характерно также обогащение центральной зоны бассейна абразионно стойкими и среднестойкими минералами [116, 125] — гранатом, цирконом и особенно турмалином.

Интересные данные о влиянии абразионной устойчивости на дифференциацию минералов получены В. Моррисом и П. Фэнгом [238]. Смесь кварца и полевых шпатов, в которой размеры зерен и количественные соотношения минералов отвечали составу гранита, в опытах, соответствовавших переносу на 180 миль, шестикратно теряла массу. При этом первоначальные почти одинаковые соотношения кварца и полевых шпатов сменялись двукратным преобладанием кварца. По-видимому, в природных условиях при разнообразии сочетаний размеров и количественных соотношений минеральных типов зерен возможны очень разные по масштабам изменения состава осадка под влиянием абразии.

Как показывают расчеты, масса всех тяжелых минералов монотонно убывает к центральной части бассейна* (рис. 42), но скорость изменения концентраций для разных минералов оказывается различной (см. рис. 41, III). Она максимальна для эпидота, амфиболов, пироксенов, черных рудных минералов (в десятки и сотни раз большая концентрация в прибрежных фациях) и минимальна для турмалина, титанистых минералов и слюд. Следствием и является относительное возрастание количества последних минералов в составе тяжелой фракции центральных частей бассейна.

Таким образом, возникновение различных минеральных ассоциаций по площади бассейна в направлении основного потока осадков от берега в море обусловлено дифференциацией материала. Формирующиеся минеральные ассоциации соответствуют «терригенно-минералогическим» фациям Л. В. Пустовалова [167].

Основными факторами, определяющими дифференциацию минералов, является размер, плотность, плавучесть зерен, в значительно меньшей степени — их абразионная и химическая устойчивость.

Сравнение ареалов распространения минералов с положением их возможных источников в пределах Сибирской платформы или с границами палеобассейнов (учитывая незначительные

* По массе минералов иногда рельефнее, чем по относительным концентрациям, выявляются источники обломочного материала. Например, относительный максимум содержаний слюд в центральной зоне бассейна (см. рис. 42) маскирует их истинный источник — породы Анабарского массива, выявляемый по максимумам массы вблизи Сибирской платформы. Хорошо видны источники турмалина — протерозойские и палеозойские толщи Таймыра и пермские отложения на платформе и т. д.

масштабы дифференциации при транзитном переносе на континенте) позволяет ориентировочно оценить порядок дифференциации минералов, отражающий суммарное воздействие пере-

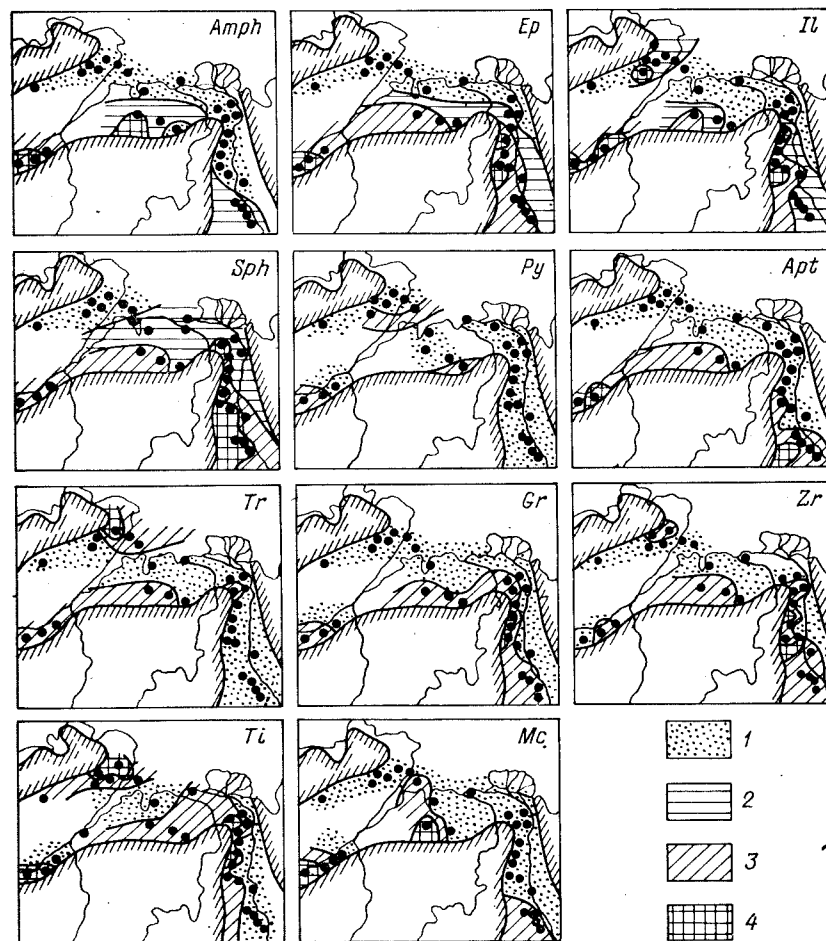


Рис. 42. Распределение средних содержаний (% по массе) основных тяжелых минералов в крупноалевритовой фракции верхнеюрских отложений севера Восточной Сибири.

Amph (амфиболы): 1—0—0,05, 2—0,05—0,5, 3—0,5—1, 4—более 1; Ep (минералы группы эпидота): 1—0—0,1, 2—0,1—0,5, 3—0,5—1,0, 4—более 1; Il (черные рудные минералы): 1—0—0,01, 2—0,1—0,5, 3—0,5—1, 4—более 1; Sph (сфен): 1—0—0,01, 2—0,01—0,1, 3—0,1—0,25, 4—более 0,25; Py (пироксены): 1—0—0,01, 3—более 0,01; Apt (апатит): 1—0—0,05, 3—0,05—0,1, 4—более 0,1; Tr (турмалин): 1—0—0,01, 3—0,01—0,02, 4—более 0,02; Gr (гранат): 1—0—0,1, 3—0,1—0,3, 4—более 0,3; Zr (циркон): 1—0—0,05, 3—0,05—0,25, 4—более 0,25; Ti (лейкоксен и титанистые трудноопределимые минералы): 1—0—0,01, 3—0,01—0,05, 4—более 0,05; Mc (слюды и хлориты): 1—0—0,01, 3—0,01—0,05, 4—более 0,05.

численных факторов. Ареал распространения эгирина, эгирин- и титан-авгита (источник — щелочные породы Уджинского поднятия) в нижнеюрских отложениях бассейна р. Уджи — около

50 км. Ареал распространения оливина, авгита, основных плагиоклазов в триасовых отложениях Чекуровской антиклинали — 70—80 км от возможных их источников на Оленекском поднятии. Ареал распространения средних плагиоклазов, обыкновенной роговой обманки, ильменита и магнетита, эпидота, сфена (источник — разнообразные петрографические комплексы Сибирской платформы) от границ юрских палеобассейнов — 150—200 км. Внутри этой группы минералов, насколько можно судить по обогащению песчаных пород амфиболами (в большей степени, чем эпидотом), наблюдается более сильное по сравнению с эпидотом тяготение амфиболов к прибрежным фациям. Ареал распространения граната, циркона, апатита, турмалина, кварца, кислых плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, лейкоксена, титанистых трудноопределимых минералов и слюд захватывает всю область мезозойской седиментации (расстояние от береговых линий до центральных частей палеобассейнов до 300—350 км), причем для четырех последних групп минералов всегда характерна отчетливая тенденция к возрастанию относительных содержаний во внутренних зонах конечных водоемов стока.

Таким образом, наблюдается такая последовательность в распределении минералов по площади, связанная с их дифференциацией: оливин, пироксены, основные плагиоклазы — средние плагиоклазы, ильменит, магнетит, сфен, амфиболы, эпидот (а внутри группы: амфиболы — эпидот) — гранат, циркон, апатит, турмалин, кварц, кислые плагиоклазы — калиевые полевые шпаты, титанистые минералы, слюды. Ширина зоны, характеризующейся наибольшим содержанием и разнообразным составом тяжелой фракции, 150—200 км. Интересно отметить, что, по данным В. П. Петелина [161], эта зона имеет близкие размеры (200—220 км) и в современном Охотском море.

В изменении минерального состава отложений по разрезу отмечаются следующие особенности. Пермский терригенный комплекс характеризуется в целом устойчивой цирконо-гранатовой ассоциацией с силлиманитом и, как правило, очень невысоким (доли процента) выходом тяжелой фракции (см. рис. 39; 40). Эта ассоциация, по-видимому, возникла в связи с неоднократным переотложением обломочного материала более древних палеозойских толщ. Тяжелая фракция триасовых отложений представлена ильменитом, титанистыми трудноопределимыми минералами, включает нередко моноклинные пироксены, оливин и хромшпинелиды — минералы траппового комплекса. Для юрско-меловых толщ характерно постоянное возрастание роли сфена (особенно в верхней юре) и амфиболов, связанное с эрозией древних кислых и изверженных метаморфических пород на Сибирской платформе, сопровождающееся резким увеличением (до десятков процентов) выхода тяжелых минералов. Резкое возрастание количества эпи-

дота, появляющегося в повышенных концентрациях уже в триасовых отложениях, связано, вероятно, со вскрытием дайковых комплексов древних порфиритов и приконтактовых зон интрузивных траппов Сибирской платформы. Важнейшим переломным этапом перестройки юрских источников сноса, возникновения аркозовой минеральной ассоциации, являлось байос-батское время для южной части меридионального отрезка Приверхоанского прогиба и позднебатское время для остальной территории.

Присутствие малоустойчивых минералов — основных и средних плагиоклазов, амфиболов, эпидота, авгита, оливина — в широком стратиграфическом диапазоне от триаса до нижнего мела; в том числе и в отложениях, формировавшихся в эпохи усиления химического выветривания (индские, ладинские, волжско-берриасские толщи), свидетельствует о том, что выветривание не оказало определяющего влияния на формирование состава тяжелой фракции обломочных пород.

Выветривание обуславливало, однако, искажение первичной картины соотношения тяжелых минералов в материнских породах и исчезновение наименее стойких компонентов. Весьма показательными в этом плане являются данные о распространении гиперстена и амфиболов в гнейсах Анабарского массива и их осадочных производных.

Гиперстен характерен для гнейсов далдынской, верхнеанабарской и халчанской серий (гранулитовая фация), развитых на большей части территории массива [168, 169]. Амфиболы присутствуют в гнейсах верхнелаумуйской серии (амфиболитовая фация), амфиболитах и биотит-амфиболовых гранитоидах, занимающих значительно меньшую площадь. В целом, как указывает М. И. Рабкин [168], гиперстен является абсолютно преобладающим темноцветным минералом метаморфического комплекса. А в верхнеюрских — нижнемеловых аркозах Хатангского и Лено-Анабарского прогибов, формировавшихся за счет гнейсов и гранитоидов массива, гиперстен наблюдается в виде незначительной примеси, в то время как амфиболы составляют десятки процентов тяжелой фракции песчаников.

По-видимому, влиянием выветривания обусловлены отсутствие оливина и низкие содержания основных плагиоклазов и авгита в тех же отложениях, накапливавшихся вблизи траппового поля Сибирской платформы.

Широкое распространение неустойчивых минералов по всему разрезу свидетельствует о том, что явления внутрислойного растворения, описанные Ф. Петтиджоном [242], А. Г. Коссовской, В. Д. Шутовым, В. И. Муравьевым [46, 117—120 и др.] и другими исследователями, не оказали определяющего влияния на состав тяжелых фракций изучаемых отложений. В качестве примера отметим присутствие моноклинных пироксенов (до 11%), а также, по данным Б. И. Тест, и оливина (до 2—3%) в триасовых отложениях Чекуровской антиклинали, ромбических (гипер-

стен) и моноклинных (эгириин, авгит, диопсид) пироксенов в концентрациях до 10—15% в нижнеюрских отложениях Уджинского района [155], моноклинных пироксенов в среднеюрских отложениях Оленекской протоки в концентрациях до 50—70% (данные Б. И. Тест), оливина (до 5%) и пироксенов (до 60—70%) в юрских и нижнемеловых породах в нижнем течении р. Анабара и на о. Бегичева [178].

Диапазон катагенетических преобразований изучаемых отложений — верхняя и частично средняя зоны катагенеза (зоны начального и глубинного эпигенеза). Особенно обильно неустойчивые компоненты присутствуют в нижних (триасовых) горизонтах разреза. Это говорит о том, что катагенетическое внутрислойное растворение, фиксируемое по появлению черепитчатых поверхностей на зернах алмандина и пильчатых ограничений у обломков пироксенов и амфиболов, еще не вуалирует ведущей роли исходного состава пород в формировании комплекса аксессуарных компонентов.

В последние годы появились довольно многочисленные сведения о распространении неустойчивых минералов в очень широком стратиграфическом диапазоне и в заметно измененных породах. В качестве иллюстрации рассмотрим фрагмент таблицы, составленной З. З. Ронкиной и Е. Г. Юдовным [179], в которой суммировались данные по минералам тяжелых фракций осадочного разреза Средней Сибири в стратиграфическом диапазоне от верхнего протерозоя до конца нижнего мела. Из табл. 6 отчетливо видно широкое распространение малоустойчивых минералов по всему осадочному разрезу. Следует отметить, что в ней показаны средние содержания минералов, а максимальные их концентрации превосходят средние в 3—4 раза.

ТАБ
СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ МАЛОУСТОЙЧИВЫХ МИНЕРАЛОВ

Минералы	Таймыр							Норильский	
	Синий	Кембрий	Ордовик	Силур	Пермь	Триас	Юра	Силур	Девон
Гранат	0,2	0,7	4,5	—	7,6	3,8	5,2	0,2	0,2
Сфен	+	+	1,2	—	0,3	1,2	0,5	—	0,1
Эпидот и цоизит	15,3	0,5	9,0	7,5	1,5	1,0	0,2	0,2	0,6
Пироксены:									
моноклинные	—	1,0	—	—	—	—	—	—	—
моноклинные и ромбические	1,9	—	3,7	2,0	3,5	3,0	—	12,0	7,5
Амфиболы	3,0	0,3	5,5	5,0	1,9	0,5	0,5	—	0,3
Оливин	8,7	0,3	—	—	+	+	—	—	—
Количество анализов	71	5	9	2	84	77	14	5	12

Среди приведенных в таблице отложений максимальной степенью катагенетических преобразований характеризуются верхнепротерозойские толщи Таймыра. На Центральном Таймыре (становская свита) они включают, по данным В. Е. Мильштейн [190], до 39% оливина, до 22% амфиболов из группы актинолита — тремолита, до 6% эпидота, до 4% моноклинных и ромбических пироксенов, единичные зерна эгирина и обыкновенной роговой обманки. Породы, представленные сливными песчаниками и филлитизированными серицитово-хлоритовыми сланцами, перекрывались осадочной толщей мощностью не менее 6—7 км и принадлежат зоне метагенеза. Присутствие эпидота, амфиболов, моноклинных пироксенов и оливина отмечает и А. М. Даминова [50] в палеозойском комплексе Таймыра.

Н. С. Окнова [153], рассмотрев результаты более 110 тыс. анализов тяжелых фракций, указывает на распространение пироксенов, эпидота и амфиболов по всему разрезу фанерозоя Русской платформы. Эгириин и другие пироксены наблюдаются и в ордовике (ранний метагенез) Новой Земли и Пай-Хоя [121].

Количество подобных примеров можно было бы и увеличить. Они свидетельствуют о том, что представления об исчезновении оливина в основном в современных, ромбических пироксенов — в третичных, моноклинных пироксенов и амфиболов — в мезозойских отложениях в связи с внутрислойным растворением [116, 242] нуждаются в существенных коррективах. По-видимому, нередкими являются специфические условия (возможно, запечатывание минералов в замкнутых порах), в которых неустойчивые минералы в заметных количествах сохраняются до самых поздних этапов существования осадочной породы.

ЛИЦА 6
В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ СЕВЕРА ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ, %

район		Север Сибирской платформы				Лено-Оленекский район					
Карбон	Пермь	Синий	Кембрий	Пермь	Триас	Кембрий	Карбон	Пермь	Триас	Юра	Мел
0,1	4,2	13,2	9,0	20,1	17,9	4,2	8,3	12,1	3,6	13,0	17,5
4,0	0,2	0,3	1,3	+	0,6	0,3	3,3	1,0	1,5	3,2	16,9
9,0	0,6	0,4	4,3	0,9	1,5	0,6	0,7	1,4	1,2	6,7	22,3
3,0	—	—	—	1,1	—	—	+	1,7	—	10,0	0,2
—	31,4	4,0	26,8	—	3,3	2,7	—	—	2,6	—	—
0,3	3,8	1,5	3,3	0,5	0,9	0,5	2,0	0,3	0,8	0,7	0,1
—	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—
5	129	26	61	150	40	37	3	44	22	22	45

В целом наблюдающаяся картина распределения тяжелых минералов в изучаемых отложениях контролируется прежде всего составом пород в пределах источников сноса, непосредственно примыкающих к области седиментации, и дифференциацией минералов по площади бассейна. Выветривание на континенте и внутрислойное растворение не оказывали определяющего влияния на состав тяжелой фракции пород.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Для изучения распределения глинистых минералов использовались рентгенографические исследования*, дополненные электронномикроскопическими, электронографическими и химическими анализами.

В изучаемых отложениях обнаружены следующие основные глинистые минералы — смектит**, гидрослюды, различные смешаннослойные образования, хлориты и каолинит.

Смектиты имеют диоктаэдрический характер (060 1,496—1,503). Среди изученных образцов преобладают кальциевые и кальциево-магниево-магневые формы с межслоевым расстоянием 13—14Å. Натриевые разности (001—12,4Å) имеют резко подчиненное значение. При насыщении этиленгликолем наблюдается увеличение первого базального рефлекса до 16,8—17Å, при прогревании — его сокращение до 10Å. При насыщении калием в большинстве случаев не наблюдается необратимого сжатия решетки смектитов.

Гидрослюды относятся преимущественно к диоктаэдрическим разностям. Характеризуются целочисленной серией базальных

рефлексов 10—10,1; 5; 3,33Å и т. д., не изменяющихся после насыщения препаратов этиленгликолем, прогревания, солянокислой обработки. Очень часто отмечается примесь набухающих слоев (до 10—20%), и в этом случае межслоевое расстояние составляет 10,2—10,4Å, а после насыщения препарата этиленгликолем первый базальный рефлекс приобретает асимметричный характер и появляется «хвост» в сторону малых углов. Электронографическое изучение свидетельствует о присутствии в породах гидрослюды политипов 1М и 2М, иногда в смеси друг с другом.

Среди *смешаннослойных минералов* доминируют диоктаэдрические (060 1,497—1,501) разности слюдистого типа с различной долей лабильного компонента. В зависимости от содержания подвижных межслоевых промежутков (15—90%) значение первого базального рефлекса 10,2—14Å увеличивается при насыщении этиленгликолем до 16,5—16,8Å, а при невысоком содержании набухающего компонента отмечается появление рефлекса 9,8—9,9Å. При прокаливании происходит сжатие решетки до 10Å. Встречаются и смешаннослойные образования более сложного состава, типа гидрослюды — смектит — хлорит, а также смешаннослойные минералы ряда смектит — хлорит с резким преобладанием хлоритового компонента, близкие к разбухающим хлоритам. Примесь хлоритового компонента обуславливает неполное сжатие решетки при прокаливании до 12—13,4Å, иногда (при небольшом ее содержании) — появление хвоста или площадки у рефлекса 10Å в малоугловой области. В среднеюрских отложениях Усть-Енисейского района и в тоарских толщах бассейна р. Оленека [126, 204] обнаружены упорядоченные смешаннослойные минералы (ректорит).

Хлориты относятся к триоктаэдрическому типу и, как свидетельствуют сильно колеблющиеся отношения интегральных интенсивностей базальных рефлексов первого и второго порядков (от 0,7 до 5—8), характеризуются изменчивым составом. Преобладают магнетизально-железистые разности с отношением 002/001 около 1,2—1,5.

Изученные хлориты, как правило, полностью растворяются в горячей и кипящей соляной кислоте. Они разрушаются при термической обработке (600°C, 2 ч) с сокращением первого базального отражения до 13,6—13,8Å и исчезновением базальных рефлексов второго и более высоких порядков.

Каолинит является довольно обычной примесью изученных тонких фракций. По данным электронномикроскопического исследования в подавляющем большинстве образцов каолинитовые зерна имеют небольшие (десятичные доли — единицы микронов) размеры, нередко разрушены и деформированы. На рентгенограммах отмечается серия базальных рефлексов 7,1—7,2; 3,55Å и т. д., сохраняющихся при солянокислой обработке и исчезающих после прогревания образца. Надежная дифференциация

* Дифрактометры УРС-50И, ДРОН-1, камера РКД-58 (медное и железное отфильтрованное излучение). Образцы ориентированные: воздушно-сухие; насыщенные этиленгликолем для диагностики подвижных межслоевых промежутков; прогретые (600°C, 2 ч) для диагностики минералов с лабильной решеткой и хлоритов [178]. 500 образцов обработано 10%-ной HCl (30 мин кипячения) для дифференциации хлоритов и каолинита. Выборочные обработки: 5%-ная HCl (80°C, 2 ч) для освобождения от хлоритов при определении политипов гидрослюды; насыщение магнием для диагностики вермикулитового компонента; насыщение калием [201] для оценки общего слоевого заряда слюдистых минералов; обработка NaOH [24] для диагностики шамозита. Определение политипов гидрослюды и характера заселения октаэдрических слоев проводилось в разориентированных препаратах. Для полуколичественных оценок содержания минералов подсчитывались соотношения интегральных интенсивностей базальных рефлексов на дифрактограммах препаратов, насыщенных этиленгликолем. При переходе к массовым содержаниям использовались коэффициенты, полученные экспериментально Г. В. Лебедевой и Л. С. Скубелюной для искусственных смесей глинистых минералов. Округленные значения коэффициентов: смектиты (для рефлекса 001) — 0,25; хлориты (002) и каолинит (001) — 0,5; гидрослюды (001) — 1,0.

** Термин «смектит» используется здесь в качестве общего названия для минералов монтмориллонитовой группы [175].

ция хлорита и каолинита в связи с наложением базальных рефлексов последнего на рефлексы четных порядков хлорита осуществлялась с использованием солянокислой обработки. Сохранение базального рефлекса около 7Å свидетельствовало о присутствии каолинита. Полуколичественный подсчет содержаний минералов производился путем подсчета соотношений интегральных интенсивностей первых базальных рефлексов каолинита и гидрослюда на дифрактограммах образцов, обработанных кипящей соляной кислотой, и последующего расчета вклада каолинитового и хлоритового компонентов в интегральную интенсивность рефлекса 7,12Å на дифрактограмме насыщенного этиленгликолем препарата. При этом соотношение интенсивностей первых базальных рефлексов каолинита и гидрослюда — минералов, не разрушающихся при солянокислой обработке, принималось постоянным на обеих дифрактограммах.

Кроме перечисленных глинистых минералов, являющихся обычными компонентами изученных образцов, в нижнемеловых отложениях разреза п-ова Пахса обнаружен шамозит — двухслойный высокожелезистый минерал [175], разрушающийся при обработке щелочью натрия [24], а в валанжинских отложениях этого же разреза встречен вермикулит (14Å) — минерал, не изменяющийся при насыщении этиленгликолем и солянокислой обработке и сжимающийся до 10Å при прокаливании [175]. По данным электронномикроскопического изучения в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях изредка наблюдаются трубчатые кристаллы галлуазита. Из неглинистых минералов нередко встречаются кварц, полевые шпаты, иногда кальцит и ярозит.

*Глауконит** широко распространен в юрских и нижнемеловых отложениях северной Сибири. Он представлен зернами различных размеров, от сотых долей до 0,8—1,2 мм, округлыми, овальными, лопастными, изредка неправильной формы, нередко разбитыми трещинами синерезиса. Наблюдаются как однородные, так и концентрические оолитовые зерна, обычно с более светлой каймой, окружающей темное ядро или обломочную частицу. Часть центров нередко замещена карбонатом. Отдельные зерна весьма напоминают биотит, обладают отчетливо выраженной спайностью, удлиненным габитусом, резким плеохроизмом в зеленых и бурых тонах, высоким двупреломлением.

Среди глауконитов отчетливо выделяются две разновидности — яблочно- и светло-зеленая и более высокопреломляющая коричневатобурая, связанные друг с другом постепенными переходами. Дифрактометрическое изучение мономинеральной фракции глауконитов, выделенных в ИГиГ СО АН СССР

* Общее условное название для зеленых, зеленовато-бурых, бурых, в разной степени плеохроичных зерен, нередко обладающих агрегатной поляризацией, с двупреломлением от тысячных до 0,020—0,030.

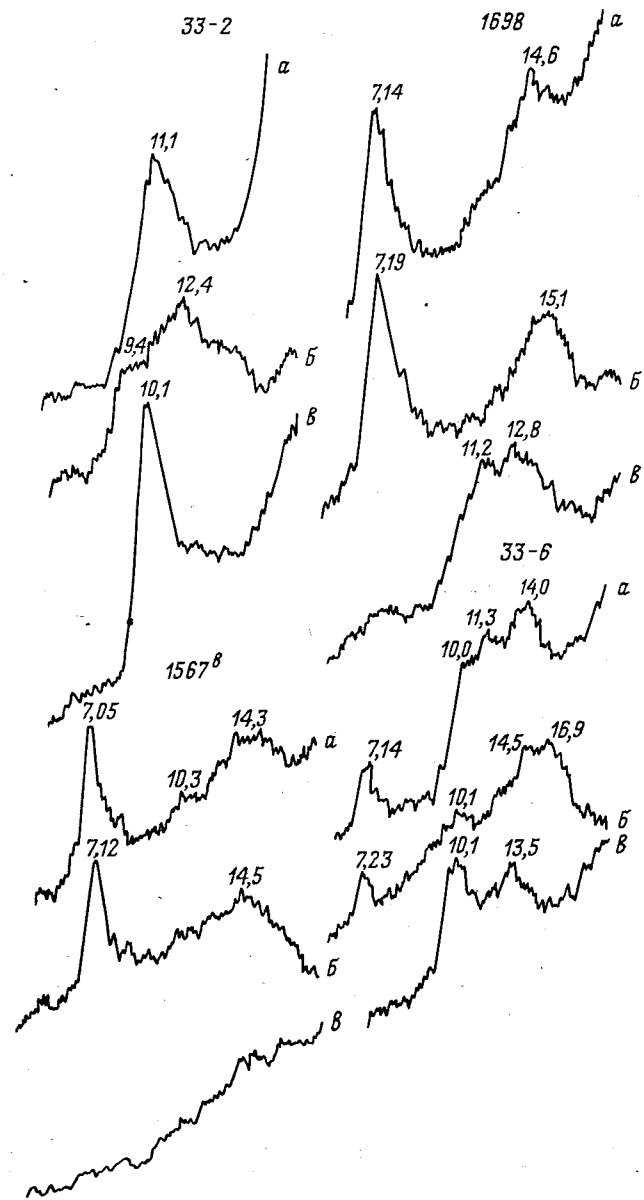


Рис. 43. Фрагменты дифрактограмм фракции $<0,001\text{ мм}$ силикатных микроконкреций («глауконитов»).

Обр. 1698 — верхний тоар — нижний аален (восточный берег Анабарской губы); обр. 1567^в — байос (р. Анабар); обр. 33-2 — оксфорд (п-ов Пахса); обр. 33-6 — нижний кимеридж (п-ов Пахса). Обозначения а—в см. на рис. 13.

И. В. Николаевой, свидетельствует об их различном минеральном составе. Большая часть изученных глауконитов представлена смешаннослойным минералом гидрослюда-сметит с различным (от 25—50 до 80%) содержанием подвижных межслоевых промежутков (рис. 43, обр. 33-2), в отдельных случаях с примесью хлоритов, гидрослюды, кальцита и гетита. Часть глауконитов образована слабо набухающими с этиленгликолем хлоритами (обр. 1567^а, 1698), иногда с незначительной примесью гидрослюды (обр. 1567^а) или заметным содержанием сметита и смешаннослойного минерала с хлоритовым компонентом (обр. 1698). Нередко отмечается примесь кальцита. Встречаются образцы, представленные смесью сметита, хлорита и гидрослюды (обр. 33-6), и образцы, в которых зерна глауконита замещены гетитом и кальцитом.

Рассмотрим распределение основных глинистых минералов по площади, разрезу и различным гранулометрическим типам пород.

Анализ схем распределения глинистых минералов по площади свидетельствует о том, что, несмотря на некоторые отличия, наблюдающиеся в узоре отдельных схематических карт, распределение глинистых минералов характеризуется рядом устойчивых общих закономерностей.

Повышенные содержания *сметита* постоянно тяготеют к южной и западной частям территории, примыкающим к Сибирской платформе (рис. 44). Количество сметита убывает к северу и к востоку, вновь незначительно возрастает в прибрежных разрезах Таймыра. Весьма характерно полное отсутствие сметитов (даже в битуминозных толщах и корках выветривания, представленных пластичными глинами) на северо-востоке территории, в районе складчатого борта Приверхоянского прогиба.

Распределение *смешаннослойных минералов*, а также распределение содержаний в них набухающего компонента в целом аналогично распределению сметита. При этом намечаются определенные закономерности в изменении концентраций сметита и смешаннослойных минералов с различным количеством подвижных межслоевых промежутков.

Глинистая фракция континентальных угленосных (джаскойская свита Жиганского района, готерив — альб Хатангского прогиба), дельтовых (байос, бат Жиганского района), лагуновых (готерив бассейна р. Хеты, волжские отложения Жиганского района), литоральных (среднеюрские отложения бассейна р. Уджи, нижневолжские толщи р. Хеты) отложений сложена, как правило, сметитом. Формировавшиеся дальше от береговой линии сублиторальные (различные горизонты юрских отложений разрезов рек Боярки, Анабара, Сянгюде, Молдо и др.) и относительно глубоководные (верхневолжские — нижеберриасские отложения п-ова Пахса) отложения содержат наряду со сметитом также и смешаннослойные минералы ряда гидрослю-

да — сметит с высоким содержанием (50—80%) подвижных межслоевых промежутков. Отложения складчатой зоны прогибов (кроме Усть-Анабарского района и юрско-меловых толщ Таймыра), независимо от их фашиального типа, практически не содержат сметита. В них присутствуют лишь смешаннослойные минералы, часто с невысоким (менее 40—50%) содержанием набухающей фазы (рис. 13, обр. 2718, 3969, 3971). При этом количество подвижных межслоевых промежутков уменьшается от Таймырской к Верхоянской складчатой области до 20—30% (рис. 14, 15).

В целом суммарное количество смешаннослойных образований и сметита уменьшается от окраин к центральным частям палеобассейна, а также к складчатой области на северо-востоке района. Противоположный характер имеет распределение *гидрослюды*, количество которых возрастает от платформы к складчатым зонам (рис. 44, 45). Особенно высокие концентрации гидрослюды (более 70%) постоянно наблюдаются в районе складчатого борта Приверхоянского прогиба.

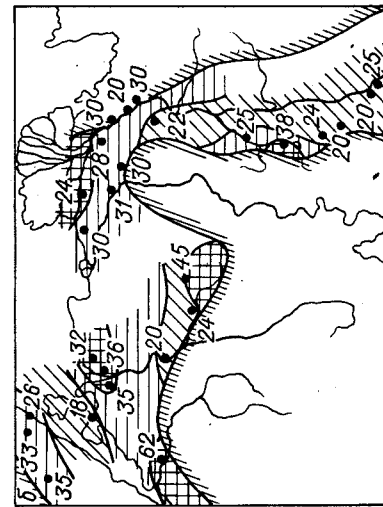
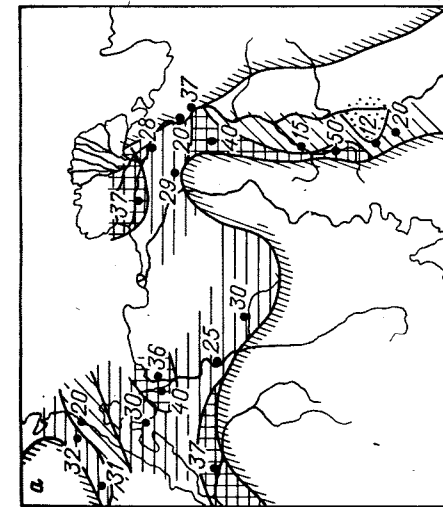
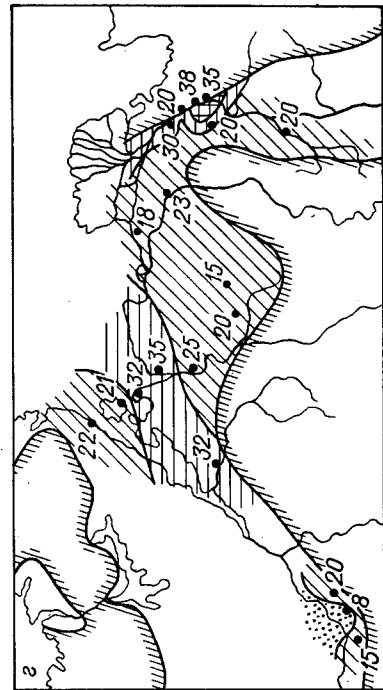
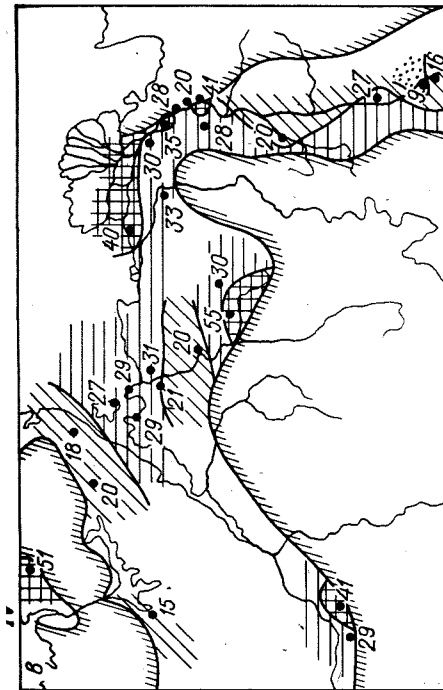
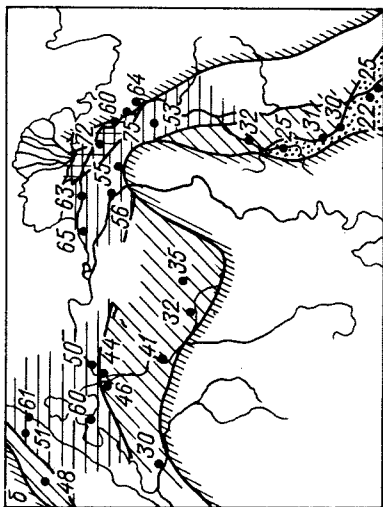
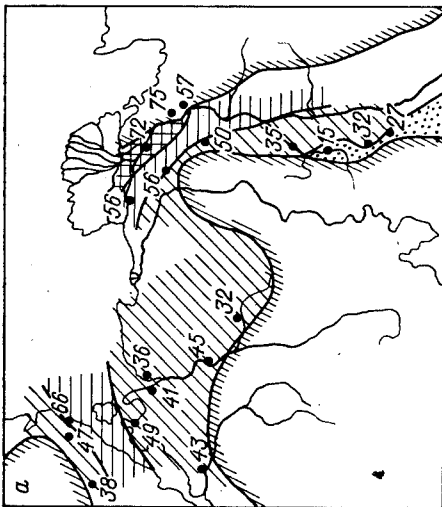
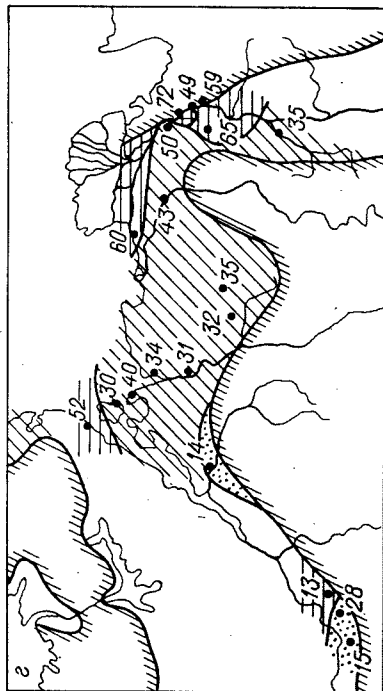
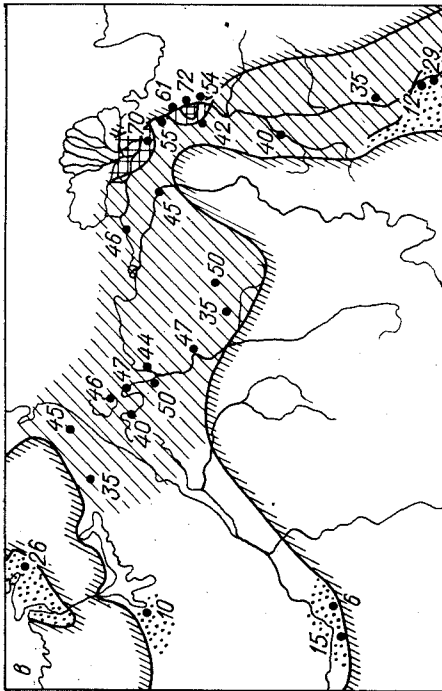
В распределении *каолинита* наблюдаются два устойчивых максимума. Первый из них тяготеет к Таймыру и разрезам северо-восточной части Енисей-Хатангского прогиба — району бухты Нордвик и Анабарской губы. Пониженные содержания каолинита в разрезе м. Цветкова разделяют эту область его высоких концентраций на два самостоятельных максимума (см. рис. 44).

Вторая область повышенных содержаний каолинита — район Оленекского поднятия и северо-восточной окраины Сибирской платформы. Зоны постоянно пониженных концентраций и отсутствия минерала — Приверхоянская (восточная и северо-восточная) часть рассматриваемой территории и, нередко, ее центральная (междуречье Анабара и Оленека) и южная области.

Наиболее сложно распределение *хлоритов*. Общей тенденцией является тяготение повышенных содержаний минералов к периферической части бассейна. Простой и устойчивый во времени характер имеет распределение *глауконита*. Область его максимальных концентраций протягивается полосой вдоль южного борта бассейна, тяготея к северной окраине Сибирской платформы. Она постепенно сменяется зоной пониженных содержаний, охватывающих центральную часть изученной территории. Северные и восточные районы характеризуются наиболее низкими концентрациями силикатных зерен, образующих лишь отдельные редкие маломощные прослои.

Распределение глинистых минералов по разрезу морского мезозойского терригенного комплекса северной Сибири, как показывает анализ изменений средних *содержаний глинистых минералов* на площадных схемах и в частных разрезах, также характеризуется некоторыми особенностями, общими для всей рассматриваемой территории.

III



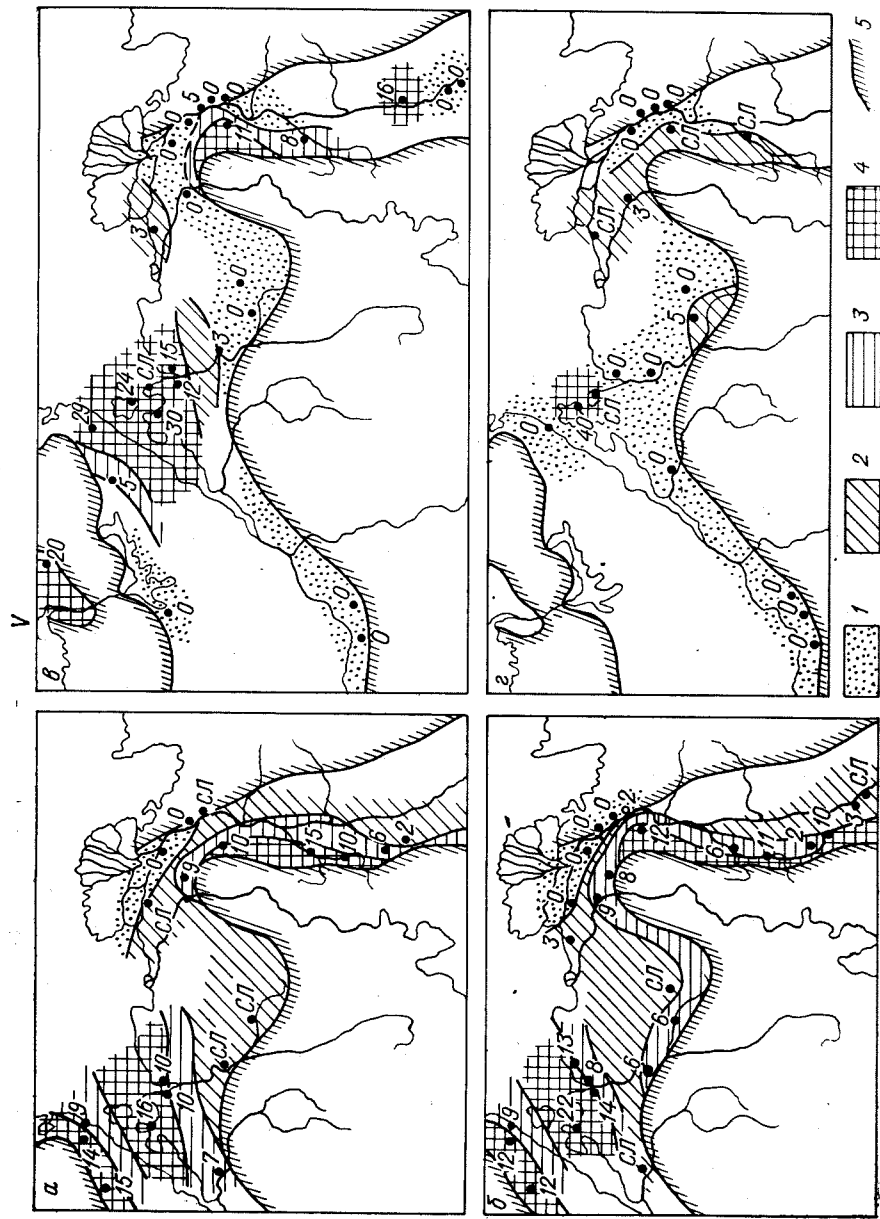


Рис. 44. Среднее содержание (%) основных глинистых минералов в морских юрских и нижнемеловых отложениях севера Восточной Сибири
 Юра: а — нижняя, б — средняя, в — верхняя; 2 — нижний мел. Сп — смешаннослойные минералы (1 — 0—5, 2 — 5—15, 3 — 15—25, 4 — более 25); III — гидрослюда (1 — 0—30, 2 — 30—50, 3 — 50—70, 4 — более 70); IV — хлорит (1 — 0—10, 2 — 10—25, 3 — 25—35, 4 — более 35); V — каолинит (1 — 0, 2 — 0—5, 3 — 5—10, 4 — более 10); 5 — границы мезозойского терригенного выположения прогибов. Цифры на рисунке — среднее содержание минерала (числитель) и количество изученных образцов (знаменатель).

По сравнению с пермскими отложениями (см. рис. 6), сильно обогащенными гидрослюдистым компонентом и обедненными минералами с подвижной решеткой, мезозойские толщи характеризуются высокими концентрациями хлоритов, отчасти смектита и смешаннослойных образований. Особенно много хлоритов в триасовых отложениях. Максимум содержания минералов с лабильной решеткой падает на нижнеоленекские, тоарские и верхнеюрско-нижнемеловые толщи.

В распределении каолинита отмечается байоскелловейский максимум и резкий волжско-берриасский и валанжинский минимум, когда каолинит исчезает из большинства изученных разрезов.

Отчетливый стратиграфический контроль характерен для распределения глауконита. Глауконитообразование наблюдается на следующих стратиграфических уровнях: основание плинсбаха (разрез у м. Цветкова, бассейн р. Уджи); домер (м. Цветков, р. Муна); верхний тоар — низы аалена (Анабарская губа); основание байоса (м. Цветкова, бассейны рек Анабара и Уджи); верхний келловей (Анабарская губа, пос. Станях-Хочо); оксфорд, кимеридж, нижне- и средневолжские слои (все разрезы), нижний валанжин (р. Боярка, бассейны рек Анабара и Оленека). При этом максимум глауконитонакопления падает на оксфордский, кимериджский, волжский ярусы. Здесь глауконит является важным породообразующим минералом, а глауконититы — распространенным типом пород. Наиболее выдержан по площади нижнеоксфордский глауконитовый горизонт, сохранившийся на большей части изученной территории.

Химические данные также свидетельствуют о существенной эволюции состава тонких фракций пород в ряду пермские — триасовые — юрские — меловые отложения. На рис. 46 показаны изменения средних содержаний магния, железа, занимающих октаэдрические позиции, и алюминия, заселяющего как тетраэдры, так и главным образом октаэдры в решетке глинистых минералов.

Глинистые минералы пермских отложений заметно обогащены алюминием. В связи с отсутствием каолинита в наиболее богатых алюминием пермских глинистых породах Чекуровской антиклинали можно считать, что такой химический состав обусловлен гидрослюдистым характером пермских аргиллитов. При переходе к верхнепермским отложе-

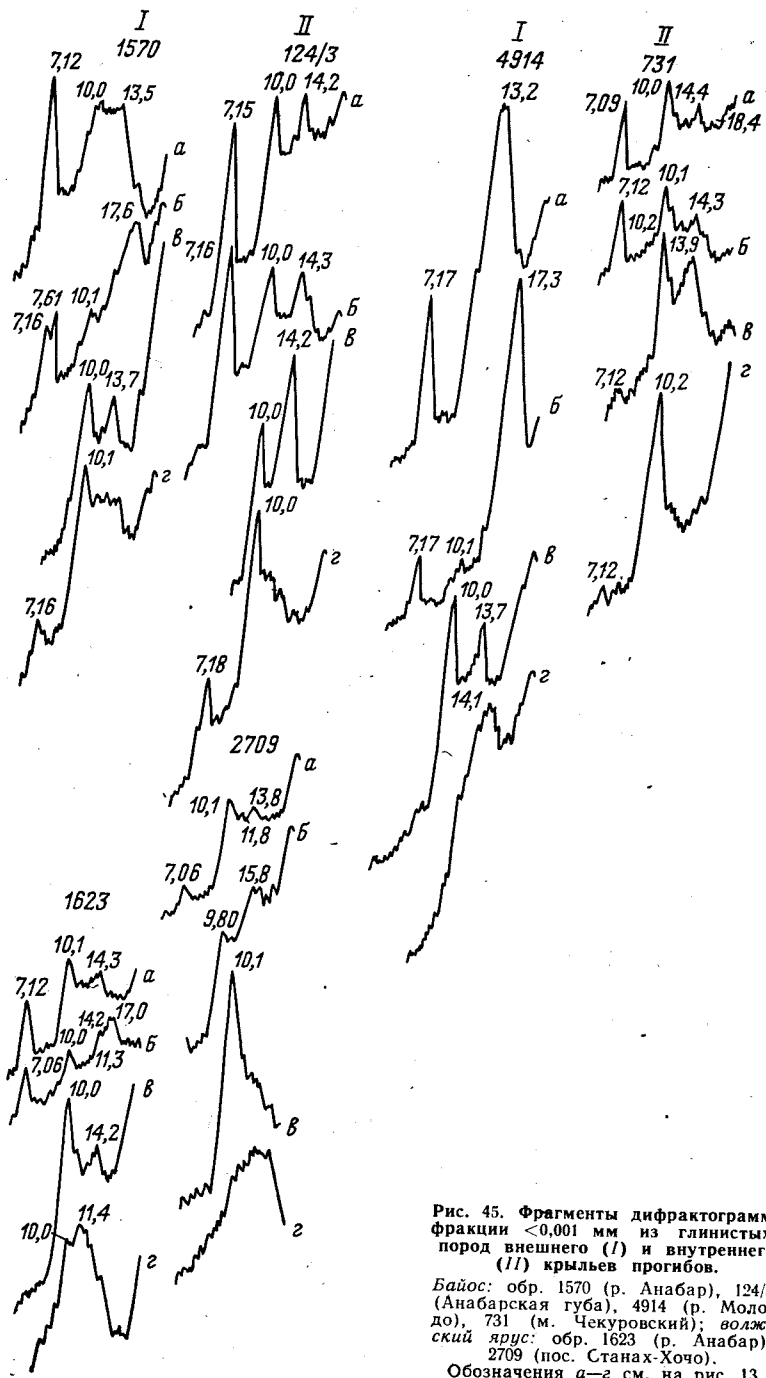


Рис. 45. Фрагменты дифрактограмм фракции $<0,001\text{ мкм}$ из глинистых пород внешнего (I) и внутреннего (II) крыльев прогиба.

Байос: обр. 1570 (р. Анабар), 124/3 (Анабарская губа), 4914 (р. Молодо), 731 (м. Чекуровский); волжский ярус: обр. 1623 (р. Анабар), 2709 (пос. Станях-Хочо).
Обозначения а-г см. на рис. 13.

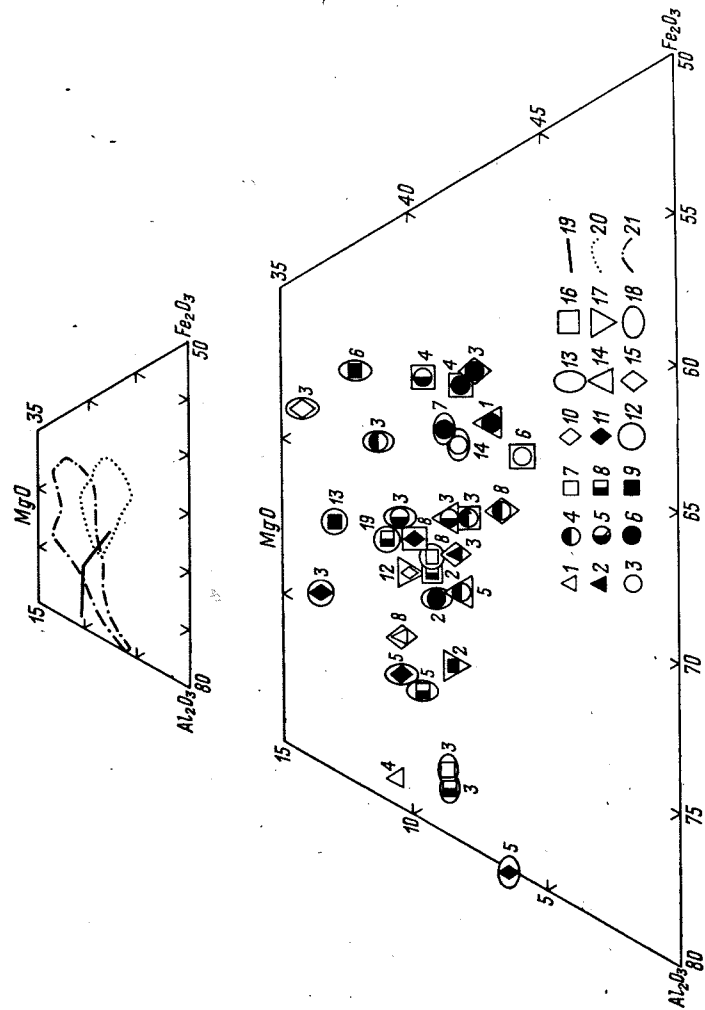


Рис. 46. Изменение средних составов фракции $<0,001\text{ мкм}$ в пересчете на 100%-ную систему $\text{MgO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3$ по 178 образцам пермских и мезозойских отложений севера Восточной Сибири.

Пермь: 1 — нижняя; 2 — верхняя; 3 — триас, ярус; 4 — оленекский; 5 — анзиский; 6 — каринский; 7 — нижняя; 8 — средняя; 9 — верхняя; нижний мел: 10 — морской; 11 — континентальный; 12 — Жиганский район (по данным Б. И. Тест, 3. В. Осиповой, В. Я. Сычева, 1961 и Р. А. Биджиева 1968 г.); 13 — Чекуровский анклава (по данным М. Е. Капана, 1970 г.); 14 — Харулахские горы, реки Чубукулах, Даркы (по данным И. С. Грамберга, Н. С. Спиро, Э. Н. Аллоновой, 1969 г.); 15 — Булкурская анклава (по данным Т. М. Емельянцева, А. И. Кравцовой, П. С. Пука, 1958 г.); 16 — междуречье Оленека и Оденекской протоки, разрез рек Науги, Оденека, м. Улахан-Крест, пос. Станях-Хочо, р. Нуучча-Юрэгэ (по данным А. В. Ивановской [73]) и Чай-Тумусского месторождения (нижнееловые угленосные отложения, по данным А. С. Запорожцевой, 1958 г.); 17 — Поволжье (по данным М. Е. Капана, 1968 г.); 18 — Усть-Енисейский район (по данным А. С. Запорожцевой, Т. М. Пчелиной, 1962, А. С. Запорожцевой, 1955 г.). Поля отложен: 19 — пермских; 20 — триасовых; 21 — юрско-меловых. Цифры на рисунке — количество образцов, использованных при вычислении средних значений.

1962, А. С. Запорожцевой, 1955 г.). Поля отложен: 19 — пермских; 20 — триасовых; 21 — юрско-меловых. Цифры на рисунке — количество образцов, использованных при вычислении средних значений.

ниям (Булкурская антиклиналь) наблюдается постепенное увеличение количества железа. Максимально обогащены железом триасовые толщи. Это, несомненно, связано с обилием хлоритов, выявленным по результатам рентгенографического анализа (см. рис. 6). Юрско-меловые отложения при близких к триасовым или несколько меньших количествах железа отличаются от них повышенным содержанием магния. Особенно много железа и магния нередко отмечается в верхнеюрских и морских меловых отложениях. Обогащение аргиллитов Усть-Енисейского района

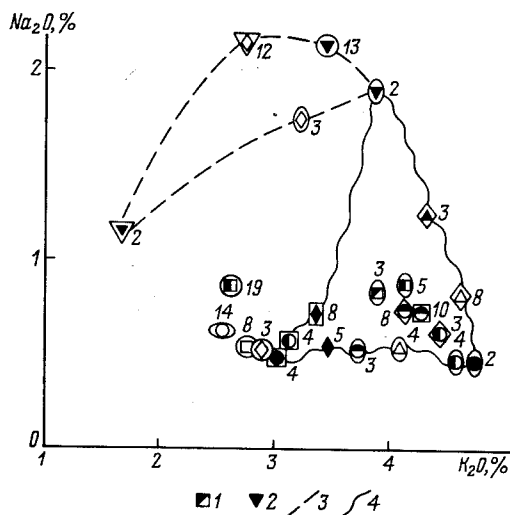


Рис. 47. Изменение средних содержаний Na_2O и K_2O во фракции $<0,001$ мм пермских и мезозойских отложений севера Восточной Сибири.

1 — келловей; 2 — волжско-берриасские отложения; поля отложений; 3 — морских верхнеюрских и нижнемеловых, 4 — средней зоны катангеиза. Остальные условные обозначения см. на рис. 46.

алюминием, обуславливающей вытянутость юрско-мелового поля к вершине Al_2O_3 , связано с заметными содержаниями каолинита [204].

Характерным является и распределение натрия и калия, заполняющих межслоевые промежутки в глинистых минералах (рис. 47). Отмечается обогащение калием (до 6%) отложений Верхоянской складчатой области по сравнению с толщами платформенного борта прогибов. В юрских отложениях несколько больше натрия, чем в триасовых. Особенно много натрия (до 5—6%) содержат волжско-берриасские и морские нижнемеловые толщи. При этом его повышенные концентрации отмечаются в отложениях как платформенной, так и складчатой зоны (Чевуровская антиклиналь).

В целом химические данные свидетельствуют о значительном обогащении железом триасовых аргиллитов, обусловленном высоким содержанием в них хлоритового компонента; о повышенной концентрации магния в юрско-меловых, особенно в верхнеюрских и морских нижнемеловых, толщах, обусловленной за-

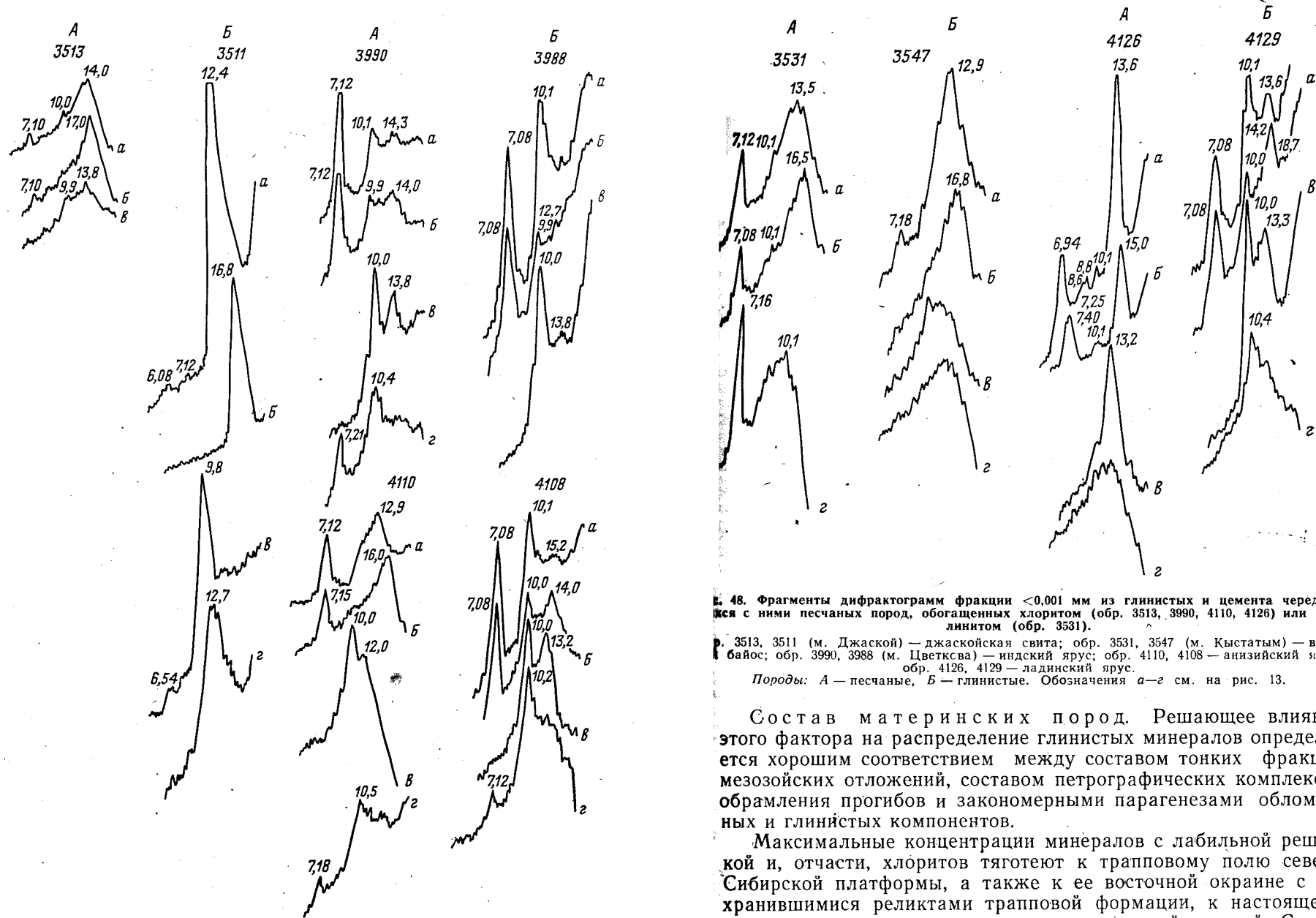
метными содержаниями хлоритов, смектита и, по-видимому, особенностями состава гидрослюды; об обогащении калием тонких фракций отложений Верхоянского складчатого борта прогибов по сравнению с толщами платформенного крыла; о резко повышенной концентрации натрия в верхнеюрских (послекелловейских) и морских меловых отложениях, коррелирующей с высоким содержанием смектита.

Наблюдается отчетливая связь между составом обломочных компонентов, глинистых цемента алевритово-песчаных пород и переслаивающихся с ними глин и аргиллитов.

В породах с основным эффузивным материалом как пирокластического, так и осадочного происхождения — туфах и туффитах базальтов, порфириновых граувакках, в цементирующем веществе и в ассоциирующих глинистых прослоях — широко представлены хлорит, смектит, смешаннослойные минералы (см. табл. 1). В литокластах и связанных с ними аргиллитах значительную роль играют гидрослюды, иногда присутствует каолинит. В кварцевых песчаниках, особенно в чередующихся с ними глинистых породах, содержание каолинита возрастает до десятков процентов (рис. 20, 29). Для аркозовых песчаников, среди которых резко преобладают средние и основные разности, сильно обогащенные полевыми шпатами, обычными являются хлоритовые и смектитовые цементы и смектитовый состав ассоциирующих глинистых пород. Во многих случаях и в тех и в других отмечается примесь каолинита. Наиболее характерное отклонение от этой картины — монотонный хлоритово-гидрослюдистый состав глинистых компонентов юрско-меловых аркозовых отложений складчатой зоны Приверхоянского прогиба. Обращает также внимание отсутствие каолинита в ассоциации с некоторыми кварцевыми и аркозовыми песчаниками.

При сравнении состава тонких фракций алевритово-песчаных и чередующихся с ними глинистых пород выделяются три типичных случая (см. рис. 27, 48, табл. 1): в первом из них отмечается почти полная идентичность состава глинистых компонентов различных гранулометрических типов пород; во втором случае на фоне одинакового набора глинистых минералов наблюдаются отличия в количественных содержаниях отдельных минералов; в третьем — иногда выявляются коренные отличия в составе тонких фракций разных гранулометрических типов пород. Глинистые цементы песчаных прослоев бывают представлены хлоритом (некоторые образцы триасовых песчаников различных разрезов, средне- и верхнеюрских песчаных пород Жиганского района) или каолинитом (юрские и меловые песчаники в скважинах Усть-Енисейского района) при разнообразном поликомпонентном составе глинистых пород.

Анализ приведенного фактического материала свидетельствует о влиянии на распределение глинистых минералов следующих основных факторов: состава пород в пределах питающих



Р. 48. Фрагменты дифрактограмм фракции <0,001 мм из глинистых и цемента чередующихся с ними песчаных пород, обогащенных хлоритом (обр. 3513, 3990, 4110, 4126) или каолинитом (обр. 3531).

р. 3513, 3511 (м. Джаской) — джаскойская свита; обр. 3531, 3547 (м. Кыстатим) — верх-байос; обр. 3990, 3988 (м. Цветквса) — индийский ярус; обр. 4110, 4108 — анизийский ярус; обр. 4126, 4129 — ладинский ярус.

Породы: А — песчаные, Б — глинистые. Обозначения а—г см. на рис. 13.

Состав материнских пород. Решающее влияние этого фактора на распределение глинистых минералов определяется хорошим соответствием между составом тонких фракций мезозойских отложений, составом петрографических комплексов обрамления прогибов и закономерными парагенезами обломочных и глинистых компонентов.

Максимальные концентрации минералов с лабильной решеткой и, отчасти, хлоритов тяготеют к трапповому полю севера Сибирской платформы, а также к ее восточной окраине с сохранившимися реликтами трапповой формации, к настоящему времени практически полностью уничтоженной эрозией. С разрушением основных эффузивов связаны и локальные максимумы содержания минералов с лабильной решеткой в некоторых таймырских разрезах (реки Подкаменная, Дябька-Тари).

провинций; интенсивности выветривания на континенте; дифференциации материала по площади бассейна; постседиментационных процессов.

Значительные концентрации каолинита наблюдаются вблизи областей развития кислых пород — Анабарского массива и Горного Таймыра. Постоянно высокие содержания каолинита в разрезах Усть-Анабарского района, несомненно, свидетельствуют о присутствии здесь устойчивого внутреннего источника сноса, располагавшегося, по-видимому, по данным изучения обломочных компонентов и геофизическим наблюдениям в районе севернее хр. Прончищева.

Увеличение количества гидрослюдов в северо-восточных приплатформенных разрезах Оленекского поднятия обусловлено широким развитием здесь в пределах питающих провинций палеозойских и протерозойских терригенных и карбонатных толщ. Глинистые компоненты верхнепротерозойских, кембрийских, пермских отложений по данным выполненного нами дифрактометрического изучения пород Чекуровского разреза представлены гидрослюдами и хлоритом. Преимущественно гидрослюдистый состав имеет и глинистый материал кембрийских пород бассейна р. Оленека [57]. По данным К—Аг-метода гидрослюды домерских отложений Оленекского поднятия в разрезе р. Келимера (определение Л. Я. Стасюкевич образца Т. И. Кириной) имеют раннекаменноугольный возраст (350 млн. лет).

На аллотигенный характер глинистого материала указывает отчетливая связь (см. рис. 27 и табл. 1) между составом обломочных компонентов, цементов алевритово-песчаных пород и чередующихся с ними глин и аргиллитов (обогащение хлоритами и минералами с лабильной решеткой туфов, туффитов, базальтов и порфириновых граувакк, т. е. пород с основным пирокластическим и эффузивным материалом и ассоциирующих с ними аргиллитов; обогащение каолинитом глинистых пород, чередующихся с кварцевыми песчаниками; обогащение гидрослюдами цемента литокласт и переслаивающихся с ними аргиллитов и т. д.).

При этом влияние материнских пород на состав глинистой фракции мезозойских отложений проявляется в следующем: 1) непосредственном унаследовании материала пород, развитых в пределах питающих провинций (например, хлорита, гидрослюдов, поступающих при разрушении пермских терригенных и палеозойских карбонатных пород); 2) унаследовании продуктов выветривания, часто характерных для определенных петрографических комплексов (смектита и хлорита — для основных пород, каолинита — для кислых пород и т. д.); 3) «заданности» диагенетических и катагенетических процессов трансформации и синтеза глинистых минералов, зависящих от состава исходного материала: хлоритовые и смектитовые цементы развиваются по неустойчивым магнезиально-железистым компонентам — основному эффузивному и пирокластическому материалу в туфах, туффитах, порфириновых граувакках, по амфиболом, биотиту — в основных аркозах; высокие концентрации глауконита примы-

кают к трапповому полю Сибирской платформы, являвшемуся дополнительным источником компонентов, необходимых для синтеза минерала.

В целом приведенные данные свидетельствуют об определяющем влиянии материнских пород на состав глинистой части мезозойской толщи. Этот вывод согласуется с результатами изучения как современных, так и древних отложений седиментационных бассейнов гумидной зоны [25, 37, 141, 172, 195, 220, 224, 255, 256 и др.].

Следует специально остановиться на случаях нарушения закономерных парагенезов глинистых и обломочных компонентов. Они проявляются в отсутствии каолинита и обогащении хлоритами и особенно смектитом толщ с кварцевым и аркозовым материалом. Эти минералы присутствуют не только в цементе аркозовых песчаников, где они развиваются за счет разнообразных фемических компонентов, прежде всего биотита и амфиболов. Хлорит и смектит являются главными минералами чередующихся с песчаниками глинистых пород.

Вероятная причина этого явления — различный источник глинистого и алевритово-песчаного материала. Глинистый материал поступал при разрушении глинистых, карбонатных пород, трапповых образований и в последнем случае имел существенно хлоритово-смектитовый состав. Песчано-алевритовый материал представлял собой продукты разрушения полнокристаллических кислых изверженных и метаморфических пород. Каолинит, приносившийся с аркозовым материалом, терялся в многократно большем объеме глинистых продуктов разрушения карбонатных, глинистых, основных изверженных пород. Поэтому в аркозовых толщах, формировавшихся у края траппового поля в Хатангском и Лено-Анабарском прогибе, каолинит практически отсутствует. Там, где траппов мало или их нет (Оленекское поднятие, Приверхоянский прогиб, Северо-Восточный Таймыр), обычно отмечается присутствие нередко значительных количеств каолинита.

А. Г. Коссовская (1954 г.) также допускала различный источник глинистого (смектитового) и алевритово-песчаного материала для части третичных отложений Восточного Азербайджана. Возможно, разный источник алевритово-песчаного и глинистого материала, резкое обогащение последнего хлоритом и особенно смектитом независимо от состава алевритово-песчаных пород являются достаточно распространенным явлением.

Выветривание. Влияние выветривания на состав глинистых фракций проявляется в отчетливом стратиграфическом контроле над распределением и особенностями состава глинистых минералов.

Наиболее показательными являются нижнеоленекский, тоарский, верхнеюрский — нижнемеловой максимумы содержания минералов с лабильной решеткой. Последний из максимумов ха-

рактен также и для территории Западно-Сибирской плиты [90, 204]. О том, что возрастание количества минералов с лабильной решеткой на определенных стратиграфических уровнях обусловлено усилением интенсивности выветривания, свидетельствует обогащение мезозойских кор и продуктов выветривания по сравнению с породами субстрата смектитом и смешаннослойными минералами при параллельном уменьшении количества гидрослюдов и хлоритов (рис. 49); совпадение максимумов содержаний

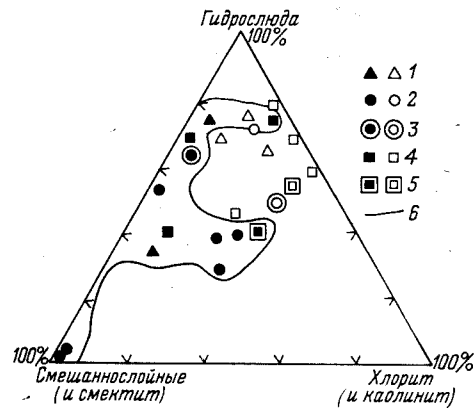


Рис. 49. Состав тонких фракций из кор и переотложенных продуктов выветривания и подстилающих их аргиллитов.

Отложения: 1 — верхнепермские, 2 — индские и оленекские, 3 — карнийские, 4 — домерские и тоарские, 5 — батские; 6 — граница поля состава кор и продуктов выветривания (показаны черными значками).

минералов с лабильной решеткой с моментами усиления выветривания (раннеолленекское время, тоар, поздняя юра — мел), устанавливаемого по геологическим данным; синхронное возрастание количества минералов с лабильной решеткой в пределах обширной территории с пестрым характером источников сноса и фациальных обстановок седиментации. Данные по современному выветриванию в Западной Европе и Африке для широкого диапазона климатических условий (от теплого умеренного до сезонного тропического климата) говорят об интенсивном развитии смектита и деградированных минералов в сиалитных продуктах выветривания [235, 240 и др.]. Аналогичные наблюдения имеются и по четвертичным отложениям. Данные Э. Шамлея [224], а также выполненный им обзор исследований Ж. Баррюсо, А. Монако, В. Перри, Ч. Ривса, Р. Фербриджа свидетельствуют о том, что в четвертичных отложениях Северной Америки и Западной Европы моментами усиления выветривания отвечает обогащение глинистой фракции пород смектитом (иногда и каолинитом) и обеднение ее хлоритами.

Выветривание оказывает влияние как на фазовый состав тонких фракций, так и на особенности глинистых минералов, в частности гидрослюдов. На этом основан предложенный недавно Э. Шамлеем [224] метод палеоклиматических реконструкций. Этапы усиления выветривания (потепления) выделяются, в част-

ности, по возрастанию в осадках количества минералов с лабильной решеткой и изменению индекса окристаллизованности гидрослюдов.

Ниже рассматриваются изменения окристаллизованности и состава гидрослюдов мезозойских отложений, интерпретируемые с точки зрения эволюции интенсивности выветривания.

Степень окристаллизованности гидрослюдов оценивалась по методу Ч. Уивера [256] — отношением высот рефлекса 001 при межплоскостных расстояниях 10 и 10,5Å (в препаратах, насыщенных этиленгликолем). Окристаллизованность контролируется несколькими факторами: интенсивностью выветривания (деградации) гидрослюдов в горизонтах выветривания на континенте [224] (с нарастанием интенсивности выветривания окристаллизованность гидрослюдов ухудшается и уменьшается острота первого базального рефлекса), степенью катагенетического преобразования гидрослюдов [1, 256] (с ее нарастанием острота рефлекса увеличивается); составом гидрослюдов [229]. Последний отражается отношением интегральных интенсивностей второго и первого базального рефлексов. На величину отношения влияет прежде всего степень замещения магния и железа алюминием в октаэдрических слоях.

Как было показано [229], для гидрослюдов «биотитового» и «биотит-мусковитового» типа (отношение $002/001 > 0,3$) характерна при прочих равных условиях и слабых катагенетических преобразованиях несколько лучшая окристаллизованность по сравнению с алюминиевыми гидрослюдами «фенгитового» и «мусковитового» типа ($002/001 < 0,3$). Можно предположить, что при отсутствии трансформации или аутигенного новообразования глинистых минералов возрастание алюминиевости гидрослюдов контролируется усилением процессов выветривания. В частности, данные по третичным песчаникам Бельгии [252] свидетельствуют о корреляции между связанной с характером выветривания степенью кристалличности каолинита и алюминиевостью гидрослюдов: к горизонтам с хорошо окристаллизованным (триклинным) каолинитом приурочены гидрослюды с максимальным содержанием октаэдрического алюминия.

Диаграммы состав — окристаллизованность для гидрослюдов мезозойских отложений приводятся на рис. 50 и 51. В сравнительных целях здесь же показаны данные по гидрослюдам синийско-кембрийских и пермских отложений.

Наиболее отчетливые изменения в связи с выветриванием обнаруживает отношение $002/001$ гидрослюдов. Минимальной алюминиевостью характеризуются гидрослюды синийско-кембрийских мергелей, известняков и доломитов. Их поле занимает на диаграмме крайнее левое положение (см. рис. 50). Необходимо отметить также и повышенную, максимальную среди всех изученных образцов, магнизиальность ассоциирующих с гидрослюдами хлоритов. Это позволяет высказать предположение о зна-

чительном влиянии на состав тонкой фракции синий-кембрийских доломитов и известняков процессов аутигенного преобразования и новообразования глинистых минералов.

Относительно пониженные содержания Al^{VI} характерны также и для гидрослюд пермских (главным образом нижнеперм-

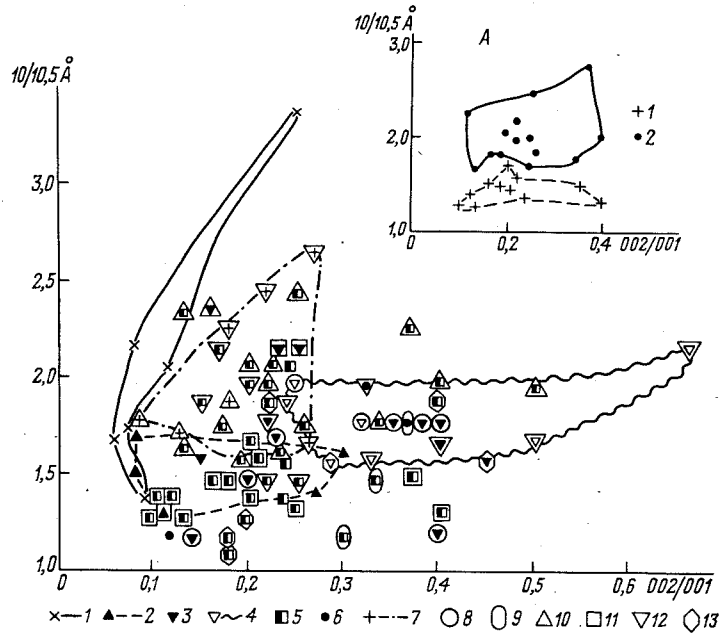


Рис. 50. Изменение отношений высоты рефлекса 10/10,5 Å и отношений интегральных интенсивностей рефлексов 002/001 гидрослюд синий-кембрийских, пермских и юрско-меловых отложений севера Восточной Сибири.

1 — синий — кембрий; 2 — пермь; 3 — плинсбах; 4 — тоар; 5 — средняя юра; 6 — келловей; 7 — волжско-берриасские отложения; 8 — Жиганский район; 9 — Чекуровская антиклиналь; 10 — реки Анабар, Буолкалаах, Келимер, Оленек; 11 — пос. Станах-Хочо, Оленекская протока; 12 — Анабарская губа, п-ов Пахса, о. Бегичева; 13 — м. Цветкова, реки Чернохребетная и Подкаменная.

A — поля гидрослюд среднеюрских отложений: (1 — складчатого, 2 — платформенного бортов Лено-Анабарского прогиба).

ских) терригенных отложений. Отношение 002/001 в них обычно не превосходит 0,3. Такой состав гидрослюд согласуется с общей вялостью процессов раннепермского выветривания, развивавшегося в условиях холодного (субарктического) климата. Значительно большей изменчивостью обладают триасовые гидрослюды. Степень окристаллизованности гидрослюд уменьшается, а содержание Al^{VI} увеличивается в ряду анизийские — карнийские — ладинские отложения. Фигуративные точки индско-оленекских отложений образуют единое широкое поле, центр тяжести которого находится между полями карнийских и ла-

динских гидрослюд. Положение поля норийско-рэтских отложений остается невыявленным из-за почти полного отсутствия данных.

Дополнительная информация о характере выветривания, по-видимому, содержится также и в особенностях конфигурации полей разновозрастных отложений. Значительная дисперсия точек анализов гидрослюд индско-оленекских и в меньшей степени анизийских отложений (широкие поля) и небольшой разброс точек карнийских и ладинских отложений (узкие поля), воз-

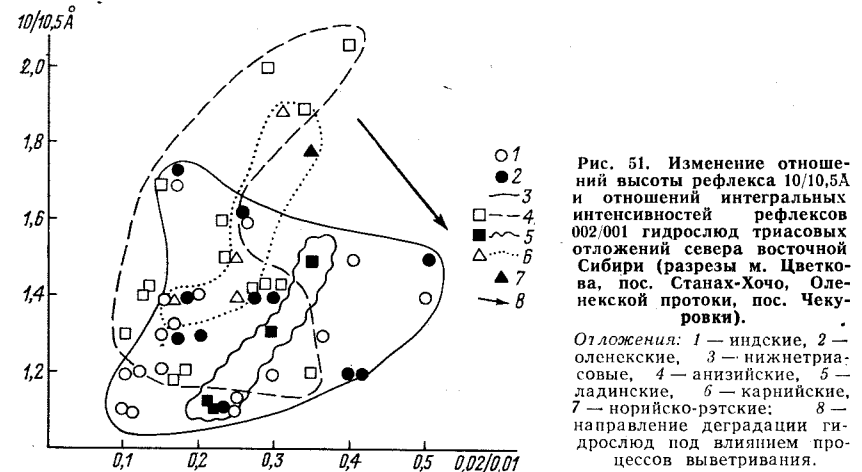


Рис. 51. Изменение отношений высоты рефлекса 10/10,5 Å и отношений интегральных интенсивностей рефлексов 002/001 гидрослюд триасовых отложений севера восточной Сибири (разрезы м. Цветкова, пос. Станах-Хочо, Оленекской протоки, пос. Чекуровка).

Отложения: 1 — индские, 2 — оленекские, 3 — нижнетриасовые, 4 — анизийские, 5 — ладинские, 6 — карнийские, 7 — норийско-рэтские; 8 — направление деградации гидрослюд под влиянием процессов выветривания.

можно, объясняются различной изменчивостью условий выветривания, большей в раннетриасовое — анизийское и меньшей в ладинско-карнийское время.

Изменение отношения 002/001 гидрослюд юрских отложений не обнаруживает отчетливой тенденции. Возможно, это обусловлено вялостью процессов юрского выветривания и унаследованностью гидрослюд из подстилающих толщ. В общем облаке точек выделяются тоарские отложения с повышенной и волжско-берриасские отложения с пониженной алюминиевостью гидрослюд. Характер гидрослюд тоарских отложений хорошо согласуется с тоарским максимумом юрского выветривания, устанавливаемым по комплексу геологических данных. Состав волжско-берриасских гидрослюд, возможно, обусловлен существенной ролью аутигенного глинообразования. Такое предположение подкрепляется широким распространением глауконита в верхнеюрско-меловых толщах и общим повышенным содержанием в них магния, железа и щелочей.

Изменение окристаллизованности гидрослюд частично коррелируется с их составом. Несколько лучше окристаллизованы,

как это отмечено и в работе [229], более магнезиальные гидрослюды.

Между окристаллизованностью гидрослюд и изменением интенсивности выветривания какой-либо отчетливой связи не устанавливается. Это, возможно, обуславливается изменчивостью состава гидрослюд и искажающим воздействием постседиментационных процессов, затушевывающих влияние выветривания на четкость базальных рефлексов.

Не наблюдается также и увеличения остроты первого базального отражения с нарастанием степени катагенетической преобразованности пород. Более того, гидрослюды отложений складчатого борта Лено-Анабарского прогиба (разрезы пос. Станях-Хочо и Оленекской протоки, средняя зона катагенеза) окристаллизованы хуже, чем гидрослюды из одновозрастных отложений платформенного борта (разрезы рек Келимера и Оленека), не измененных катагенетическими процессами (рис. 50, А). Возможно, это связано с появлением в измененных толщах аутигенных новообразований, возникших при трансформации смектита, в то время как в неизмененных отложениях преобладают обломочные (лучше окристаллизованные?) гидрослюды. В целом, по-видимому, влияние относительно слабых катагенетических преобразований на резкость базальных рефлексов еще маскируется первичными особенностями гидрослюд, унаследованными от материнских пород, этапа выветривания и т. д.

Дифференциация минералов. Дифференциацией глинистых минералов по площади бассейна обусловлено, по-видимому, обогащение каолинитом районов, непосредственно прилегающих к источникам питания, и его почти полное отсутствие в центральных зонах бассейна. Не исключено, однако, что картина распределения каолинита по площади отражает не только отсеивание этого наименее дисперсного и наиболее изометричного глинистого минерала в прибрежных фациях, но и его быструю флокуляцию в соленой воде [221] и деградацию в морской обстановке.

Постседиментационные преобразования. Их влиянием определяется аградация и синтез глинистых минералов.

Диagenетической аградацией обусловлена смена смектитов континентальных и литоральных фаций смесью смектитов и смешаннослойных минералов с высоким содержанием подвижных межслоевых промежутков в сублиторальных и относительно глубоководных отложениях и, в конечном итоге, пелагический сдвиг концентраций смешаннослойных минералов. В том же направлении, но значительно более энергично действуют и катагенетические процессы. Они определили практически полное замещение смектита смешаннослойными минералами в наиболее преобразованных отложениях средней зоны катагенеза складчатой ветви Приверхоанского прогиба.

Весьма показателен состав красноцветных туфоаргиллитов

туфолавого горизонта индского яруса разреза м. Цветкова (Таймырская складчатая область), кор выветривания на индских порфиритовых граувакках Оленекской протоки и битуминозных аргиллитов Лено-Анабарского прогиба (Верхоянская складчатая область). Все эти породы, имевшие, несомненно, первичный смектитовый состав, сейчас почти нацело сложены диоктаэдрическими смешаннослойными минералами с различным (50—30%) содержанием подвижных межслоевых промежутков (см. рис. 13, обр. 3969, 3971; рис. 14, обр. 2839; рис. 15, обр. 2743).

Наблюдается следующий ряд аградации смектитов в изучаемых отложениях: диоктаэдрические смектиты (монтмориллониты) — диоктаэдрические смешаннослойные минералы со слюдистыми слоями и высоким (50—80%) содержанием подвижных межслоевых промежутков — такие же минералы с низким (20—30%) содержанием смектитовых межслоевых промежутков. Последний член ряда обладает заметной устойчивостью в широком диапазоне термодинамических условий [45, 241] и длительно сохраняется в мощных осадочных толщах. Он широко распространен по всему мезозойскому и пермскому разрезу складчатой зоны прогибов. После солянокислой обработки и освобождения от хлоритов этот минерал остается в большинстве образцов единственным компонентом тонкой фракции пород (см. рис. 13, 14, 15, 45).

Динамика процесса аградации смектита, состоящего в фиксации калия в межслоевых промежутках, появлении частично набухающих (14Å), а затем неразбухающих (10Å) слоев при параллельном нарастании упорядоченности в чередовании слоев различного типа, рассмотрены В. А. Дрицем, В. Д. Шутовым, В. И. Муравьевым, Б. А. Сахаровым в эксперименте [144] и на природных объектах [217]. Поглощение калия отражается нарастанием его содержания в тонкой фракции пород при переходе от слабо измененных катагенетическими процессами отложений платформенного борта прогибов к преобразованным толщам их складчатых крыльев (см. рис. 47).

Таким образом, в рассматриваемых отложениях наблюдается как диagenетическая аградация смектита, выявленная ранее на примере ископаемых отложений различных районов [70, 123, 141], по результатам комплексного химического изучения глинистой фракции и поровых вод молодых осадков [227, 245] и экспериментальным данным [257], так и катагенетическая трансформация смектита.

Универсальность последнего процесса подтверждается его распространением в разновозрастных — современных, третичных, мезозойских и палеозойских — отложениях самых различных районов Северной Америки, Африки, Русской платформы, Западной Сибири и т. д. [25, 45, 173, 219, 222, 228, 237, 239, 241, 245, 246, 256 и др.].

Из двух важнейших факторов катагенеза — температуры и давления — основным в преобразовании смектита является температура. Об этом свидетельствуют экспериментальные данные и геологические наблюдения. Как показали Г. Ван-Олфен, М. Краули, Р. Рой [225, 226, 234], для полной дегидратации монтмориллонита необходимы температуры 60—180°С, обычные для зоны катагенеза и метагенеза, и давление 5200 кгс/см², многократно превышающее давление в этих зонах. Зависимость между температурой, преобразованием смектита и смешанно-слоистых минералов отмечается Г. Дюнуайе де Сегонзаком [228], Е. Перри и Дж. Хауэром [241]. По данным Г. В. Лебедевой, (1968—1975 гг.), для разных структур Западно-Сибирской плиты гидрослюдизация смектита развивается в полном соответствии с величиной геотермического градиента вне связи с глубиной погружения пород.

В зависимости от конкретных условий — фактора времени, состава минералов и поровых вод, присутствия органического вещества, мощности глинистых пород, характера чередования проницаемых и изолирующих горизонтов и т. д. — процесс гидрослюдизации, по-видимому, может протекать в довольно широком диапазоне температур. Например, в изученных нами меловых отложениях Западно-Сибирского нефтегазоконденсатного месторождения Новый Порт [90] гидрослюдизация фиксируется при пластовых температурах 60—65°С (глубина погружения пород 2050 м). Для современных отложений оз. Солтон этот же процесс развивается при температуре 95°С [239]. В целом этап гидрослюдизации охватывает, по-видимому, диапазон температур от 60—70 до 120°С. Эти температуры соответствуют преобразованию органического вещества на длинно-пламенной — газовой стадиях. Именно до этих и даже более глубоких стадий (Г—Ж) изменено органическое вещество складчатой ветви прогибов там, где отсутствует смектит.

Процессами синтеза обусловлено возникновение аутигенных силикатных зерен. Синтез силикатных микроконкреций достигает пороодообразующего значения в позднеюрское — меловое время. Масштабы силикатообразования и минеральный тип зерен определялись в основном фациальной обстановкой седиментации. В ранне- и среднеюрскую эпохи в опресненном морском бассейне, частично, возможно, и в дельтовых фациях возникали незначительные концентрации микроконкреций хлоритового состава. В позднеюрском — меловом бассейне с соленостью, приближающейся к нормальной, формировались крупные скопления зернистых силикатов, представленных смешанно-слоистыми минералами ряда гидрослюда — смектит. Формирование силикатных микроконкреций коррелируется с возникновением застойных глубоководных зон в центральной части бассейна, откуда, по-видимому, и поступали растворенные компоненты, необходимые для синтеза силикатов.

Факторы формирования высоких концентраций зернистых силикатов — широкий хорошо прогреваемый шельф со значительной переработкой осадков течениями и волновыми процессами, нарастание интенсивности выветривания на континенте, присутствие трапповых образований в пределах питающих провинций. Эти факторы способствуют возрастанию концентраций растворенных компонентов, поступлению обильного железистого материала, обогащению осадка силикатными зернами в процессе естественного шлихования. Благоприятное сочетание перечисленных факторов в позднеюрское — меловое время в приплатформенной зоне прогибов и обусловило возникновение здесь мощных (до 10—20 м) пластов, сложенных зернистыми силикатами.

Наблюдаемые в шлифах непрерывные переходы от смектитовых и хлоритовых цементов к силикатным зернам, присутствие в глинистых толщах центральной зоны Хатангского бассейна значительных концентраций высокожелезистых хлоритов и шамозита [96], появление отдельных участков каолинитоподобного материала в глинистых породах, особенно в ассоциации с сульфидными конкрециями, свидетельствуют об аутигенном происхождении не только силикатных зерен, но также и части тонкодисперсных слоистых силикатов. Однако отсутствие надежных критериев распознавания аутигенных и аллотигенных глинистых минералов не позволяет оценить истинные масштабы формирования аутигенного тонкодисперсного материала.

В основном на постседиментационном этапе формируются различия и в составе тонких фракций алевритово-песчаных и чередующихся с ними глинистых пород. Как уже отмечалось, в распределении глинистых минералов по различным гранулометрическим разностям пород наблюдаются три типичных случая.

1. Значительная близость фазового состава тонких фракций песчаных и глинистых пород характерна главным образом для южных разрезов верхнеюрских отложений по р. Лене у мысов Джаской, Кыстатим, Чонок и т. д., а также готерива западных разрезов в бассейне р. Хатанги — по рекам Боярке, Маймече, Романихе (см. рис. 27). Песчаные породы представлены здесь основными аркозами. В составе тонких фракций резко преобладают смектит и смешанно-слоистые минералы. По фациальному типу отложения относятся к лагунному (Хатангский прогиб), дельтовому и аллювиальному комплексу. Степень катагенетической преобразованности невелика (верхняя зона катагенеза). Близки по фазовому составу (смешанно-слоистые минералы, гидрослюда, хлорит) тонкие фракции кварцево-полевошпатовых литокласт, переходных к мезомиктовым кварцевым песчаникам, и чередующихся глин в плинсбахских отложениях по р. Муне (мелководно-морские отложения, верхняя зона катагенеза), а также кварцево-полевошпатовых литокласт и аргиллитов оленекского яруса Чекуровской антиклинали (морские отложения,

средняя зона катагенеза). Отсутствие сколько-нибудь существенных преобразований глинистых цементов песчаных пород во всех этих случаях обусловлено, вероятно, либо слабыми катагенетическими изменениями и преимущественно пресным характером вод, унаследованных от лагунной и аллювиальной обстановок (для ассоциации основные аркозы — смектитовые глины), либо относительной устойчивостью обломочных компонентов (для ассоциации литокласты — поликомпонентные глины и аргиллиты).

2. Некоторое обогащение песчаных пород смешаннослойными образованиями, гидрослюдами (среднеюрские аркозовые отложения Жиганского района), хлоритами (триасовые порфириновые граувакки и литокласты различных районов, меловые аркозовые отложения бассейна р. Хатанги, юрские литокласты, граувакковые кислые аркозы в разрезе Анабарской губы), каолинитом (юрско-меловые литокласты и аркозы Усть-Енисейского района, байосские аркозы Жиганского района), в то время как глинистые породы обогащены смектитом или в целом минералами с лабильной решеткой. По фациальному типу отложения относятся к морским, в немногих случаях близки к дельтовым (байос Жиганского района, угленосные норийско-рэтские толщи разреза Анабарской губы). По степени катагенетических преобразований триасовые отложения (за исключением разреза Анабарской губы) принадлежат к средней, остальные толщи — к верхней зоне катагенеза.

Резкое обогащение хлоритами характерно для триасовых порфириновых граувакк и литокласт с базальтовой пирокластической независимо от степени катагенетической переработки отложений или их фациальной принадлежности. Очевидный источник хлоритовых новообразований — основной эффузивный и пирокластический материал.

Менее сильное, но вполне отчетливое обогащение хлоритами наблюдается и в других типах песчаников — литокластах, кварцевых песчаниках, кислых и основных аркозах. В последнем типе песчаников источником хлоритов отчасти служат эпидот, амфиболы и особенно биотит. Общим для всех этих пород является их морское происхождение. Возможно, хлоритизация цементов обусловлена составом первичных поровых вод. Процесс начинается достаточно рано: значительная часть изученных пород представлена слабо литифицированными рыхлыми песками и размокающими глинами.

В случае смектитового состава тонкой фракции различия между цементами песчаных пород и глинистыми породами состоят в заметном обеднении цемента минералами с лабильной решеткой за счет увеличения количества как хлоритов, так и гидрослуд. В некоторых образцах наблюдается также и относительное увеличение в цементах доли смешаннослойных образований за счет сокращения роли смектита. Трудно решить, свя-

зано ли это с преобразованием смектита в проницаемых песчаных породах или же здесь проявляется влияние дифференциации материала — обогащение глинистых пород тонким смектитовым компонентом, разносящимся в зону накопления глинистых илов.

Обогащение тонкой фракции каолинитом отмечается в байосских аркозах Жиганского района (мелководно-морские — дельтовые отложения, ранний катагенез) и в большей мере в верхнеюрских литоральных и сублиторальных кварцевых песчаниках Таймыра и в юрско-меловых полифациальных (сублиторальные, — континентальные) толщах Усть-Енисейского района. Обогащение каолинитом песчаных, особенно аркозовых и кварцевых, пород отчасти обусловлено, по-видимому, отсеиванием каолинита в мелководных прибрежных фациях. Однако в юрско-меловом разрезе Усть-Енисейского района наблюдается сквозная каолинизация различных по составу песчаников разного фациального облика [12, 180], связанная с влиянием наложенных регрессивных процессов.

3. Третий тип соотношения составов тонких фракций песчаных и глинистых пород — их полное несовпадение. В песчаниках развиваются близкие к мономинеральным хлоритовые или каолинитовые цементы, а глинистые породы характеризуются различным, обычно поликомпонентным, составом. Во всех этих случаях пленочный и крустификационный характер хлоритов и вермикулитовый характер агрегатов каолинита с островным распределением в порах песчаников, а также хорошая окристаллизованность минералов не оставляют сомнений в их аутигенном происхождении.

Полная хлоритизация цемента характерна для двух типов пород с неустойчивыми магнезиально-железистыми компонентами: граувакк с базальтовым пирокластическим и эффузивным материалом и аркоз с эпидотом, амфиболами и биотитом. Процесс начинается достаточно рано, еще в слаболитифицированных отложениях, и развивается настолько полно, что в породах иногда микроскопически не устанавливается остатков исходного материала.

Каолинизация обусловлена наложенными процессами типа «подземного выветривания», развивающимися, по-видимому, под влиянием агрессивных углекислых вод [114].

Отмеченные различия в составе глинистых фракций песчаных и глинистых пород, обусловленные их различной проницаемостью, очень широко распространены и в других районах. Чаще всего наблюдается хлоритизация цемента, характерная для неогеновых толщ Калифорнии и Техаса [236, 255], третичных моласс Камчатки [109], девона Поволжья [211], каменноугольных отложений Арканзаса [254]. Другим широко распространенным процессом является каолинизация песчаников. Она наблюдается в мезозойских отложениях Западной Сибири [25, 164,

203], палеозойских отложениях Северной Америки [141] и во многих других местах и особенно характерна для угленосных и нефтегазоносных отложений.

Полученные данные свидетельствуют о сложном происхождении глинистых минералов изучаемых отложений. Состав тонкой фракции глинистых пород определяется влиянием целого ряда факторов: палеогеографической обстановкой на континенте (составом материнских пород и интенсивностью выветривания), условиями в бассейне (конседиментационными? и диагенетическими преобразованиями), степенью последующей катагенетической переработки отложений.

ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ

Весь приведенный выше материал свидетельствует об определяющем влиянии состава исходных материнских пород на состав формирующихся отложений. Этот вывод основывается на хорошем соответствии между распределением грубообломочных, обломочных породообразующих песчано-алевритовых, тяжелых аксессуарных и глинистых компонентов и составом пород, обнажающихся в пределах питающих провинций даже в современном эрозионном срезе. Он основывается также и на существовании закономерных минеральных парагенезов в изучаемых отложениях, рассмотренных при описании основных типов пород и отражающихся в положении полей составов терригенных комплексов (см. рис. 3).

В частности, преобладание траппового материала, пирокластических продуктов и палеозойских терригенных толщ в качестве источников триасовых отложений определило значительную роль средних плагиоклазов при низком содержании калиевых полевых шпатов в полевошпатовой фракции пород, присутствие многочисленных фрагментов разнообразных пород, но особенно обломков основных эффузивов. Поэтому поле триасового комплекса на треугольных диаграммах состава обломочного материала занимает область граувакк и кварцевых граувакк, вытянуто вдоль стороны «обломки основных — обломки осадочных и метаморфических пород» и тяготеет к «плагиоклазовой» области на диаграмме состава полевошпатовой фракции. Среди тяжелых аксессуарных преобладают титанистые трудноопределимые минералы, ильменит, присутствуют заметные концентрации моноклинных пироксенов, иногда отмечаются хромшпинелиды и оливин.

Формирование нижне-среднеюрского комплекса за счет разрушения главным образом осадочных, в том числе и триасовых, толщ, сокращение роли траппов в качестве источника питания, особенно для отложений внутренней зоны прогибов, наконец, поступление первых порций обломочного материала аркозового

характера, особенно для приплатформенной области, определили преимущественное развитие литокласт, граувакковых аркоз и характерную конфигурацию поля состава комплекса на треугольных диаграммах, занимающего промежуточное положение между полями триасового и верхнемелового — среднеюрского комплекса на основном треугольнике и вытянутого вдоль сторон «кислые плагиоклазы — калиевые полевые шпаты» и «обломки кислых — обломки осадочных и метаморфических пород» на дополнительных треугольниках. Среди тяжелых аксессуарных увеличивается роль кислых компонентов — циркона, сфена, спорадически амфиболов.

Существенная роль кислых магматических и метаморфических пород, вскрытых уже к началу келловей в пределах основных платформенных источников сноса, обусловила аркозовый характер верхнеюрского — нижнемелового терригенного комплекса, отразившийся на ориентировке поля состава вдоль стороны «полевые шпаты — кварц» в основном треугольнике, «кислые — осадочные и метаморфические породы, кислые плагиоклазы — калиевые полевые шпаты» на дополнительных треугольниках. Постоянное поступление свежих продуктов разрушения магматических и метаморфических пород определило появление более высоких по сравнению с подстилающими отложениями концентраций средних плагиоклазов. Среди тяжелых минералов непрерывно возрастает роль сфена и амфиболов. Однако состав терригенной толщи не является прямым отражением состава исходных пород. Как показывает анализ распределения породообразующих, аксессуарных и глинистых компонентов, существенное влияние на состав формирующихся отложений оказывают и другие факторы — характер выветривания на континенте, дифференциация материала по площади бассейна, диагенетические и катагенетические преобразования.

Влияние интенсивности химического выветривания на состав пород отражается в появлении обогащенных кварцем прослоев в триасовых и верхнеюрских — нижнемеловых отложениях. Этим определяется вытянутость полей составов соответствующих терригенных комплексов к кварцевой вершине классификационного треугольника. Интенсивность выветривания существенно влияет и на формирование состава глинистых фракций: изученные глинистые коры выветривания и продукты их переотложения в рассматриваемом районе, так же как и глинистые толщи, формировавшиеся в моменты регионального выравнивания (раннеоленекское время, тоар, поздневолжское — раннеберриасское время) обычно обогащены минералами с лабиринтной решеткой.

Влияние дифференциации материала по абразионной и химической устойчивости на состав пород определяется по характерному обеднению мелких фракций конгломератов и песчаников фрагментами осадочных и основных эффузивных пород и обогащению внутренних областей бассейна калиевыми полевыми

ми шпатами, иногда — устойчивыми минералами, устойчивыми обломками пород. Дифференциация материала по плотности и плавучести сильно сказывается на распределении тяжелых аксессуаров в связи со значительной дисперсией этих параметров. В результате центральные области палеобассейнов обогащаются слюдами, а краевые зоны — ильменитом, сфером и т. д.

Влияние диагенетических преобразований и, возможно, преобразований на путях переноса в бассейне затрагивает все минеральные компоненты, но особенно глинистые минералы, обуславливая аградацию минералов с открытой структурой. В этом же направлении, но значительно более энергично действуют также и катагенетические преобразования глинистых минералов. Преимущественным влиянием двух последних факторов именно на глинистые минералы обусловлено наложение полей терригенных комплексов на диаграммах состава глинистых пород (рис. 52), связанное с нивелировкой различий в первичном составе тонких фракций пород в отложениях складчатого борта прогибов, наиболее измененных катагенетическими процессами. Относительное

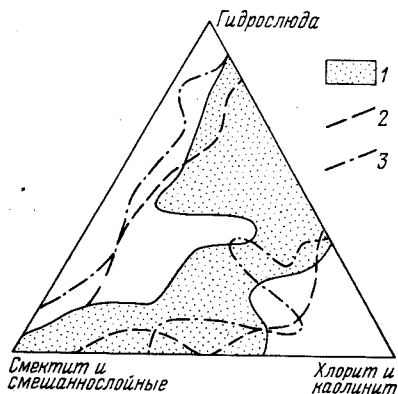


Рис. 52. Диаграмма состава тонких фракций глинистых пород морских мезозойских отложений севера Восточной Сибири. При составлении использовано 609 образцов.

Терригенные комплексы: 1 — тримуровый, 2 — нижне-среднеюрский, 3 — верхнеюрский — нижнемеловый.

влияние различных факторов на разные группы обломочных и глинистых компонентов показано в табл. 7.

В заключение попытаемся количественно оценить роль некоторых из перечисленных факторов в формировании состава отложений, используя для этой цели метод факторного анализа [135]. В его основе лежит преобразование корреляционной матрицы, описывающей связь между изучаемыми показателями. Каждый фактор представляется в виде набора коэффициентов корреляции, отражающих влияние фактора на все исходные характеристики. По степени связи фактора с тем или иным комплексом исследуемых показателей опознается его геологический смысл. Факторы выделяются по степени влияния на изменение состава изучаемых пород, которая количественно выражается весом фактора.

Для выявления факторов, влияющих на формирование отложений, анализировался комплекс минералогических, геохимических

ТАБЛИЦА 7
ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ СОСТАВ ОБЛОМОЧНЫХ И ГЛИНИСТЫХ КОМПОНЕНТОВ В МОРСКИХ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Факторы	Породообразующие компоненты			Глинистые минералы
	грубообломочные	алевритово-песчаные	Тяжелые акцессории	
Палеогеографическая обстановка на континенте	Состав разрушающихся пород			
	Интенсивность выветривания			
Гидродинамические и гидрохимические условия в бассейне	Осадочная дифференциация			
	Консидиментационные и диагенетические преобразования			
Катагенетические преобразования				

ческих и структурных показателей (табл. 8) по опорному разрезу верхнеюрских и нижнемеловых отложений р. Боярки (Хатангский прогиб), литологически изученному З. З. Ронкиной, Е. Г. Юдовным [67, 154] и автором (см. рис. 25).

В табл. 8 приведены два первых столбца полученной матрицы нагрузок. Каждый столбец представлен коэффициентами корреляции между наблюдаемыми значениями показателей и соответствующими главными компонентами, интерпретируемыми как факторы, определяющие взаимозависимое изменение исследуемых показателей. Воздействием этих факторов, как сви-

ТАБЛИЦА 8
МАТРИЦА НАГРУЗОК ДЛЯ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА Р. БОЯРКИ
(33 АНАЛИЗА)

Показатели	Главные компоненты	
	1	2
Медиана	-0,926	-0,170
Сортировка	-0,815	-0,223
Выход тяжелой фракции	0,340	0,477
Гранат	0,668	-0,322
Циркон	-0,856	0,091
Апатит	0,826	-0,255
Турмалин	-0,945	-0,191
Сфен	0,825	-0,300
Титанистые минералы	-0,895	-0,173
Эпидот	-0,029	-0,678
Амфиболы	0,590	0,440
Пироксены	-0,491	0,124
Тяжелые слюды и хлориты	-0,464	-0,388
Рудные минералы	-0,304	0,603
Кварц	0,727	0,240
Калиевые полевые шпаты	0,846	-0,220
Плагиоклазы	0,067	0,732
Легкие слюды	0,135	-0,033
Обломки пород	0,602	0,459
Агрегаты кварца	0,311	0,332
Гидроокислы	0,220	-0,036
Пирит	0,336	-0,558
Глаукоцит	-0,748	0,380
Смешаннослойные минералы и смектит	0,899	0,006
Набухающая фаза в смешаннослойных слюдистых минералах	0,810	0,088
Гидрослюды	-0,315	-0,120
Хлориты	-0,178	0,320
Na	0,667	0,397
K	-0,967	-0,151
Ca+Mg	0,954	0,081
Органический углерод	0,824	-0,226
Хлороформенный битумоид	0,912	0,119
Вес компонента, %	45,73	11,34

Примечание. Полужирным шрифтом выделены значимые (при 5%-ном уровне) нагрузки.

детельствует анализ их весов, приведенных в табл. 8 под матрицей нагрузок, можно объяснить 57% изменений величин анализируемых показателей. При этом определяющее влияние на характер отложений в изучаемом разрезе оказал первый фактор (вес около 46%). От него зависят все основные группы характеристик породы: ее минералогические, структурные и геохимические особенности.

Фактор оказывает существенное влияние на изменение содержания большинства минеральных компонентов породы. Среди ассоциации аллотигенных минералов выделяются две группы: а) гранат, апатит, сфен, амфиболы, кварц, калиевые полевые шпаты и обломки пород со значимыми положительными нагрузками фактора на показатель; б) циркон, турмалин, титанистые минералы, пироксены, слюды и хлориты тяжелой фракции со значимыми отрицательными нагрузками. Первая группа объединяет минералы кислых изверженных и метаморфических пород, широко развитых в пределах Анабарского массива — главной питающей провинции южной части Хатангского седиментационного бассейна. Во вторую группу входят минералы пермских осадочных пород и трапповых образований, также довольно широко распространенных по северному обрамлению Анабарского массива.

Фактор контролирует также медианный размер зерен и их сортировку. При этом он оказывает однонаправленное воздействие на изменение медианного размера зерен и группу минералов метаморфических пород и противоположное влияние на сортировку отложений и минералы осадочных пород и трапповых образований. К последней группе относится также и глаукоцит (отрицательная нагрузка фактора на показатель), что свидетельствует о тяготении его повышенных концентраций к области распространения лучше отсортированных осадков.

Полученные данные показывают, что в седиментационный бассейн одновременно поступали крупнозернистые неокатанные и неотсортированные продукты разрушения полнокристаллических пород и более тонкие частично отсортированные и окатанные продукты разрушения осадочных пород и трапповых образований. Первые накапливались в наиболее мелководных прибрежных фациях, вторые обогащали осадки, формировавшиеся в более спокойной гидродинамической обстановке дальше от береговой линии.

Анализ нагрузок фактора на остальные показатели свидетельствует о том, что для прибрежных более крупнозернистых осадков характерна тенденция к обогащению смектитом и смешаннослойными образованиями с высоким содержанием набухающих слоев, а для мелкозернистых более глубоководных осадков характерно обеднение этими минералами. Такое уменьшение содержания глинистых минералов с лабильной решеткой при удалении от береговой линии устанавливается и при анализе

ТАБ.
ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕТРОГРАФО-

Петрографический состав обломочных пород и породообразующие компоненты	Основные тяжелые минералы
Триасовые петрографо-	
Таймырская провинция	Титанистые минералы, циркон* , ильменит, моноклинные пироксены, хромпикотит, рутил, шпинель, ксенотим, спорадически эпидот
<p>Валунно-галечный материал: палеозойские граувакки и аркозы, основные эффузивы, кремнистые породы</p> <p>Алевритово-песчаные породы: литокласты смешанного состава с заметной примесью фельзитового компонента; аргиллитовые литокласты; кварцевые и субкварцевые (граувакковые) песчаники. Обломки аргиллитов, песчаников, базальтов и порфиритов, кварца*, основных, средних, кислых* плагиоклазов и калиевых полевых шпатов. Характерно присутствие туфов, орто- и паратуффитов базальтов в нижне- и среднетриасовых отложениях</p>	
Усть-Анабарская провинция	Ильменит , титанистые минералы; моноклинные пироксены, шпинель
<p>Валунно-галечный материал: основные и средние эффузивы, палеозойские граувакки, алевролиты, аргиллиты, кремнистые породы</p> <p>Алевритово-песчаные породы: порфиритовые граувакки, литокласты, кварцевые песчаники. Обломки порфиритов, терригенных и кремнистых пород, кислых эффузивов, кварца, полевых шпатов</p>	
Усть-Ленская провинция	Титанистые минералы , слюды, ильменит, моноклинные пироксены, спорадически повышенные концентрации граната, циркона, апатита
<p>Валунно-галечный материал: палеозойские граувакки, алевролиты, аргиллиты, основные эффузивы, кремнистые породы</p> <p>Алевритово-песчаные породы: литокласты, кварцевые и субкварцевые граувакковые песчаники, порфиритовые граувакки, в норийских отложениях — туффиты базальтов. Обломки кислых эффузивов, осадочных, метаморфических пород, андезитов, базальтовых порфиритов, кварца*, полевых шпатов</p>	

ЛИЦА 9
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ

Основные глинистые минералы	Источники сноса и состав размывавшихся пород
Минералогические провинции	
Гидрослюда , хлорит, примесь каолинита, смешаннослойных минералов, редко и в незначительных количествах — смектита	Таймырская складчатая область: терригенные палеозойские толщи с основными эффузивами. Палеозойские и протерозойские карбонатно-терригенные метаморфизованные толщи с кислыми и основными эффузивами Северо-Восточного Таймыра, кварцевые коры выветривания
Смектит , хлорит, смешаннослойные минералы, гидрослюда	Сибирская платформа: трапповые образования, палеозойские карбонатно-терригенные толщи, кварцевые и железисто-каолиновые коры выветривания
Гидрослюда , хлорит, смешаннослойные минералы, последние иногда в высоких концентрациях	Сибирская платформа: трапповые образования, палеозойские карбонатно-терригенные толщи. Туматский выступ фундамента: древние метаморфизованные и метаморфические породы, кварцевые коры выветривания

Петрографический состав обломочных пород и породообразующие компоненты	Основные тяжелые минералы
<p>Оленекская провинция</p> <p>Валунно-галечный материал: терригенные, кремнистые породы, основные эффузивы</p> <p>Алевритово-песчаные породы: порфиритовые граувакки, литокласты</p>	<p>Титанистые, ильменит, апатит, гранат, слюды, эпидот, циркон, турмалин. В Пурской подпровинции повышенные содержания апатита и эпидота, в Келимер-Эйэжитской подпровинции увеличение количества слюд, спорадически-моноклинные пироксена и циркона</p>
<p>Восточно-Якутская провинция</p> <p>Валунно-галечный материал: кварц*, кислые изверженные породы, кварциты, терригенные, карбонатные породы, роговики</p> <p>Алевритово-песчаные породы: граувакковые аркозы, мезомиктовые кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники, аркозы, в индских отложениях — основные туфы и туффиты. Обломки кварца*, плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, кислых изверженных и осадочных пород, основных эффузивов, сланцев</p>	<p>Титанистые минералы, черные рудные, гранат*, циркон*, эпидот, биотит, рутил, сфен, апатит, турмалин, хромит</p>
<p>Таймырская провинция</p> <p>Валунно-галечный материал: палеозойские граувакки, основные эффузивы, кислые эффузивы и их туфы, кремнистые породы</p> <p>Алевритово-песчаные породы: литокласты, мезомиктовые песчаники. Обломки терригенных, кремнистых пород, кислых эффузивов, кварца*, средних, кислых* плагиоклазов, калиевых* полевых шпатов</p>	<p>Ранне-среднеюрские петрографо-минералогические провинции</p> <p>Циркон, титанистые минералы, ильменит, рутил, хромпикотит, шпинель, ксенотим, турмалин</p>
<p>Усть-Анабарская провинция</p> <p>Валунно-галечный материал: основные и средние эффузивы, палеозойские и триасовые граувакки, аргиллиты, кремнистые породы</p> <p>Алевритово-песчаные породы: литокласты, граувакковые аркозы. Обломки терригенных и кремнистых пород, порфиритов, кислых эффузивов, кварца*, плагиоклазов* и калиевых полевых шпатов*</p>	<p>Титанистые минералы, слюды, ильменит, спорадически моноклинные пироксены, амфиболы, сфен</p>

Основные глинистые минералы	Источники сноса и состав размывавшихся пород
<p>Гидрослюда, хлорит, смешанно-слоистые минералы</p>	<p>Сибирская платформа: карбонатно-терригенные палеозойские отложения, трапповые образования</p>
<p>Преимущественно гидрослюды и хлорит</p>	<p>Сибирская платформа: кислые изверженные и метаморфические породы, терригенные палеозойские толщи, трапповые образования</p>
<p>минералогические провинции</p>	<p>Таймырская складчатая область: материнские породы те же, что и для триасового комплекса, триасовые толщи</p>
<p>Гидрослюда, хлорит, постоянная примесь каолинита, незначительная примесь смешаннослоистых минералов</p>	<p>Сибирская платформа: палеозойские и триасовые карбонатно-терригенные толщи, трапповые образования. Чайдахский (Прончищевский) выступ фундамента: те же петрографические типы пород, а также основные изверженные и метаморфические породы</p>
<p>Гидрослюда, каолинит, смектит и смешаннослоистые минералы, хлорит</p>	

Петрографический состав обломочных пород и породообразующие компоненты	Основные тяжелые минералы
<p>Усть-Ленская провинция</p> <p>Валунно-галечный материал: кислые эффузивы и их туфы, кварциты; основные эффузивы, терригенные и кремнистые породы</p> <p>Алевритово-песчаные породы: литокласты и граувакковые аркозы. Обломки кремнистых, метаморфических, осадочных, кислых эффузивных пород, кварца, полевых шпатов</p> <p>Хатангско-Анабарская провинция</p> <p>Валунно-галечный материал: базальты и другие основные эффузивные породы, палеозойские терригенные, метаморфические и кремнистые породы</p> <p>Алевритово-песчаные породы: граувакковые аркозы, мезомиктовые песчаники и литокласты. Обломки кремнистых пород, кислых эффузивов, терригенных и метаморфических пород, кварца, калиевых полевых шпатов, средних и кислых плагиоклазов</p> <p>Уджинская подпровинция</p> <p>Обломки щелочных пород, особенно нефелиновых сиенитов</p> <p>Оленекская провинция</p> <p>Валунно-галечный материал: кремнистые породы, терригенные породы, известняки</p> <p>Алевритово-песчаные породы: граувакковые аркозы, аркозы. Обломки кремнистых пород, кислых эффузивов, терригенных и метаморфических пород, кварца, калиевых полевых шпатов, средних и кислых плагиоклазов</p> <p>Келимер-Эйэкитская подпровинция</p> <p>Среди валунно-галечного материала преобладают обломки известняков, имеются обломки кислых изверженных пород и траппов</p>	<p>Титанистые минералы, слюды, ильменит, гранат*, апатит*, в среднеюрских отложениях района Оленекской протоки — моноклинные пироксены</p> <p>Эпидот, ильменит, амфиболы, титанистые минералы, сфен, спорадически моноклинные пироксены, высокое содержание тяжелых минералов</p> <p>Эгирин, бурый сфен, щелочные амфиболы, хромит, алмазы</p> <p>Ильменит, титанистые, слюды, апатит, эпидот, гранат*, сфен*, циркон, турмалин, моноклинные пироксены</p> <p>Повышенные содержания граната и сфена</p>

Основные глинистые минералы	Источники сноса и состав размывавшихся пород
<p>Гидрослюда, хлорит, примесь смешаннослойных</p> <p>Смектит, смешаннослойные минералы, хлорит, гидрослюда, глаукониты</p> <p>Преимущественно смектит, глауконит</p> <p>Гидрослюда, каолинит, хлорит, смешаннослойные минералы, смектит</p> <p>Повышенные содержания каолинита и гидрослюда</p>	<p>Сибирская платформа: палеозойские и триасовые карбонатно-терригенные толщи, трапповые образования. Туматский выступ фундамента: древние метаморфизованные и метаморфические породы с кислыми эффузивами и телами основных пород</p> <p>Сибирская платформа: трапповый триасовый комплекс, пермские терригенные толщи, древние карбонатные отложения, к концу средней юры — кислые изверженные и метаморфические породы Анабарского кристаллического массива, для Уджинской подпровинции — щелочные породы Уджинского поднятия</p> <p>То же</p> <p>Сибирская платформа: пермские и триасовые отложения, трапповый комплекс. В Пурской подпровинции — более значительная роль терригенных пород, в Келимер-Эйэкитской — известняков и древних метаморфических и кислых изверженных пород</p> <p>То же</p>

Петрографический состав обломочных пород и породообразующие компоненты	Основные тяжелые минералы
<p>Молодо-Жиганская провинция</p> <p>Валунно-галечный материал: известняки, кремнистые терригенные, кислые изверженные породы, траппы</p> <p>Алевритово-песчаные породы: мезомиктовые песчаники, литокласты, граувакковые аркозы, с байоса — основные аркозы. Обломки кремнистых и кислых пород, кварца, калиевых полевых шпатов, средних и кислых плагиоклазов</p> <p>Усунку-Муогдаанская подпровинция</p> <p>Галька терригенных пород и траппов</p> <p>Молодо-Сюнгюдинская подпровинция</p> <p>Галька траппов и кислых пород</p> <p>Муно-Жиганская подпровинция</p> <p>Галечный материал: преимущественно известняки и кремнистые породы</p> <p>Восточно-Якутская провинция</p> <p>Валунно-галечный материал: кварц, кремни, кислые эффузивные и интрузивные породы, кварциты, кембрийские известняки, доломиты, песчаники, роговики, иногда траппы</p> <p>Алевритово-песчаные породы: аркозы, граувакковые аркозы, изредка мезомиктовые кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники. Обломки кварца, плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, кислых эффузивов, кремнистых, осадочных пород</p>	<p>Эпидот, ильменит, амфиболы, титанистые минералы, слюды, гранат, сфен, апатит. Высокие содержания тяжелых минералов</p> <p>Повышенные содержания эпидота, ильменита, магнетита</p> <p>Повышенные содержания амфиболов и сфена</p> <p>Повышенные содержания амфиболов и сфена</p> <p>Циркон*, гранат*, сфен, апатит, титанистые, черные рудные, эпидот, рутил, слюды, турмалин</p>
<p>Таймырская провинция</p> <p>Валунно-галечный материал: кварциты и метаморфизованные кварцевые песчаники, разнообразные терригенные породы, траппы, кремни</p>	<p>Позднеюрские — раннемеловые петрографо-минералогические провинции</p> <p>Ильменит, циркон, ставролит, турмалин, хлоритоид, в отдельных районах — моноклинные пироксены</p>

Основные глинистые минералы	Источники сноса и состав размывавшихся пород
<p>Смектит, смешаннослойные, каолинит, хлорит, гидрослюда</p> <p>Повышенные содержания каолинита и гидрослюды</p> <p>Повышенные содержания смектита и смешаннослойных</p> <p>Преимущественно смектит и смешаннослойные минералы</p> <p>Преимущественно гидрослюда и хлориты</p>	<p>Сибирская платформа: карбонатные и терригенные палеозойские толщи; кислые изверженные и метаморфические породы, траппы. В Усунку-Муогдаанской подпровинции — заметная роль терригенных, в Молодо-Сюнгюдинской — карбонатных и древних изверженных и метаморфических, в Муно-Жиганской — карбонатных пород</p> <p>То же</p> <p>„</p> <p>„</p> <p>Сибирская платформа и выступы фундамента внутри прогибов: кислые изверженные и метаморфические породы, карбонатные и терригенные толщи</p>
<p>минералогические провинции</p> <p>Гидрослюда, каолинит, смешаннослойные минералы, смектит, хлорит</p>	<p>Таймырская складчатая область: кислые изверженные, метаморфические, терригенные протерозойские толщи, палеозойские карбонатно-терригенные отложения с основными эффузивами. Каолинитово-кварцевые коры выветривания</p>

Петрографический состав обломочных пород и породообразующие компоненты	Основные тяжелые минералы
<p>Алевритово-песчаные породы: кварцевые песчаники и кислые аркозы. Обломки кварца, кислых плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, кремнистых пород</p> <p>Усть-Анабарская провинция</p>	
<p>Алевритово-песчаные породы: граувакковые аркозы, кислые аркозы. Обломки кварца *, калиевых полевых шпатов *, кислых плагиоклазов, кремнистых пород</p>	<p>Слюды, сфен, апатит, титанистые минералы, ильменит, моноклинные пироксены, оливин</p>
<p>Усть-Ленская провинция</p> <p>Алевритово-песчаные породы: аркозы. Обломки кварца, кислых плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, средних плагиоклазов, кремнистых пород</p>	<p>Титанистые минералы, ильменит, гранат, циркон, апатит, слюды</p>
<p>Хатангско-Анабарская провинция</p> <p>Валуно-галечный материал: тот же, что и в ниже-среднеюрском комплексе</p> <p>Алевритово-песчаные породы: основные и кислые аркозы, кварцевые (полевошпатово-кварцевые) песчаники. Кварц, средние, кислые плагиоклазы, калиевые полевые шпаты</p>	<p>Эпидот, амфиболы *, ильменит, моноклинные пироксены, сфен. Высокое содержание тяжелых минералов</p>
<p>Оленекская провинция</p> <p>Валуно-галечный материал: обломки терригенных, карбонатных, кремнистых пород</p> <p>Песчано-алевритовые породы: граувакковые аркозы, основные и кислые аркозы. Обломки кварца, калиевых полевых шпатов, кислых и средних плагиоклазов, кремнистых, осадочных, метаморфизованных, кислых пород</p>	<p>Гранат, циркон, сфен *, апатит, титанистые, эпидот *</p>
<p>Молодо-Жиганская провинция</p> <p>Валуно-галечный материал: известняки, кремни, осадочные терригенные породы</p>	<p>Ильменит, эпидот, сфен, гранат</p>

Основные глинистые минералы	Источники сноса и состав размывавшихся пород
<p>Смешаннослойные минералы, каолинит, хлорит, смектит, гидрослюда</p>	<p>Сибирская платформа: палеозойские и триасовые карбонатные и терригенные толщи и траппы, кислые изверженные и метаморфические породы. Чайдахский (Прончищевский) выступ фундамента: те же петрографические типы пород</p>
<p>Гидрослюда, хлорит, примесь смешаннослойных</p>	<p>Сибирская платформа: кислые изверженные и метаморфические породы; палеозойские и триасовые карбонатные и терригенные толщи, траппы. Туматский выступ фундамента: древние метаморфизованные и метаморфические породы</p>
<p>Смектит, смешаннослойные, глаукониты, хлорит, гидрослюда</p>	<p>Сибирская платформа: Анабарский кристаллический массив, трапповый триасовый комплекс, пермские терригенные и палеозойские карбонатные толщи</p>
<p>Гидрослюда, каолинит, хлорит, смешаннослойные *, смектит</p>	<p>Сибирская платформа: палеозойские карбонатные и терригенные толщи, древние метаморфические и кислые изверженные породы</p>
<p>Гидрослюда, хлорит, смешаннослойные, каолинит, смектит</p>	<p>Сибирская платформа: карбонатные и терригенные палеозойские толщи; кислые изверженные и метаморфические породы, траппы</p>

Петрографический состав обломочных пород и породообразующие компоненты	Основные тяжелые минералы
<p>Алевритово-песчаные породы: основные и кислые аркозы; обломки кварца, калиевых полевых шпатов, кислых и средних плагиоклазов, кремнистых, кислых, осадочных, метаморфизованных пород</p> <p>Восточно-Якутская провинция</p> <p>Валуно-галечный материал: кембрийские и синийские известняки и доломиты; кварц, терригенные породы</p> <p>Алевритово-песчаные породы: аркозы; обломки кварца, калиевых полевых шпатов, плагиоклазов, кислых эффузивов, кремнистых и осадочных пород</p>	<p>Циркон, гранат, апатит, сфен, титанистые, черные рудные, эпидот, рутил, слюды, турмалин</p>

* Количество растет вверх по разрезу.
Примечание. Полу жирным шрифтом отмечены резко преобладающие компоненты.

Основные глинистые минералы	Источники сноса и состав размывавшихся пород
<p>Преимущественно гидрослюды и хлорит</p>	<p>Сибирская платформа, выступы фундамента внутри прогибов, поднятия в пределах Верхоянья: кислые изверженные и метаморфические породы, терригенные и карбонатные толщи</p>

распределения глинистых минералов по площади и обусловлено, по-видимому, аградацией смектита и смешаннослойных минералов слюдистого типа. С этим согласуются и изменения в поглощенном комплексе пород — обогащение прибрежных осадков натрием, кальцием и магнием (положительные нагрузки фактора на эти показатели) и увеличение количества калия в более удаленных от берега фациях (отрицательные нагрузки).

Данные факторного анализа свидетельствуют об обогащении более грубозернистых прибрежных отложений органическим веществом. Это указывает на детритное происхождение части органического материала в изучаемом разрезе прибрежной зоны. Таким образом, первый, ведущий фактор отражает влияние на формирование отложений состава материнских пород, дифференциацию материала по крупности и отчасти его преобразование в различных фациальных обстановках.

Второй фактор, влияющий на изменение исследуемых показателей, обладает значительно меньшим весом (около 11%). Он воздействует почти исключительно на минеральный состав отложений. По характеру изменения изученных показателей выделяется ассоциация из двух групп минералов: черных рудных минералов, амфиболов, глауконита, плагиоклазов и содержания тяжелой фракции (положительные нагрузки фактора на показатели) и эпидота, слюд и обломков пород (отрицательные нагрузки). Первая группа объединяет наиболее тяжелые, а вторая — легкие компоненты тяжелой и легкой фракций. Особенно

характерным является однонаправленное влияние фактора на общий выход тяжелой фракции и содержание в породе минералов с высокой плотностью.

Таким образом, второй фактор отражает воздействие на минеральный состав осадка процессов дифференциации материала по плотности или, иными словами, влияние степени гидродинамической активности среды осадконакопления. Аналогичные данные получены и по другим районам [21]. Фактор оказывает также некоторое влияние на содержание в породе пирита (отрицательная нагрузка) и обменного натрия (положительная нагрузка). Это влияние обусловлено, по-видимому, возрастанием окислительного потенциала с увеличением гидродинамической активности, неблагоприятно отражающимся на образовании пирита, и, возможно, некоторым опреснением в прибрежных фациях, способствующим накоплению натрия в обменном комплексе.

Таким образом, состав терригенных отложений прибрежной зоны Хатангского палеобассейна определяется главным образом составом исходных пород и дифференциацией материала по крупности и плотности. При этом интересно отметить ярко выраженную тенденцию к пространственному разделению обломочных компонентов из разных источников, связанную с дифференциацией материала по крупности, и обусловленное этим обогащением прибрежных, более грубозернистых отложений продуктами разрушения метаморфических пород Анабарского массива.

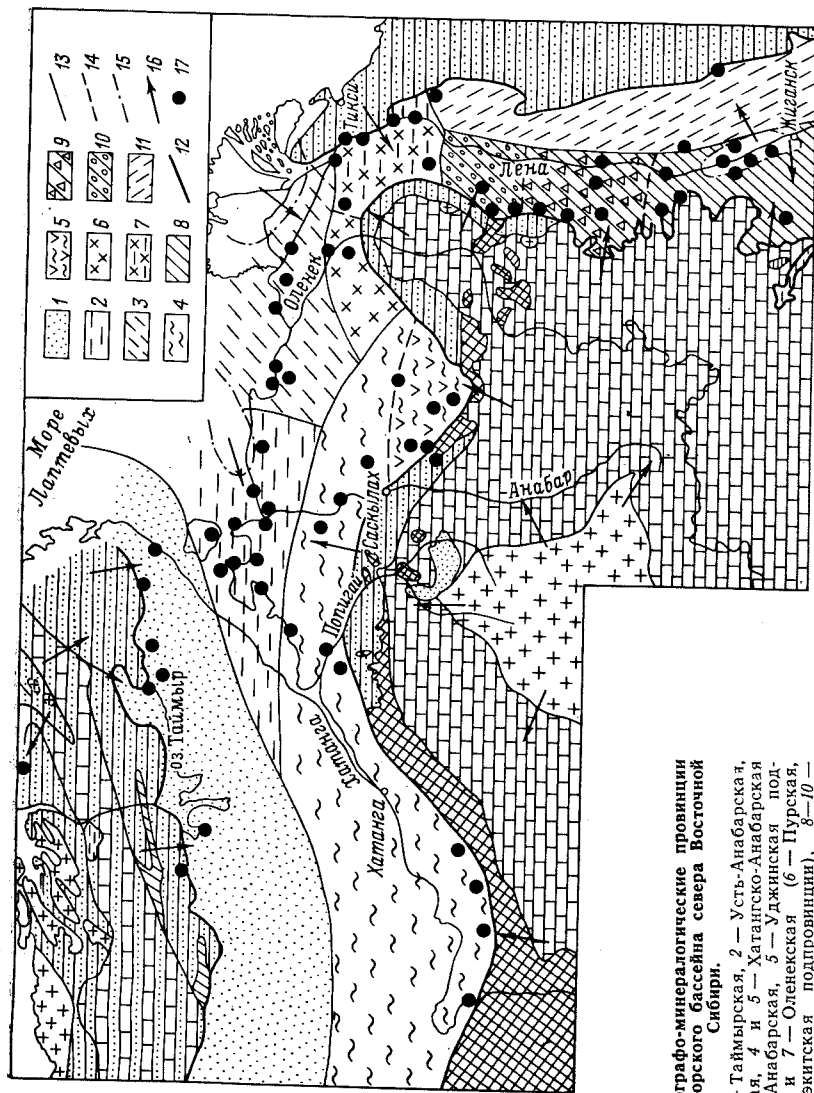


Рис. 53. Петрографо-минералогические провинции мезозойского морского бассейна севера Восточной Сибири.

Провинции: 1 — Таймырская, 2 — Усть-Анабарская, 3 — Усть-Ленская, 4 и 5 — Хатангско-Анабарская (4 — Хатангско-Анабарская, 5 — Уджинская подпровинция), 6 и 7 — Оленекская (6 — Пурская, 7 — Келимер-Эйэкильская подпровинция), 8 — 10 — Молодо-Жиганская (8 — Жиганская, 9 — Молодо-Сюнгюдинская, 10 — Усунку-Муогдаанская подпровинция), 11 — Восточно-Якутская; границы: 12 — мезозойского терригенного выполнения прогибов, 13 — петрографических комплексов обломочного материала и петрографо-минералогических провинций, 14 — подпровинций, 15 — основных внутренних поднятий; 16 — направления сноса обломочного материала; 17 — разрезы. Условные обозначения петрографических комплексов см. на рис. 1.

ва, в то время как более удаленные от берега тонкие осадки обогащались продуктами, поступавшими из осадочных толщ и трапповых образований.

ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

Для выделения петрографо-минералогических провинций в пределах рассматриваемой территории использовался весь комплекс полученных петрографических и минералогических данных по составу обломочных (от галечного материала до тяжелых аксессуаров) и глинистых компонентов пород. Анализ схем распределения этих компонентов по площади и разрезу позволяет выделить ряд областей со своеобразным минеральным составом. Минеральный состав отложений этих устойчивых по площади районов, как было показано выше, изменялся от пермского к триасовому, ранне-среднеюрскому и далее позднеюрско-раннемеловому этапам развития территории.

Анализ факторов, контролирующих состав отложений, т. е. набор обломочных и глинистых компонентов, выявил ведущую роль материнских пород в формировании состава терригенной толщи района. Это позволяет использовать выделенные провинции для восстановления источников сноса терригенного материала. При интерпретации минерального состава отложений внутренних областей бассейна для восстановления источников сноса необходимо вводить коррективы на влияние процессов дифференциации, изменение материала при его транспортировке, а для глинистых минералов — и на диагенетические и катагенетические преобразования. Выявление внутренних источников сноса основывается поэтому на появлении малоустойчивого материала, увеличении грубозернистости отложений и выхода тяжелых минералов.

В пределах рассматриваемой территории выделяются следующие основные петрографо-минералогические провинции: Таймырская, Усть-Анабарская, Усть-Ленская, Хатангско-Анабарская с Уджинской подпровинцией, Оленекская с Пурской и Келимер-Эйэкитской подпровинцией, Молодо-Жиганская с Муно-Жиганской, Сюнгюдинской и Усунку-Муогдаанской подпровинциями (рис. 53). Характеристика провинций приводится в табл. 9.

ГЛАВА III
УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Триасовый терригенный комплекс

К концу позднепермской эпохи происходят подъем и осушение большей части территории Северной Сибири. Уже в татарском ярусе наблюдаются многочисленные перерывы, а в Верхоянье — угловые несогласия внутри яруса и значительное сокращение его мощности. В это же время начинаются первые излияния основных лав. К концу татарского века на большей части территории формируется предтриасовый пенеплен. Возникавшие на его поверхности коры выветривания представлены как перетолженными продуктами — горизонтами пестрых глин в кровле верхнепермских отложений Булкурско-Чекуровского района, кварцевыми песчаниками индского яруса Оленекской протоки и Хараулаха, так и автохтонными образованиями — глинистыми корами Западного Верхоянья, Чекуровской антиклинали, Оленекской протоки, кварцевыми песчаниками в основании триасовых отложений Вилюйской синеклизы.

Индские отложения с разрывом и в большинстве районов со скрытым несогласием ложатся на различные горизонты пермского разреза. Во внутренней зоне северо-восточной части Лено-Анабарского прогиба в пределах остаточного морского бассейна наблюдается довольно постепенный переход от пермских к триасовым отложениям.

В течение индского времени осадконакопление локализуется во внутренней зоне прогибов (рис. 54), где формируется пестроцветная лагунно-континентальная толща с фауной филопод. На центральном Таймыре возникает Фадью-Кудинская впадина, быстро заполняющаяся мощными молассоидными толщами. В районах Анабарской губы, дельты Лены, Оленекского поднятия, Чекуровской антиклинали и южного окончания хр. Туорасис в Западном Верхоянье (Хараулахские горы) существовали поднятия, фиксируемые незначительными мощностями индских отложений или их полным отсутствием.

Прекрасно выраженная ритмичность индских толщ, представленных чередующимися песчаниками, алевролитами, аргил-

литами, прослоями конгломератов и гравелитов, отражает дифференцированность тектонических движений, характерную не только для индского века, но и для всего триасового периода (за исключением оленекского времени). Сейсмическая актив-

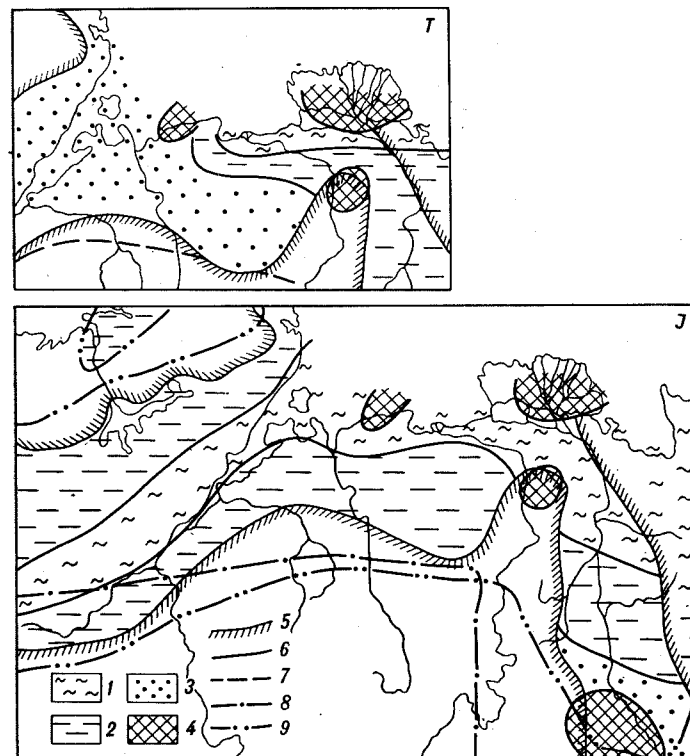


Рис. 54. Некоторые особенности палеогеографии триасового (Т) и юрского (J) периодов на севере Восточной Сибири.

1 — зона относительно стабильного осадконакопления в морском (в индском веке — лагунном) бассейне (преимущественно сублитераль — глубина до 200 м, временами более глубоководные обстановки); 2 — литеральная, сублитеральная, лагунно-дельтовая обстановки; 3 — то же, с периодическими условиями аллювиальной равнины и угленакоплением; 4 — основные внутренние поднятия. Границы: 5 — распространения мезозойских терригенных отложений, 6 — фациальных зон, 7—9 — крупнейших трансгрессий (7 — оленекской, 8 — раннеюрской, 9 — волжско-берриаской).

ность района обуславливает возникновение подводно-оползневых деформаций в индских — нижнеанзизийских отложениях, особенно ярко проявившихся вблизи замыкающейся Таймырской геосинклинали (м. Цветкова).

В Енисей-Хатангском прогибе, на Таймыре и вдоль северной окраины Сибирской платформы происходят массовые излияния основных лав, достигающие в наиболее прогнутых участках Фадью-Кудинского и Байкуро-Котуйского желобов [163] мощ-

ности 1500—2000 м. Туфоловые образования развиты на Восточном Таймыре (м. Цветкова, возвышенности Тулай-Кирыка и Кирыка-Тас) также и внутри индского терригенного комплекса.

Присутствие трапповых образований или их реликтов вдоль всей северной и восточной окраин Сибирской платформы, прослоев диабазов, туфов и туффитов основных эффузивов в разрезах Западного Верхоянья свидетельствует о повсеместном распространении вулканизма в пределах территории севера Восточной Сибири. При этом интенсивность вулканизма резко ослабевает с запада на восток, и мощность эффузивных и пирокластических образований падает от Таймыра к Западному Верхоянью от 1—2 км до немногих метров.

К концу индского века происходит общее воздымание территории, и в раннеоленинское время формируются площадные охристо-сметитовые коры выветривания, залегающие в виде выдержанного горизонта между отложениями индского и оленекского ярусов в бассейне р. Пура и на Оленекской протоке. Выравнивание территории, несравненно более значительное, чем в начале индского века, создает благоприятные условия для крупнейшей оленекской ингрессии — части глобальной трансгрессии, повсеместно в Азии сопровождавшейся формированием монотонных глинистых толщ с прослоями известняков. На раннем ее этапе в восточной зоне Лено-Анабарского и северной зоне Приверхоянского прогиба в своеобразной палеогеографической обстановке формируется толща ламинитов. Возникновение этих битуминозных тонкослоистых пиритизированных глинисто-карбонатных отложений, так же как и толщ карбаргилитов во многих других районах, обуславливалось благоприятным сочетанием пеплефикации, замедленного осадконакопления, жаркого климата. Осадки формировались в краевом бассейне, примыкавшем к выровненному континенту.

Широкое развитие трапповых образований и засушливый климат определили сметитовый характер продуктов выветривания, составлявших основу тонкой фракции ламинитов. Жаркий климат, замедленная седиментация обусловили формирование в бассейне не только глинистых, но и хемогенных осадков.

Внутренняя, удаленная от берега и более интенсивно прогибавшаяся зона бассейна представляла собой иловую впадину, заполнявшуюся пелитовым материалом. Здесь периодически возникали и карбонатные прослои. Многие из них имеют прерывистый, конкреционный характер. К краевой части бассейна мощность отложений падает от 40 до 7—8 м. В прибрежной зоне, примыкающей к южным, унаследованным от индского века поднятиям, глинисто-карбонатный горизонт замещается маломощными (0,8—2 м) массивными известняками, залегающими кое-где непосредственно на размытой поверхности верхнепермских отложений.

Высокая температура и обилие растворенных питательных компонентов обусловили значительную биологическую продуктивность бассейна и, как следствие, существенное обогащение осадка органическим веществом и сульфидами железа.

Обычное явление, сопутствующее накоплению ламинитов, — возникновение стратификации водной толщи, появление верхнего, нормально аэрируемого, и нижнего, застойного слоя [223]. Возможно, этапам сероводородного заражения при формировании рассматриваемого горизонта отвечают листоватые, не затронутые биотурбацией глинистые пласты, разделяющие карбонатные прослои.

Во второй половине раннеоленинского времени повсеместно возникает относительно глубоководный морской бассейн. Результаты изучения поглощенного комплекса глинистых пород свидетельствуют о существенном изменении (уменьшении) солёности морских раннетриасовых бассейнов по сравнению с пермскими морями, возможно обусловившем резкую смену морских фаун на рубеже палеозойской и мезозойской эры [41, 42].

Период выравнивания, сопровождавшийся формированием кор выветривания, битуминозных глинисто-карбонатных и глинистых толщ, повсеместно заканчивается во второй половине позднеоленинского времени поднятием территории и образованием песчано-алевроитовых осадков.

Регрессивные тенденции углубляются в анизийском веке (рис. 55). Море покидает приплатформенную зону прогибов. Регрессия развивается непрерывно в течение всей среднетриасовой эпохи. Максимальное сокращение морского бассейна приходится на конец ладинского века. В анизийском веке во внутренней зоне прогибов еще сохраняется мелководный морской бассейн, населенный обильной стеногалинной фауной головоногих и двустворок. В ладинском веке его акватория сокращается за счет осушения всей территории Хатангского прогиба, где в условиях прибрежной аккумулятивной равнины формируются песчаные осадки, обогащенные растительным детритом и включающие на Восточном Таймыре маломощные угольные прослои.

В карнийском веке на рассматриваемой территории восстанавливается мелководный морской бассейн, располагавшийся приблизительно в границах индских седиментационных впадин и населенный богатой фауной аммоноидей, брахиопод и двустворок. В нем повсеместно формируются алевроитово-песчаные и глинистые осадки с линзовидными прослоями мелкогалечных конгломератов из обломков местных, главным образом терригенных, пород, пелелиподовыми и брахиоподовыми банками, скоплениями битой ракушки.

Анализ палеогеографической обстановки норийско-рэтского времени затрудняется предъюрским размывом верхних горизонтов триасовых отложений. Фрагменты норийско-рэтских образований сохранились на территории Хатангского прогиба, где

они представлены угленосной толщей с сидеритами, и во внутренней зоне Лено-Анабарского (м. Тумул) и Приверхоанского прогибов (Хараулах), где от размыва сохранились песчаные слои с линзами конгломератов, охарактеризованные фауной морских ранне- и средненорийских пелеципод. В целом норийско-рэтское время — эпоха регрессии, возникновения аллюви-

альной равнины, формирования континентальных угленосных толщ. Остаточный морской бассейн сохраняется, по-видимому, во внутренней зоне Лено-Анабарского и Приверхоанского прогибов.

Преимущественно щелочной характер поровых растворов, восстановительная среда, присутствие серы обусловили форми-

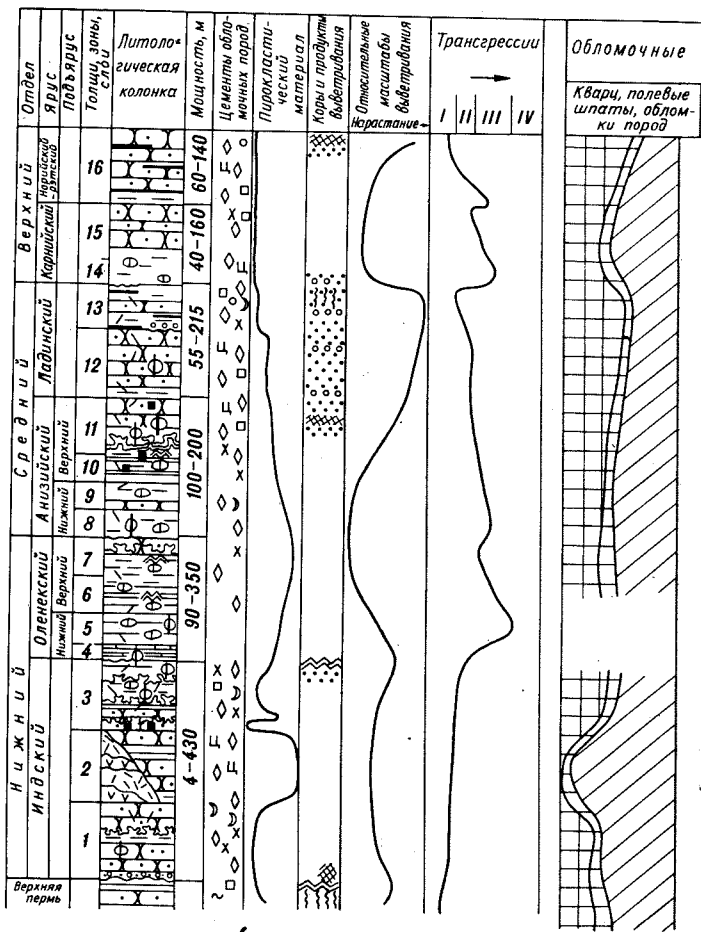
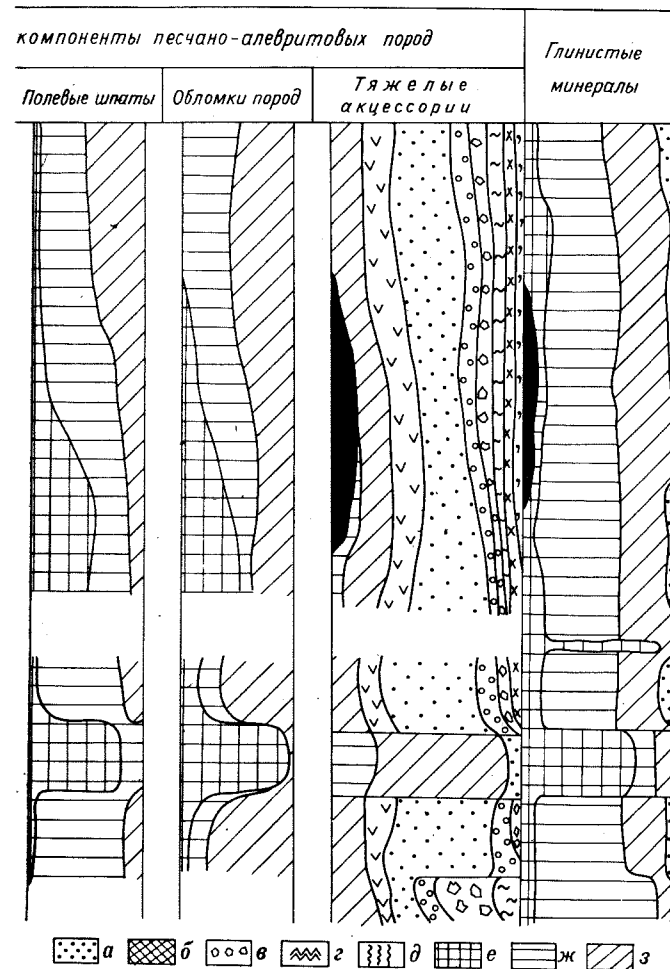


Рис. 55. Основные тенденции эволюции триасового осадконакопления на севере Восточной Сибири.

Толщи, зоны и слои стратиграфического разреза: 1 — нижняя терригенная, 2 — туфолавовая, 3 — верхняя терригенная; зоны: 4 — *Meekeoceras gracilitatis*, 5 — *Anasibirites multiformis*, 6 — *Olenekites spiniplicatus*, 7 — *Prohungarites tuberculatus*, 8 — *Stenapoponoceras mirabilis*, 9 — *Arctochungarites triformis*, 10 — *Gimnotoceras deleeni*, 11 — *Frechites laptevi*; 12 — слои с *Tsvetkovites* и *Monophyllites*; 13 — нижняя угленосная толща (цветковская и гурмисская свиты); 14 — слои с *Discophyllites*; 15 — слои с *Nalobia*; 16 — верхняя угленосная толща (немцовская и чайдахская свиты). Фациальные обстановки: I — лагунно-континентальные, II — литорали и верхней зоны сублиторали, III — нижней зоны сублиторали; IV — относительно глубоководные.



а — обогащение кварцем; б — кварцевые песчаники; в — высокожелезистые породы с гидротитом; г — коры выветривания; д — следы выветривания (ожелезнение, трещины с морионом); е — средние и основные плагиоклазы, обломки базальтов и порфиритов; ж — кислые плагиоклазы, обломки кислых эффузивов; з — калиевые полевые шпаты, обломки осадочных и метаморфических пород.

Распределение пирокластического материала и состав обломочных компонентов песчано-алевритовых пород показаны для Восточного Таймыра, фациальные обстановки и состав глинистых пород — для внутренней зоны прогибов. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.

рование в морских триасовых толщах диагенетического пирита и кальциевых карбонатов. Отмечавшаяся для последних нередко повышенная концентрация изоморфного марганца обусловлена, возможно, его поступлением с продуктами разрушения трапповых образований. Необходимо отметить в целом незначительное развитие пирита в триасовых отложениях, по-видимому связанное с довольно заметными скоростями седиментации и дефицитом органического вещества.

Окислительные условия и недостаток серы определили резкое уменьшение пиритообразования и широкое развитие сидерита в угленосных отложениях. Этот комплекс аутигенных минералов особенно типичен для норийско-рэтских угленосных толщ.

Вулканическая активность, столь характерная для индского века, отчетливо проявляется в течение всего триасового периода только на Восточном Таймыре. Ее интенсивность заметно падает от индского к карнийскому веку. На остальной территории присутствие пирокластических продуктов достоверно устанавливается только в индской части разреза. Исключением являются нижне-средненорийские отложения разреза м. Тумул, где наряду с обильным переотложенным базальтовым материалом присутствуют и прослойки витро-литокластических туффилов базальтов. Это свидетельствует о некотором оживлении вулканической деятельности к концу триасового периода. Такое же явление характерно и для других восточных районов СССР, в частности для Южного Приморья [80, 81].

Основные питающие провинции триасового бассейна располагались на Восточном Таймыре и на севере Сибирской платформы. Формирование мощной трапповой формации коренным образом меняет источники сноса севера Сибирской платформы. Пермские толщи с характерным гидрослюдистым составом глинистых пород и устойчивым комплексом аксессуариев (гранат, циркон, турмалин, ставролит) сменяются граувакками с основными, средними плагиоклазами, титанистыми минералами, ильменитом, авгитом, иногда оливином и хромшпинелидами, глинами и аргиллитами, сильно обогащенными хлоритовым, а в приплатформенных разрезах также и смектитовым компонентом — продуктами разрушения трапповых массивов, формировавшихся по обрамлению седиментационных впадин. Вместе с тем в отличие от районов, непосредственно примыкающих к Сибирской платформе, и района Анабарского порога (Усть-Анабарская и Оленекская петрографо-минералогические провинции) с характерной для них резкой дискордантностью состава триасовых отложений по отношению к подстилающим пермским толщам, на Восточном Таймыре и во внутренней северо-восточной области Лено-Анабарского и Приверхоянского прогибов наблюдается в целом унаследованный характер индских источников сноса от позднепермской эпохи. Здесь продолжают размываться глав-

ным образом палеозойские, в том числе пермские, терригенные образования, импрегнированные (Таймыр) основными эффузивами.

В Восточно-Таймырской области седиментации влияние основного эффузивного материала на характер формирующихся осадков проявлялось в присутствии базальтовой пирокластике. В остальном между пермским и триасовым этапами седиментации отмечается преемственность в источниках питания. Индские отложения формируются за счет разрушения верхнепермских глинистых толщ, а частично за счет самих триасовых пород. Об этом свидетельствует резкое преобладание среди индских песчаников аргиллитовых литокласт, включающих обломки красноцветных туфоаргиллитов туфолавого горизонта, и хлоритово-гидрослюдистый состав как пермских, так и индских аргиллитов.

Господство в триасовом разрезе литокласт и хлоритово-гидрослюдистых аргиллитов свидетельствует о том, что палеозойский терригенный комплекс остается важнейшим источником обломочного материала на протяжении всего триасового периода. Как показал Ю. Е. Погребницкий [163], в это время происходит интенсивный рост крупных структур Восточного Таймыра. В частности, максимальная вертикальная амплитуда поднятия в пределах Кульдимской антиклинали, расположенной непосредственно к северу от рассматриваемого района, составила за андизийско-рэтское время около 4 км [163].

В андизийском веке усиливается поток материала из северных районов горного Таймыра. Здесь разрушались преимущественно верхнепротерозойские породы — толща фельзитов, фельзит-порфиринов, альбитофиринов, яшм и подстилающих их порфиритов лаптевской серии, кварцитов и разнообразных филлитов октябрьской и ждановской свит, заключенные внутри филлитов массивы катаклазированных гранитоидов.

Кислые эффузивы и силициты, образующие километровую толщу в кровле протерозойского комплекса [163, 170], служили источником галек и песчаных фрагментов порфиринов и яшм, характерного эффузивного катаклазированного и трещиноватого кварца. Этот материал сильно обогащает литокласты с фельзитовым компонентом, появляющиеся в разрезе уже в верхнеандизийских отложениях.

Продукты разрушения порфиритов — их обломки и обильный эпидот — присутствуют в литокластах с порфиритовым компонентом. Они чередуются с литокластами, обогащенными кислым материалом в верхнеандизийских и ладинских толщах и постепенно исчезают в угленосных ладинских отложениях цветковской свиты.

Разнообразные филлиты и кварциты более древних свит — источник обломков кварцитов, катаклазированных зерен кварца с извилистыми очертаниями, устойчивых тяжелых минералов:

рутила, циркона, альмандина, турмалина, хлоритоида. Их количество постепенно возрастает вверх по разрезу, особенно резко с подошвы цветковской свиты. Заключенные внутри филлитовой серии массивы порфиридных гранитов, как свидетельствует изучение протолочек аналогичных пород с п-ова Заря [171], сильно обогащены аксессуарным ксенотимом. Поэтому с ним следует связывать появление возрастающих вверх по разрезу количеств ксенотима, роговой обманки и калиевых полевых шпатов.

В ладинских и норийско-рэтских отложениях присутствуют также прослои, сильно обогащенные кварцем и устойчивыми минералами как кислых (рутил, циркон), так и основных (шпинель, хромпикотит) пород. В норийско-рэтских толщах с ними ассоциируют аргиллиты с примесью каолинита. Возникновение этих пород связано с разрушением кварцитов, кор выветривания и отчасти, возможно, с дифференциацией материала в бассейне. Каолининовые коры выветривания известны на кислых эффузивах Северного Таймыра [170]. В целом для Таймырской провинции характерны расширение источников питания, их эволюция от местных южных терригенных палеозойских (ранний триас — раннеанализийское время) к северным верхнепротерозойским источникам — порфирам и порфиритам лаптевской серии (в среднем триасе), филлитам и кварцитам ждановской и октябрьской свит с массивами гранитоидов (в позднеладинское время — познетриасовую эпоху).

Отчетливый унаследованный характер имеет триасовое осадконакопление и во внутренней зоне Лено-Анабарского прогиба (Усть-Ленская минералогическая провинция). Так же, как и в других районах, влияние основного эффузивного материала проявляется здесь главным образом в индское время и отражается в присутствии в индских отложениях обломков порфиритов среди галечного материала, зерен порфиритов в песчаных породах, в общем увеличении среди минералов тяжелой фракции количества титанистых трудноопределимых образований, ильменита, присутствии моноклинных пироксенов, а в глинистых породах — смешаннослойных минералов. В целом, однако, обилие галек песчаников и алевритов грауваккового состава, господство литокласт среди алевритово-песчаных пород, периодическое возрастание количества граната, циркона и особенно апатита, хлоритово-гидрослюдистый характер глинистых пород свидетельствуют о доминирующей роли терригенных, отчасти метаморфизованных палеозойских толщ в пределах питающих провинций — Сибирской платформы, а также, по-видимому, Усть-Ленского (Туматского) поднятия. Здесь, судя по обилию апатита, возможно, размывались и более древние гранитоиды.

Это же относится к источникам сноса для части Оленекской петрографо-минералогической провинции. Очень заметное влияние траппового материала отмечается для района Чекуровской

антиклинали, где широко развиты по всему триасовому разрезу нацело хлоритизированные обломки основных эффузивов, в полевошпатовой фракции присутствуют средние плагиоклазы, в тяжелой фракции — моноклинные пироксены и оливин, в глинистых породах отмечается спорадическое возрастание содержания смешаннослойных минералов.

Однако в отличие от разрезов внутренней зоны прогибов и Таймырской области здесь, на рубеже пермского и триасового периодов, наблюдаются существенные изменения в комплексе размывавшихся пород. Источник обломочного материала пермских толщ с характерным для них очень высоким (в среднем 20—35%) содержанием гранатов, повышенными концентрациями циркона, а в западной части района, в бассейнах рек Пура и Келимера, также и ставролита (в среднем около 6%) — метаморфические породы или, возможно, продукты их разрушения — среднепалеозойские терригенные толщи. Источник обломочного материала триасовых отложений — пермский, возможно отчасти среднепалеозойский, комплекс, но в значительной мере также и трапповые образования. Различие в составе триасовых и подстилающих пермских отложений возрастает от северных разрезов Оленекской провинции (Булкурская антиклиналь), переходных по своему минеральному составу к разрезам Усть-Ленской провинции, в южном и западном направлении (Чекуровская антиклиналь, бассейны рек Келимера, Оленека и Пура).

Еще более существенные, хотя и аналогичные по характеру, различия наблюдаются между пермскими и триасовыми отложениями в Усть-Анабарской минералогической провинции. Типичный «платформенный» пермский турмалин-циркон-гранатовый комплекс тяжелых минералов сменяется триасовой ассоциацией ильменита и титанистых образований. Широкое распространение среди галечного материала обломков основных эффузивов, среди алевритово-песчаных пород — порфиритовых граувакк, среди глинистых минералов — смектита и хлоритов свидетельствует об очень значительной роли траппового материала в качестве источника триасовых толщ.

Триасовый континент характеризовался невысоким пологовсхолмленным рельефом. Об этом свидетельствуют отсутствие мощных конгломератовых толщ и преимущественно мелкозернистый характер песчаных пород, чередующихся с пачками аргиллитов. Наиболее значительные абсолютные отметки (среднегорный рельеф) наблюдались на Таймыре, где в триасовом разрезе присутствуют довольно многочисленные прослои гравелитов (м. Цветкова) и конгломератов (р. Фадью-Куда). В эволюции рельефа выделяется этап оленекского, а также средне-познетриасового [29] выравнивания.

Для лагунно-континентальных отложений индского, а в Вилюйской синеклизе и оленекского возраста очень характерно присутствие красноцветных прослоев. Красноцветные отложе-

ния, как отмечает Ван Хаутен (1973 г.), не выходят за пределы области, ограниченной 30° палеошироты. Жаркий и, по-видимому, засушливый климат господствовал не только в раннетриасовое, но, вероятно, и в раннеанизийское время, когда в морских отложениях возникали довольно многочисленные прослой красноватых известняков.

Нижнетриасовые красноцветные глинистые прослои по сравнению с сероцветными сильно обогащены минералами с лабильной решеткой, связанными, по-видимому, с продуктами разрушения основного эффузивного и пирокластического, в различной степени переотложенного материала. Не исключено, однако, что обогащение красноцветов лабильными минералами обусловлено не только присутствием основного материала, но и периодической засушливостью климата, сопровождающейся резким возрастанием роли смектита в продуктах выветривания [240].

К ладинскому веку увеличивается влажность климата и повсеместно формируются сероцветные, а в позднеладинское и норийско-рэтское время угленосные толщи.

В соответствии с эволюцией климатических условий изменяется и характер выветривания. Как показывает изучение распределения кор и продуктов выветривания, его основные этапы (см. рис. 55) приходятся на позднепермско-индское, позднеиндско-раннеоленинское, позднеанизийско-ладинско-раннекарнийское и норийско-рэтское время. Два первых этапа отражаются присутствием кварцевых песчаников и смектитово-охристых (сиалитных) кор выветривания. Их химический состав свидетельствует о красноземном характере выветривания, обусловленном засушливостью климата. Недостаточная влажность при высокой температуре или резко выраженный сухо-влажный климат — обычная обстановка красноземного выветривания и в современную эпоху [69]. Остальные этапы выветривания выделяются по развитию железисто-каолининовых, железистых, кварцевых пород. Как свидетельствуют химические данные, с ладинского века с возрастанием влажности климата красноземное выветривание сменяется латеритным процессом. Весь имеющийся материал по распределению продуктов выветривания, их составу, особенностям глинистой фракции пород говорит о нарастании интенсивности выветривания в ряду анизийский — карнийский — индский и оленекский — ладинский века.

Для уточнения масштабов триасового выветривания, и особенно интенсивности процесса в норийско-рэтское время, необходимо коротко рассмотреть данные и по другим районам Сибири.

В Тургайском прогибе и на юге Западной Сибири на границе перми и триаса известны каолининовые [27, 71], а в Кузбассе — монтмориллонитовые [5] коры выветривания. В пределах Сибирской платформы на породах триасовой трапповой

формации в бассейнах рек Молодо (Л. П. Смирнова, Г. А. Старчик, 1968 г.), Мархи [202] и во многих других местах, иногда на кимберлитах [177], развиты преимущественно смектитовые (сиалитные) коры выветривания, нередко перекрытые отложениями лейаса. Особенно мощные коры и переотложенные продукты выветривания известны на Урале [47, 49, 186—188] и в Иркутском амфитеатре [206]. Анализ уральского материала позволил А. П. Сигову [187, 188] выделить ранне-среднетриасовый красноземный и познетриасовый латеритный этапы выветривания.

Латериты встречены в верхнетриасовых отложениях как Северного [186], так и Южного [49] Урала. Бокситовые горизонты отмечены на Северном Урале в карнийских и норийских толщах, но особенно характерны для рэтских отложений [186]. Обломки верхнетриасовых бокситов встречены на Таймыре Г. И. Степановым [163]. Алюмофосфатные познетриасовые коры выявлены на юго-востоке Сибирской платформы [207]. Мощные горизонты верхнетриасовых кварцевых песчаников известны на Новой Земле [54] и в Западном Верхоянье [129, 183, 185]. Разнообразные по составу, но главным образом каолининовые коры и продукты выветривания, по-видимому, познетриасового (главный этап корообразования) — раннеюрского возраста широко развиты в Иркутском амфитеатре [206].

Таким образом, благоприятное сочетание выравнивания, распространявшегося на обширные районы [38], и теплого климата определили широкое развитие процессов выветривания на всей территории Сибири. Интенсивность выветривания нарастала с течением времени. Красноземный процесс ранне-среднетриасовой эпохи сменяется к ладинскому веку латеритным выветриванием. Максимальные масштабы и интенсивность характерны для познетриасового (норийско-рэтского) этапа выветривания.

Нижне-среднеюрский терригенный комплекс

В конце триасового — начале юрского периода на территории севера Восточной Сибири происходит разрушение ранее накопившихся осадков. Наиболее значительный перерыв наблюдается в платформенном борту прогибов, где плинсбахские, а местами геттанг-синемюрские отложения залегают на карбонатных кембрийских, пермских и эффузивных верхнепермских — нижнетриасовых образованиях. Во внутренней зоне прогибов и на Таймыре наблюдается выпадение менее значительной толщи осадков: здесь нижнеюрские отложения лежат на норийско-рэтском комплексе.

Структурный план триасового периода сохраняется и в течение ранне- и среднеюрской эпох. Это отражается в обычном отсутствии углового несогласия как между юрскими и подсти-

лающими отложениями, так и внутри юрской толщи. Для ранне-среднеюрского времени характерны вялые слабо дифференцированные тектонические движения и не слишком ясно выраженная цикличность осадков. Подводнооползневые явления от-

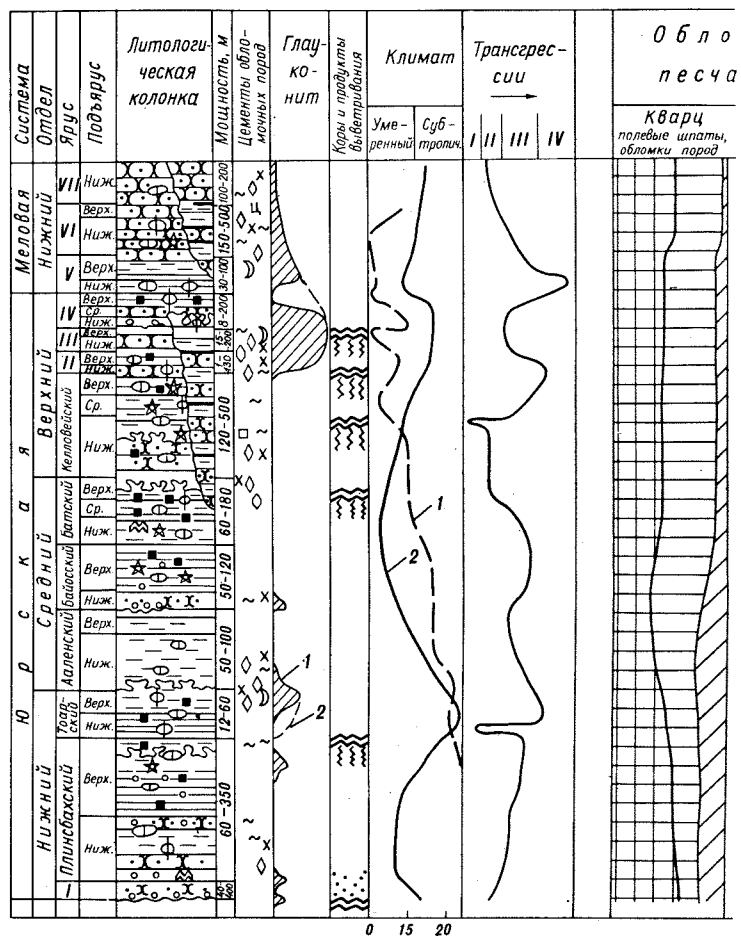


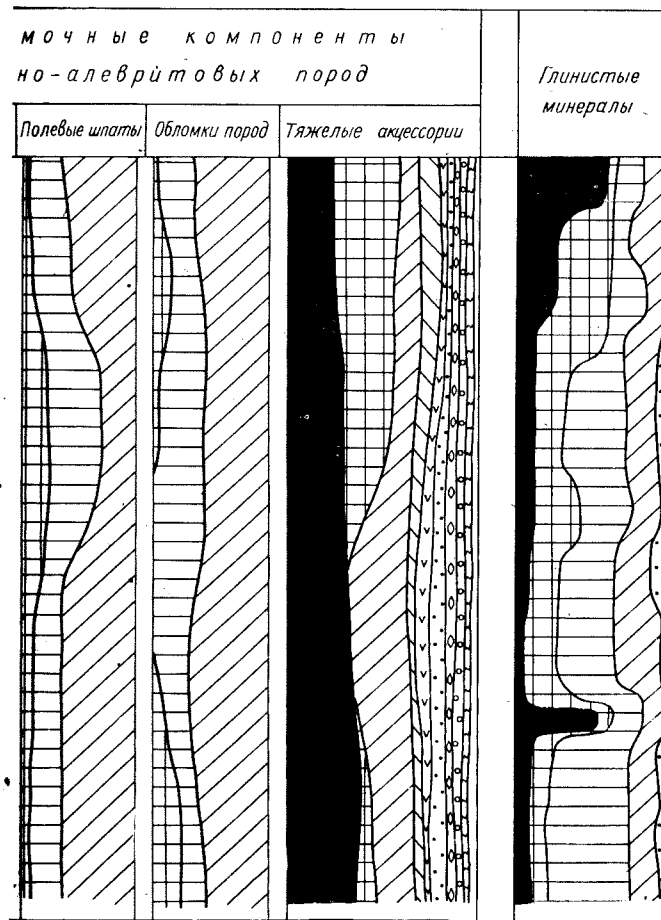
Рис. 56. Основные тенденции эволюции юрско-готервского осадконакопления на севере Восточной Сибири.

Ярусы: I — геттангский — синемюрский, II — оксфордский, III — кимериджский, IV — волжский, V — берриасский, VI — валанжинский, VII — готервский.

мечаются в тоарских песчано-алевритовых отложениях района Анабарской губы, в глинистой толще тоара и в алевролитах чекуровской свиты в разрезе р. Келимер, но наиболее отчетливо проявляются в Чекуровском районе вблизи Верхоянской геосинклинали, где в основании песчаной чекуровской свиты в верхнебатских отложениях присутствуют кластические дайки.

Кроме них, так же как и в юрских отложениях Вилуйской синеклизы [140], отмечаются текстуры пластичного скольжения и течения.

Границы морского бассейна существенно изменялись на различных отрезках ранне- и среднеюрской эпох (рис. 56). Макси-



Глауконитонакопление: 1 — установленное, 2 — предполагаемое; климат: 1 — изменение среднегодовых палеотемператур °С по минимальным значениям Mg/Ca в ростках белемнитов [146], 2 — относительные изменения климатических условий. Фациальные обстановки показаны для внутренней зоны, а состав песчано-алевритовых и глинистых пород — для платформенного борта прогибов. Условные обозначения см. на рис. 4 и 55.

мальная трансгрессия развивалась в течение плинсбахского века. Море, наступавшее на слабо расчлененную пологовсхолмленную страну, быстро распространилось на обширную территорию, оставляя за собой маломощную толщу конгломератов и гравелитов. Трансгрессивный характер имело развитие бассейна

также в тоарское, байосское и батское время. При этом тоарская трансгрессия, как уже отмечалось выше, развивалась в своеобразных условиях пенепленизации и оставила существенно глинистую толщу без следов краевых фаций. Этапы регрессии — ранний тоар (?), ранний байос, поздний бат.

Ранне-среднеюрский морской бассейн характеризовался преимущественным развитием прибрежных мелководных условий седиментации и имел, возможно, особенно на регрессивных этапах, несколько опресненный характер. Наиболее глубоководная (сублиторальная) зона располагалась во внутренней области прогибов.

Обычные для морских отложений диагенетические условия способствовали формированию богатого конкреционного комплекса преимущественно с кальциевыми карбонатами и пиритом. Сидеритовые конкреции характерны для алевритово-песчаных отложений плинсбаха, а также для глинистых толщ тоара и аалена. Своеобразие солевого и, возможно, температурного режима бассейна отразилось в возникновении многочисленных звездчатых конкреций. Трансгрессивные этапы седиментации отмечены также развитием глауконита и фосфоритов.

Юрские питающие провинции во внутренней зоне прогибов, в районе Оленекского поднятия и на Таймыре полностью унаследованы от триасового периода. При этом целый ряд особенностей состава нижне-среднеюрского терригенного комплекса свидетельствует о присутствии во внутренней зоне прогибов дополнительных источников сноса.

Для разрезов Нордвик-Анабарского района характерны возрастание роли песчаного и алевритового материала в верхне-тоарских и ааленских отложениях, постоянная значительная примесь каолинита в глинистых породах, спорадически высокие концентрации моноклинных пироксенов в среднеюрских отложениях. Для разрезов района Оленекской протоки характерны присутствие обильной гальки кварцитов и кислых эффузивов в базальных конгломератах, увеличение песчаности среднеюрских отложений и появление в них очень высоких (десятки процентов) содержаний моноклинных пироксенов, повышенных концентраций апатита, в меньшей степени граната, циркона и амфиболов. Это свидетельствует о наличии весьма близких источников обломочного материала, по-видимому в районе Чайдахского (Прончищевского) и Туматского выступов фундамента. Существование этих выступов подтверждается геофизическими данными [214]. В обоих случаях размывались преимущественно терригенные палеозойские, на востоке — и протерозойские толщи с прослоями основных (западная провинция) и основных и кислых (восточная провинция) изверженных пород.

Дополнительные области сноса существовали и в пределах Приверхоанского прогиба, в районах Джарджанского и Жиганского выступов фундамента. Здесь размывались основные эффу-

зивы и пирокластические породы (Джарджанский район), палеозойские карбонатные отложения, протерозойские карбонаты, кварциты, сланцы, архейские кислые изверженные и метаморфические породы — источники галечного материала в ранне- и отчасти среднеюрское время [10, 112, 142, 166].

Обломочные компоненты юрских отложений платформенного борта прогибов поступали при разрушении широко развитых здесь трапповых образований, а также пермских и более древних терригенных и карбонатных толщ. Там, где юрские отложения залегают непосредственно на пермском терригенном комплексе, наблюдается резкое несоответствие их состава, в частности смена пермской платформенной ассоциации устойчивых минералов ильменит-эпидотовой юрской ассоциацией. Такое же резкое изменение состава тяжелой фракции песчано-алевритовых отложений от комплекса устойчивых минералов к комплексу титанистых минералов и ильменита отмечалось и при переходе от пермских к триасовым отложениям на расположенных севернее, но тоже тяготеющих к платформе участках территории. Оно, по-видимому, также обусловлено появлением нового важнейшего источника обломочного материала — трапповых образований. С ними связаны высокое содержание галек траппов в юрских базальных конгломератах, характерные особенности состава тяжелых минералов и широкое распространение смектита в глинистых породах.

Особенно велико значение продуктов разрушения траппового комплекса при формировании юрских отложений Анабарской минералогической провинции. В ее южной части, в Уджинской подпровинции, существенную роль в качестве источника питания играли также и щелочные породы, источник обломков нефелиновых сиенитов, щелочных базальтоидов в юрских базальных конгломератах, эгирина и бурого сфена в алевритово-песчаных породах. В Молодо-Жиганской минералогической провинции разрушались кембрийские карбонатные породы, а также терригенные средне- и верхнепалеозойские толщи, в меньшей степени трапповые образования. В связи с низкой абразивной и химической устойчивостью карбонатных пород выявление их истинной роли в общем балансе вещества, поступающего из области сноса, встречает значительные трудности. Очень высокие содержания обломков известняков и кремней среди галечного материала юрских отложений, присутствие многочисленных зерен кремней алевритово-песчаной размерности в обломочных породах свидетельствуют о значительной роли карбонатных образований в качестве источников питания. Часть тонкой фракции юрских пород связана, по-видимому, с нерастворимым остатком карбонатов и продуктами разрушения нижнепалеозойских отложений, мало сохранившихся от размыва. Об этом свидетельствует возраст гидрослюд (нижний карбон) домерских алевритов разреза р. Келимера.

Периодически возрастающее содержание амфиболов, сфена, апатита, общего выхода тяжелой фракции в разрезах Оленекского поднятия и бассейна р. Молодо свидетельствует о разрушении здесь выходов древних кислых изверженных и метаморфических пород, присутствующих в ядрах Сололийского и Куойско-Далдынского поднятий.

В течение среднеюрской эпохи, в байосе на территории Приверхоанского прогиба и к верхнему бату в остальной части района, происходили существенные изменения в характере источников питания, выразившиеся в значительном увеличении роли древних пород в пределах питающих провинций. В этот период повсеместно (за исключением Таймыра) наблюдаются смена литокластов и граувакковых аркозов аркозовыми песчано-алевритовыми толщами и связанное с этим увеличение количества полевых шпатов, обломков кислых эффузивов, устойчивых кислых аксессуаров (гранат, циркон, апатит), в разрезах внешней зоны прогибов — амфиболов и сфена, а также кое-где каолинита в составе глинистых пород. Характерные изменения (обогащение галькой древних пород) отмечаются также и в составе конгломератов внешней зоны Приверхоанского прогиба.

Это означает, что комплекс кислых изверженных и метаморфических пород Анабарского массива, влияние продуктов разрушения которого на седиментацию (появление повышенных концентраций амфиболов, сфена, апатита, полевых шпатов) ощущается уже начиная с раннеюрской эпохи, особенно в западной части Приверхоанского прогиба [13, 157], отныне становится важнейшим источником обломочного материала.

Отсутствие в большинстве разрезов мощных прослоев конгломератов, преимущественно мелкозернистый характер песчанников, очень широкое развитие алевритовых и глинистых пород свидетельствуют о низком пологовсхолмленном рельефе областей денудации. По-прежнему наиболее значительные абсолютные отметки наблюдаются на Таймыре, где в основании нижнеюрского разреза присутствует довольно значительная по мощности толща конгломератов и гравелитов. Периодически в раннем плинсбахе, тоаре, раннем байосе и позднем бате происходило выравнивание рельефа и формирование выдержанных глинистых горизонтов. Наиболее значительная пенеппенизация отмечается в тоарском веке; ей соответствуют глинистые осадки при полном отсутствии песчаных краевых фаций.

На протяжении ранне-среднеюрской эпохи на севере Сибири господствовал влажный тепло-умеренный климат [18, 75, 76, 146, 159, 189, 196, 200 и др.]. В континентальных районах формировались угленосные толщи. Температурный максимум приходится на тоар. Палеотемпературные определения по рострам белемнитов [104, 105, 146] из тоарских отложений показывают средние значения среднегодовых температур около 20—23° С. В. И. Ильина [75] по палеоботаническим данным пришла

к выводу о существовании в течение большей части тоарского века жаркого, близкого к тропическому, климата. Температурный минимум приходится на среднеюрскую эпоху. Средние значения среднегодовых температур (по Mg/Ca для белемнитов) составляют для аалена 18—20, для байоса — около 18, для бата — около 15° С (см. рис. 56). Промежуточный, влажный, скорее теплый климат, с тенденцией к потеплению к концу домерского времени господствовал по палеоботаническим данным в течение раннего лейаса [75].

В соответствии с такой климатической обстановкой увеличивается роль гидрослюд и хлоритов в составе глинистых пород среднеюрских отложений, возрастает количество смектита, появляются глауконитово-карбонатные образования в тоарских отложениях. Обращает внимание широкое распространение валунно-галечного материала в плинсбахских, в меньшей степени в байосских толщах. Учитывая присутствие грубообломочного материала в разнофациальных отложениях различного гранулометрического состава, в том числе в глинистых породах, приходится допустить возможность его разнесения водорослями, как это происходит в южной части Берингова моря [131], или плавающими льдами. Последнее предположение, однако, плохо согласуется с палеоботаническими и палеотемпературными данными, свидетельствующими хотя и о сезонном [75], но скорее умеренно теплом климате [75, 105, 146].

Умеренный климат и отсутствие широкой пенеппенизации территории не способствовали заметному корообразованию в течение ранне- и среднеюрской эпохи. Выдержанный горизонт с сульфатно-гидрослюдистыми продуктами выветривания присутствует только в основании тоарской глинистой толщи. Аналогичные по составу продукты выветривания отмечаются кое-где и внутри тоарских и верхнебатских отложений. Максимум выветривания приходился на тоарский век.

Верхнеюрско-нижнемеловой терригенный комплекс

Следующий, верхнеюрско-меловой терригенный комплекс с полной постепенностью сменяет среднеюрские отложения. Граница между батским и келловейским ярусами повсеместно располагается внутри генетически единой регрессивной алевритово-песчаной толщи. Смена минерального состава отложений, переход от литокласт нижне-среднеюрского к аркозам верхнеюрско-нижнемелового комплекса происходит в байосское — позднебатское время, и позднебатские отложения по своим характеристикам уже не отличаются от верхнеюрских морских нижнемеловых толщ.

Для рассматриваемого временного промежутка характерны дифференцированные тектонические движения, обусловившие

сложное строение комплекса, присутствие многочисленных перерывов в осадконакоплении, связанных с частыми сокращениями и расширениями морского бассейна. Границы позднеюрского — раннемелового бассейна изменялись в довольно широких пределах.

Максимальная трансгрессия развивалась в течение поздневожского — раннеберриасского времени. В Хатангском, Лено-Анабарском и северной части Приверхойнского прогиба осадки формировались в глубоководной, периодически застойной удаленной от берега части относительно теплого морского бассейна нормальной солености. Эти выводы основываются на следующих абиотических, биотических и палеогеографических данных, полученных для детально изученного разреза п-ова Пахса [67, 68, 174]: однородные осадки представлены чистыми глинами; широко распространены тонколистчатые и листоватые текстуры; содержание органического углерода и сульфидного железа значительно и достигает соответственно 4,2 и 5,5%; в породах присутствуют рассеянные фосфаты, кремнистый материал, обильные хемогенные образования, представленные пиритовыми, карбонатными и карбонатно-фосфатными конкрециями; наблюдаются остатки планктонных организмов — радиолярий, кокколитофорид и других водорослей; бентос однообразен, беден видами и богат особями; широко распространены эвриоксибионтные формы, преобладают тонкораквинные беспозвоночные; среди агглютированных фораминифер господствуют формы с тонкой стенкой, сложенные хорошо отсортированным очень тонкозернистым материалом [3]; резко преобладают стеногалинные группы беспозвоночных (головоногие и бухии); среди ископаемых ценозов широко распространены автохтонные.

В центральной части Хатангского моря-пролива выявлено чередование двух фациальных обстановок [174]: умеренно глубоководной нормально аэрируемой и относительно глубоководной, застойной. В первой обстановке формировались массивные голубовато-серые глины с разнообразным комплексом беспозвоночных и биогенными конкрециями, образованными синезелеными водорослями. В составе макробентоса преобладали сестонофаги (бухии), среди донных фораминифер существенную роль играли известковые формы. В периодически возникавшей второй обстановке формировались прослой плитчатых глин, обогащенные органическим веществом и сульфидами железа, с карбонатно-фосфатными конкрециями, заключающими остатки кокколитофорид, с бедным в видовом отношении бентосом, представленным главным образом остатками высших ракообразных (хищников или трупоядов) и мелкими тонкораквинными лектинидами, по-видимому селившимися на водорослях и захороненными без следов переноса, с преобладанием в комплексе фораминифер песчаных форм, с более высоким в связи с ухудшением вентиляции отношением V/Cr (рис. 57, табл. 10).

В кровле темных аргиллитов присутствует иногда третий тип глинистых пород — слои (3—4 см) желтовато-серых пластичных высокопористых глин с повышенным содержанием сульфат-

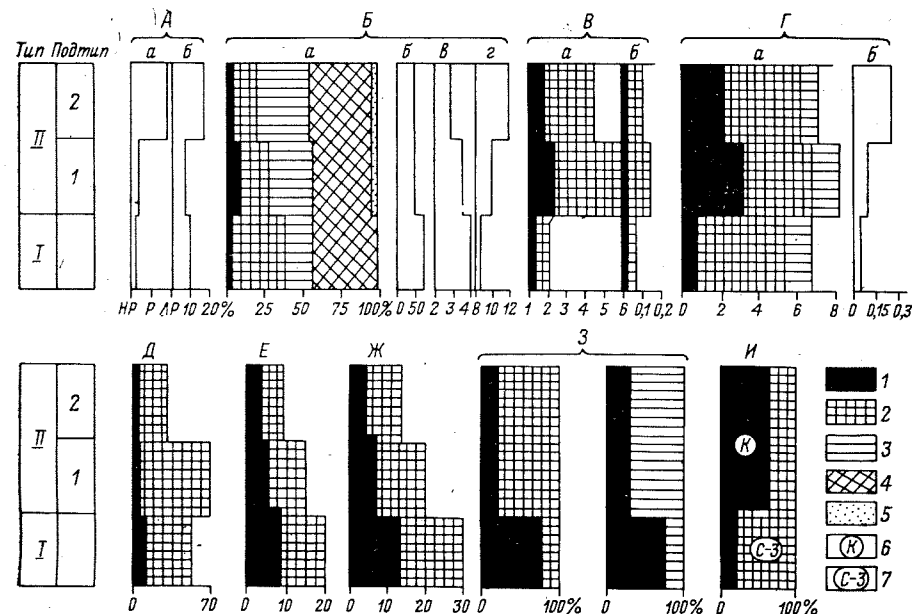


Рис. 57. Характеристика вожско-берриасских пелагических глинистых отложений центральной части Хатангского моря-пролива (разрез м. Урдюк-Хая, п-ов Пахса). Литолого-геохимические данные М. Е. Каплана, палеонтологические — В. А. Захарова и В. А. Басова. Тип I — голубовато-серые массивные аргиллиты (9 образцов); тип II: 1 — темно-серые плитчатые аргиллиты (13 образцов), 2 — желтовато-серые пластичные глины (10 образцов). А — физические свойства: а — размокаемость (HP — не размокают, P — размокают, LP — легко размокают), б — пористость; Б — глинистые минералы: а — состав фракции <0,001 мм, б — набухающие слои (%) в смешаннослойных минералах слюдистого типа, в, г, д — отношения интегральных интенсивностей хлоритов (в — 002/001) и гидрослюды (г — 001/002); В — органическое вещество (% на породу): а — углерод, б — битумоид; Г — формы железа и серы (% на породу): а — железо, б — сульфатная сера; Д — количество раковин фораминифер на 100 г породы; Е — количество родов песчаных и известковых фораминифер; Ж — количество видов фораминифер; З — частота встречаемости раковин бухий, лектинид и ракообразных; И — генетический тип рассеянного органического вещества. 1 — смектит, остаточный органический углерод, хлороформенный битумоид, сульфидное железо, известковые фораминиферы, бухии, сапропелевое вещество; 2 — смешаннослойные минералы, органический углерод (израсходованный на восстановление железа и серы), спиритобезольный битумоид, закисное силикатное железо, песчаные фораминиферы, лектиниды, гумусовое вещество; 3 — гидрослюды, обломочное железо; 4 — хлориты; 5 — каолинит; 6 — преимущественно фосфатно-карбонатные конкреции с кокколитофоритами; 7 — преимущественно карбонатные биогенные конкреции с синезелеными водорослями.

ной серы, обусловленным присутствием гипса, ярозита, барита. Эти слои возникли, по-видимому, при гипергенном разрушении верхней, обогащенной сульфидами, части темных аргиллитов второго типа.

Существование сходных обстановок различной аэрации выявлено при изучении колонок четвертичных пелагических осадков Средиземного моря [224]. Периодическое возникновение

ТАБЛИЦА 10

СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ (% НА ПОРОДУ) МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
В РАЗЛИЧНЫХ ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПАХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ГЛИНИСТЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ХАТАНГСКОГО МОРЯ-ПРОЛИВА
(РАЗРЕЗ П-ОВА ПАХСА)

Элементы	Темно-серые глины и аргиллиты		Голубовато-серые массивные аргиллиты (9 обр.)
	вязкие комковатые (9 обр.)	плотные листоватые (11 обр.)	
Ba	0,036 (0,024—0,064)	0,034 (0,022—0,051)	0,034 (0,026—0,050)
Sr	0,032 (0,023—0,046)	0,032 (0,023—0,046)	0,048 (0,023—0,072)
Mn	0,092 (0,045—0,200)	0,086 (0,025—0,250)	0,075 (0,030—0,150)
Cr	0,013 (0,011—0,017)	0,017 (0,013—0,022)	0,019 (0,011—0,022)
Ni	0,012 (0,006—0,023)	0,015 (0,005—0,042)	0,019 (0,007—0,064)
V	0,026 (0,011—0,043)	0,024 (0,020—0,042)	0,024 (0,017—0,047)
Cu	0,011 (0,006—0,015)	0,015 (0,005—0,037)	0,012 (0,005—0,021)
Ti	0,40 (0,15—0,60)	0,49 (0,30—0,85)	0,56 (0,29—0,64)
Zr	0,018 (0,011—0,027)	0,021 (0,018—0,028)	0,022 (0,016—0,030)
Be · 10 ⁻⁴	1,6 (0,8—2,3)	1,8 (1,0—2,5)	1,6 (0,8—2,4)
Co	0,0028 (0—0,0050)	0,0032 (0—0,0068)	0,0035 (0,0016—0,0160)
Pb	0,0016 (0—0,0042)	0,0027 (0—0,0056)	0,0033 (0—0,0060)
Mo	0,0009 (0—0,0042)	0,0012 (0—0,0075)	—
Ga	0,0012 (0,0004—0,0015)	0,0009 (0,0004—0,0011)	0,0011 (0—0,0017)
B	0,017 (0,008—0,014)	0,014 (0,007—0,016)	0,014 (0,007—0,020)
Na	0,87 (0,25—1,70)	0,90 (0,4—2,2)	1,62 (0,5—3,0)
Ca	0,97 (0,5—2,1)	0,84 (0,2—1,4)	0,44 (0,3—0,7)

Примечание. В скобках указаны пределы колебаний содержания элементов.

застойных условий связывается здесь с нарушением циркуляции, вызванным расслоением водной толщи в течение плювиальных периодов в связи с прорывом легких пресных вод из Черного моря. Существенным является котловинный характер восточной половины Средиземного моря, ограниченной высокими подводными порогами. Вероятно, и центральная часть Хатангского моря-пролива также имела облик котловины. Не случайно именно здесь, в Пахсинско-Бегичевском районе, начиная с позднего келловей и почти непрерывно до позднеберриасского времени накапливались глубоководные темные, иногда иссиня-черные листоватые глинистые осадки.

Интересно отметить значительное сходство тонких фракций светлых и темных илов как Средиземного, так и Хатангского морей. В обоих случаях светлые осадки обогащены лабильными минералами, темные — гидрослюдой и каолинитом. Э. Шамлей [224] для объяснения различий в фазовом составе глинистой части светлых и темных илов использует данные В. Хуана и В. Келлера [231] об интенсивном растворении глинистых минералов органическими кислотами. В результате темные (сапропелевые) илы освобождаются от нестойких деградированных минералов. Это объяснение неприложимо к изученным нами породам в связи с относительно невысоким содержанием в них органического материала.

Вероятными кажутся связь светлых пород с южной питающей провинцией и более существенная роль северных источников при формировании темно-серых аргиллитов. Об этом свидетельствует состав пород. Светлые разности обогащены продуктами выветривания траппов Сибирской платформы — смектитом, смешаннослойными минералами, алюминиевыми деградированными гидрослюдами, высокожелезистыми хлоритами и, как следствие, натрием и закисным железом, преимущественным по данным выборочных определений CO_2 почти исключительно силикатной формой. Они содержат также повышенные концентрации хрома, никеля, титана, кобальта и свинца — элементов, обогащающих основные породы, и стронция, возможно связанного с разрушением палеозойских карбонатов Сибирской платформы. В темно-серых аргиллитах заметно больше продуктов Таймырского происхождения — гидрослюд, каолинита; хлориты отличаются повышенной магnezальностью, гидрослюды — меньшей алюминеозностью. Отмечается тенденция к некоторому обогащению пород бериллием, отчетливо тяготеющим к Таймырской зоне, марганцем и медью — элементами с тенденцией к накоплению в центральной зоне бассейнов. Повышенные концентрации кальция связаны, по-видимому, с гипергенным гипсом, возникающим при разрушении пирита. Не исключено, что некоторые особенности глинистых минералов (уменьшение количества набухающих слоев в смешаннослойных образованиях, повышение магnezальности или железистости гидрослюд) обусловлены их диагенетической трансформацией.

Формирование светлых илов отвечало трансгрессивным, а темных — регрессивным этапам развития бассейна. Благодаря особенностям его морфологии — плоскому южному шельфу, переходившему в трапповую равнину Сибирской платформы, и крутому северному борту, примыкавшему к Таймырскому низкорному району, трансгрессии и регрессии затрагивали в основном южную, приплатформенную, зону. При этом происходило относительное уменьшение (регрессия) или увеличение (трансгрессия) роли северного источника сноса. С этапами трансгрессий, вероятно из-за изменений распределения течений, было связано возникновение застойных обстановок и формирование темно-серых илов.

Зона поздневолжской — раннеберриасской устойчивой некомпенсированной глинистой седиментации северной части прогиба сменяется к их платформенному борту (за исключением Оленекского поднятия) и в южном направлении вдоль Приверхоянского прогиба зоной мелкого шельфа. В Приверхоянском прогибе южнее Кютюндинского грабена формируются прибрежные (прибрежно-лагунные) толщи [8].

Моментами максимальных регрессий в течение рассматриваемого этапа было раннекелловейское и валанжинское время. В южной части меридионального отрезка Приверхоянского про-

гиба с конца позднего бата непрерывно (за исключением части волжского века) формировались угленосные аллювиально-дельтовые отложения. На остальной территории, кроме внутренней зоны прогибов и Таймыра, отсутствует значительная часть келловейских (преимущественно среднекелловейских), оксфордских (верхнеоксфордских), кимериджских отложений. По-видимому, с многочисленными перерывами в осадконакоплении связано широкое развитие гидроокислов железа в верхнеюрской толще района. В конце валанжинского, а на западе — в готеривском веке море покидает территорию севера Центральной Сибири.

Характернейшей особенностью позднеюрской — раннемеловой седиментации является интенсивное глауконито- и фосфатонакопление, приуроченное к платформенным моноклиналям, к области мелкого шельфа. Глауконитовые песчано-алевритовые осадки сменяются во внутренней зоне бассейна темными глинистыми, иногда битуминозными илами, а к прибрежной аллювиальной равнине (Приверхоянский прогиб) — карбонатными песчаниками и угленосными отложениями. Точно такие же пространственные соотношения были установлены ранее А. В. Гольбертом [35, 159] при анализе терригенно-глауконитовых формаций Западно-Сибирской плиты.

Следует особенно подчеркнуть постоянное сочетание глауконитонакопления на шельфе и обстановок нередко некомпенсированной глинистой седиментации в глубоководных котловинах внутренней зоны бассейна. При этом глинистые осадки часто обогащены органическим веществом, сульфидами, рассеянным кремнеземом и фосфатами. Вероятно, глауконито- и фосфатообразование было связано с подъемом холодных глубинных вод, обогащенных растворенными компонентами, из котловин в хорошо прогреваемую мелководную зону.

Верхнеюрские — нижнемеловые «глаукониты» образованы преимущественно смешаннослойными минералами ряда гидрослюда — смектит. Наблюдается тенденция к уменьшению количества подвижных межслоевых промежутков от прибрежных к глубоководным отложениям, обусловленная, по-видимому, трансформацией минералов.

Состав рассматриваемых глауконитов по предварительным данным отличается от состава более древних триасовых, нижне- и среднеюрских глауконитоподобных образований, сложенных обычно хлоритовой фазой. Тонкая фракция верхнеюрских — нижнемеловых отложений по сравнению с более древними триасовыми и юрскими толщами заметно обогащена натрием, магнием, нередко железом. Все это свидетельствует о специфике диагенетического минералообразования в позднеюрское — раннемеловое время, возможно об аутигенном происхождении части тонкой фракции глинистых пород. Другие аутигенные минералы, характерные для позднеюрского — раннемелового бассейна — шамозит, фосфаты, обильный пирит, кальциевые карбо-

наты. В пиритовых конкрециях различных разрезов, а также в оолитоподобных зернах келловей-оксфордских отложений Анабарской губы встречаются каолинитоподобные минералы. В волжско-берриасской глинистой толще и угленосных отложениях развиты сидеритовые стяжения.

Присутствие обильного глауконита, пирита, кальцита отражает нормальную соленость бассейновых вод. Об этом же говорит содержание бора и галлия в пелагических осадках (табл. 11). Начало раннемеловой регрессии и связанного с ней

ТАБЛИЦА 11
СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ (% НА ПОРОДУ) НЕКОТОРЫХ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ РАЗРЕЗА П-ОВА ПАХСА

Элементы	Верхняя юра (21 обр.)	Нижний мел (39 обр.)
B	0,016 (0,005—0,030)	0,012 (0,003—0,020)
Ga	0,0010 (0,0002—0,0025)	0,0011 (0,0002—0,0024)
Na	1,0 (0,1—2,5)	1,6 (0,5—4,1)
Ca	0,6 (0,2—2,6)	0,8 (0,3—2,8)

Примечание. В скобках указаны пределы колебаний содержания элементов.

опреснения фиксируется уменьшением количества бора и увеличением содержания натрия. Нормальная соленость обусловила развитие богатейшего комплекса стеногалинных организмов.

Характер рельефа и источники сноса в течение позднеюрской и начального этапа раннемеловой эпох унаследованы от позднебатского времени. Максимальное выравнивание приходится на позднекелловейское — раннеберриасское, особенно поздневолжское — раннеберриасское, время. В пределах пологовсхолмленной, на Таймыре низкогорной суши размывались разнообразные по составу изверженные, метаморфические и осадочные породы. Значительная роль древних метаморфических пород в качестве источника обломочного материала песчано-алевритовой размерности обусловила аркозный характер алевритово-песчаных горизонтов комплекса, существенную, возрастающую вверх по разрезу в связи с расширением эрозионного среза древних толщ, роль амфиболов, граната, циркона, сфена, общее увеличение количества тяжелых минералов, относительное сокращение содержания эпидота и ильменита.

Источником обломочного материала Таймырской провинции были по-прежнему породы протерозойской филлитовой серии. Отсюда, из кварцитов ждановской и октябрьской свит, поступала основная масса кварца, из кварцево-каолинитовых кор выветривания приносились кварц и каолинит, роговики давали характерный оптически отрицательный ставролит [178], мета-

морфические сланцы — обильный ильменит [111], составляющий основу тяжелой фракции юрских кварцевых песчаников. В бассейне р. Ленинградской размывались массивы гранитоидов — источник аркозового материала (калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, амфиболы, биотит), обогащающего среднюю часть разреза. Эпидот поступал сюда из порфириров лаптевской серии, обломки которых наряду с обломками микрокварцитов с углистым веществом составляют основную часть галечного материала волжских отложений района. Эпидотсодержащие празиниты пронищевской свиты [163, 170, 215] еще не являлись источником обломочного материала для Восточного Таймыра, поскольку массовое появление эпидота наблюдается лишь в угленосных нижнемеловых отложениях [178]. На участки, непосредственно примыкающие к трапповым массивам, поступали продукты их разрушения — ильменит, лейкоксен и титанистые минералы, моноклинные пироксены, обильные хлориты и смешаннослойные минералы.

Положение источников сноса и их состав и в остальных питающих провинциях не претерпели существенных изменений по сравнению с концом среднеюрской эпохи.

В юрских и нижнемеловых отложениях района в отличие от Западной Сибири, Вилюйской синеклизы и южной части Приверхоанского прогиба [16, 102 и др.] пока не обнаружен пирокластический материал.

Выводы о юрских источниках сноса, полученные по результатам петрографического изучения, подтверждаются данными о содержании малых элементов. Существенная роль трапповых образований в качестве источников глинистого материала юрского бассейна обусловила обогащение глинистых пород марганцем, ванадием, кобальтом, свинцом и никелем (рис. 58) по сравнению с кларковыми содержаниями этих элементов в глинах [20, 98, 230] и, в частности, в одновозрастных глинах Западно-Сибирской плиты [107, 108]. С влиянием источников сноса и особенностями накопления малых элементов связаны и некоторые черты их распределения по площади седиментационного бассейна (см. рис. 58).

Содержание стронция, бария и свинца — элементов, связанных с карбонатными породами и трапповым комплексом, возрастает к южной прибрежной зоне, к областям размыва, сложенным палеозойскими известняками и триасовыми траппами. Цирконий и бериллий — типичные элементы кислых пород, обогащают преимущественно северную часть площади и тяготеют к Таймырскому источнику сноса. Повышенные концентрации меди, никеля, отчасти ванадия приурочены к центральной глубоководной зоне Хатангского моря-пролива, где формировались отложения, заметно обогащенные органическим веществом, с которым во многом связана фиксация в осадке этих элементов. Сюда же тяготеют и высокие концентрации марганца, нередко

обладающего в морской обстановке повышенной миграционной способностью.

В позднеюрское — раннемеловое время господствовал теплый влажный климат. Аридизация климата, развивавшаяся с келловоя, особенно в волжско-валанжинское время, не затронула районы севера Восточной Сибири [18, 138, 159]. В Приверхоанском прогибе и Вилюйской синеклизе в это время происходило

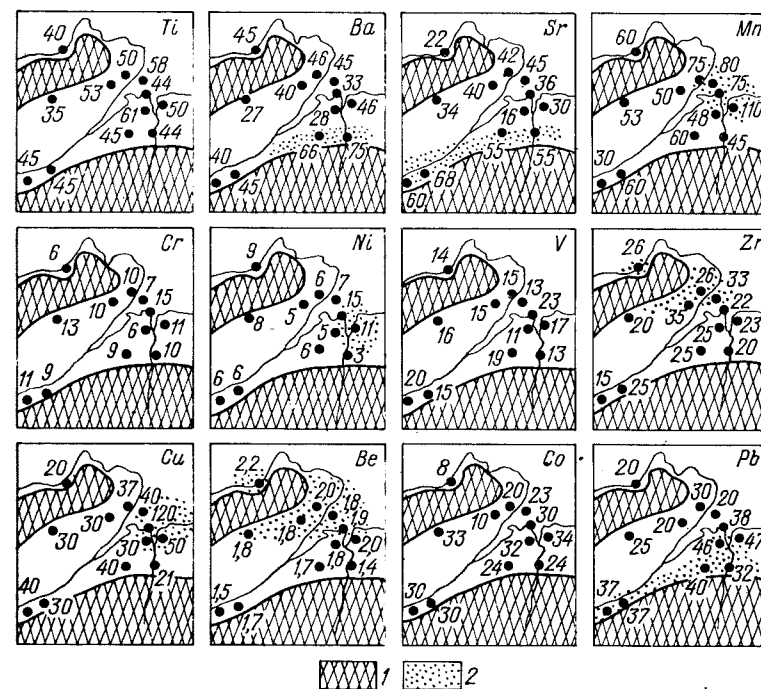


Рис. 58. Среднее содержание элементов в разрезах морских верхнеюрских и нижнемеловых отложений восточной части Енисей-Хатангского прогиба (по 111 анализам).

1 — континент; 2 — зоны повышенных концентраций элементов.
Концентрации элементов (на породу) на схемах: Ti, 10⁻²%; Ba, Sr, Mn, Cr, Ni, V, Zr, 10⁻³%; Cu, Be, Co, Pb, 10⁻⁴%.

интенсивное угленакпление. Палеотемпературные данные свидетельствуют о похолодании по сравнению с тоарским и даже среднеюрским временем [104, 146, 196]. Среднегодовые палеотемпературы, измеренные по минимальным значениям Mg/Ca в рострах белемнитов, 10—15°С. Присутствие карбонатных оолитов, обильных карбонатов, результаты выполненного В. А. Захаровым палеоэкологического анализа бентоса [66, 67] говорят о тепловодном и умеренно тепловодном морском режиме.

Теплый влажный климат и выравнивание рельефа позднекелловейского — берриасского времени обусловили значитель-

ную интенсивность выветривания. Довольно выдержанный горизонт с продуктами выветривания сиалитного характера присутствует между келловейскими и оксфорд-волжскими отложениями платформенного борта прогибов и внутри нижнекелловейской толщи складчатой зоны. Поступление обильных продуктов выветривания обусловило обогащение бассейновых вод растворенными компонентами, возрастание биопродуктивности, интенсивное накопление органического вещества и аутигенное минералообразование.

О нарастании интенсивности выветривания в позднеюрское и раннемеловое время свидетельствует значительно более «упорядоченный» характер [195] изменения содержаний малых элементов от алевритовых к глинистым породам в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях по сравнению с подстилающими толща-

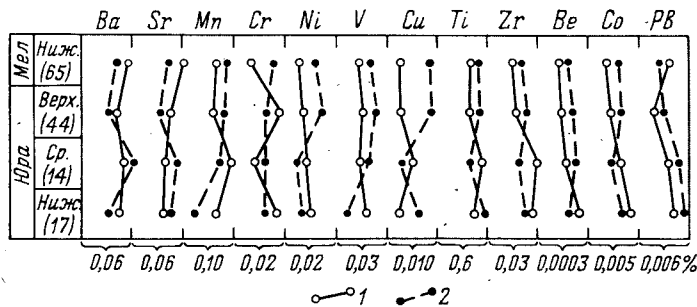


Рис. 59. Изменение среднего содержания (%) некоторых малых элементов в юрских и нижнемеловых отложениях Хатангского прогиба. 1 — песчано-алевритовые породы; 2 — глины. Отделы юрской и меловой систем: Ниж. — нижний, Ср. — средний, Верх. — верхний. Цифры в скобках — количество изученных образцов.

ми. Если в ниже-среднеюрских отложениях одинаково часто наблюдается возрастание концентраций элементов от глин к алевритам и от алевритов к глинам, то в верхнеюрских — нижнемеловых отложениях большинство изученных элементов обнаруживает более значительные концентрации в глинах и лишь в 3—4 случаях наблюдается обратная картина (рис. 59).

Более интенсивным выветриванием обусловлено и обогащение верхней части разреза (верхняя юра — нижний мел) стронцием, марганцем, никелем, ванадием и медью — подвижными элементами и элементами, связанными с органическим веществом и в большей степени концентрирующимися в центральных частях бассейна, в то время как в нижних горизонтах разреза (нижняя и средняя юра) наблюдается тенденция к возрастанию количества малоподвижных элементов — бериллия, кобальта, свинца. Это явление, возможно, связано с увеличением площади морского бассейна и удалением изученных разрезов от береговых линий в течение позднеюрской — раннемеловой эпох.

С нарастанием интенсивности выветривания связано и увеличение в верхнеюрских — нижнемеловых отложениях количества минералов с лабильной решеткой. При этом одновременно происходит заметное уменьшение содержания каолинита в волжско-валанжинских толщах. Оно, по-видимому, обусловлено как возрастанием площади бассейнов и отсеиванием каолинита в прибрежных не сохранившихся фациях, так и увеличением общей массы тонкого материала в моменты выравнивания. А среди тонкого материала, как отмечалось выше, относительно возрастает роль продуктов разрушения основных эффузивов и сокращается роль каолинита, связанного с кислыми породами.

КАТАГЕНЕТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Мезозойские отложения севера Восточной Сибири в различной степени изменены катагенетическими процессами, оказавшими влияние на преобразование структурных особенностей, минерального состава, физических свойств пород и степень метаморфизма-заклученного в них органического вещества. По характеру изменения перечисленных показателей, используемых при восстановлении катагенетической зональности [80, 83, 97, 116—120, 133, 160 и др.], мезозойские отложения района относятся к верхней и средней [83] зонам катагенеза или зонам начального и глубинного эпигенеза [117]. К верхней зоне относятся весь мезозойский разрез платформенного борта прогибов, юрские и более молодые отложения наложенных впадин Таймырской складчатой области (рис. 60).

Тектурно-структурные особенности пород верхней зоны унаследованы от стадии осадконакопления и диагенеза. Повсеместно присутствуют характерные минеральные индикаторы раннего этапа катагенеза: смектит, смешаннослойные минералы с высоким содержанием набухающих слоев, многоводные цеолиты. В соответствии с разработанными А. Г. Коссовской и В. Д. Шутковым представлениями о фациях катагенеза [118, 119] выделяются фации верхней зоны: обломочного вещества унаследованного состава (разновозрастные литокласты, кварцевые песчаники, кислые аркозы) и фация с заметно преобразованными малоустойчивыми компонентами (с хлоритами и цеолитами), включающая главным образом триасовые породы с основной пирокластикой, порфириновые граувакки и отчасти триасовые литокласты с заметной примесью эффузивного переотложенного материала, а также основные аркозы юрского и особенно мелового возраста.

По характеру изменения физических свойств пород в верхней зоне катагенеза выделяются верхняя и нижняя части. В первой развиты пески и слабосцементированные песчаники, среди глинистых пород преобладают легко размокающие и набухающие разности с пористостью более 18—20%. По характе-

ру катагенетического преобразования органическое вещество — буроугольное и буроугольно-длиннопламенное. В нижней части зоны развиты песчаники, в самых нижних горизонтах в них появляются конформные и инкорпорационные структуры. Глинистые породы — аргиллиты и слабо размокающие глины. Порис-

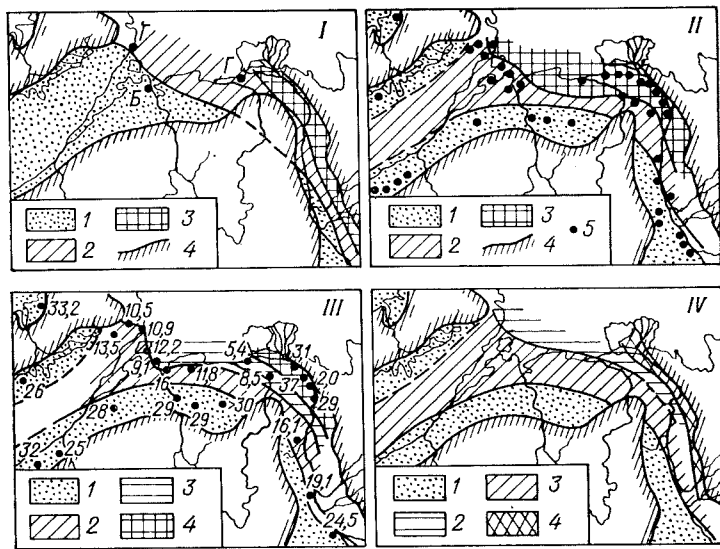


Рис. 60. Катагенетическая зональность мезозойского терригенного комплекса севера Восточной Сибири.

I — изменение степени метаморфизма меловых углей (по А. И. Гусеву, А. С. Запорожцевой [48] с дополнениями). Угли: 1 — бурые, 2 — переходные от бурых к длиннопламенным, 3 — газовые и паровично-жирные; 4 — граница распространения меловых отложений; степень углефикации древесины и углей в ладинских и ладинско-карнийских отложениях; Б — буроугольная; Г — газовая.

II — содержание глин, аргиллитов, минералов слюдистого типа с различным количеством набухающих слоев: 1 — преимущественно глины и смектит, 2 — глины и аргиллиты, смектит и смешаннослойные минералы с высоким содержанием набухающего компонента, 3 — аргиллиты, смешаннослойные минералы с высоким и низким содержанием набухающего компонента; 4 — границы распространения мезозойского терригенного комплекса, 5 — разрезы.

III — изменение средних значений открытой пористости верхнеюрских отложений (исключены породы с карбонатным цементом), %: 1 — более 20, 2 — 10—20; 3 — 5—10, 4 — менее 5.

IV — зоны катагенеза: 1 и 2 — верхняя зона (верхняя 1 и нижняя 2 подзоны), 3 и 4 — средняя зона, включающая только триасовые отложения (3) или весь морской терригенный комплекс (4).

тость пород изменяется от 8—10 до 18—20%. Органическое вещество по характеру катагенетического преобразования буроугольное, буроугольно-длиннопламенное и длиннопламенное. Диапазон изменения органического вещества для верхней зоны в целом — от буроугольного до длиннопламенного.

Глубина погружения подошвы первой подзоны по результатам изучения уплотнения пород [17, 147] 1,5 км. Глубина погружения подошвы верхней зоны (ориентировочно, в связи с влиянием давления при складкообразовании) 2—2,5 км. Палеотем-

пературы верхней зоны в соответствии с присутствием смектита и степенью преобразования органического вещества менее 60—70°С.

К средней зоне катагенеза (ее верхней подзоне) относятся отложения внутренней области и складчатого борта прогибов. Наиболее существенно переработаны катагенетическими процессами районы складчатого крыла Приверхоанского прогиба и северо-восточные районы складчатого борта Лено-Анабарского прогиба (Чекуровская, Булкурская антиклиналь и особенно Дюлюнгский антиклинорий). Здесь почти весь мезозойский терригенный комплекс принадлежит средней зоне катагенеза. На северном борту Лено-Анабарского прогиба (к западу от нижнего течения Оленекской протоки) и на Восточном Таймыре (ориентировочно, в связи с отсутствием надежных углепетрографических определений степени метаморфизма органического вещества) граница зон катагенеза располагается в кровле триасовых отложений. Однако не исключено, что весь триасовый разрез Восточного Таймыра относится еще к низам верхней зоны катагенеза. Об этом свидетельствуют присутствие смешаннослойных минералов с относительно высоким содержанием подвижных межслоевых промежутков (обычно более 45—50%), изредка — чистой смектитовой фазы, слабое развитие конформно-регенерационных структур, повышенная пористость отложений.

Для средней зоны катагенеза характерны развитие в рассматриваемых отложениях конформных и конформно-регенерационных структур в алевроитово-песчаных породах; появление новообразований эпидота и титанистых минералов в аркозовых породах, обогащенных обломочным эпидотом и сфеном, в цементе триасовых граувакк и литокласто-альбито-кварцевых агрегатов, широкое развитие кварца; смена смектита диоктаэдрическими смешаннослойными слюдистыми минералами с различным, но обычно невысоким (20—40%) содержанием подвижных межслоевых промежутков; повсеместное развитие аргиллитов среди глинистых пород и почти полное отсутствие размокающих глин, связанных здесь с обогащенными ярозитом продуктами выветривания пиритсодержащих пород или глинистыми автохтонными и переотложенными продуктами выветривания; низкая (менее 10, обычно менее 5%) открытая пористость; принадлежность органического вещества к газовой и жирной стадии метаморфизма. В цементе меловых аркоз появляется ломонит, характерный для этой зоны катагенеза [64, 82, 118], однако в цементе залегающих ниже по разрезу триасовых песчаников, часто обогащенных основным эффузивным и пирокластическим материалом, по-прежнему сохраняется анальцит. Среди фаций катагенеза выделяется ломонитовая (юрские и меловые основные аркозы) и гидрослюдисто-хлоритовая (остальные породы). Палеотемпературы для второй зоны до 140°С (Приверхоанский прогиб).

Необходимо отметить, что минеральные ассоциации, сформировавшиеся в период осадконакопления и диагенеза, в целом весьма полно сохраняются и в рассматриваемой зоне катагенеза. Об этом свидетельствует широкое распространение таких малоустойчивых минеральных компонентов, как средние и даже основные плагиоклазы, палагонит, оливин, пироксены, амфиболы, эпидот, присутствующие в триасовых и юрских породах Верхоянской и Таймырской складчатых областей. Катагенетические преобразования заметно отражаются лишь на физических особенностях отложений, обуславливая резкое сокращение их пористости и проницаемости, и на наименее устойчивых ингредиентах пород, таких, как смектит и органическое вещество, легко преобразующихся уже при низких температурах, характерных для среднего этапа катагенеза. Это обстоятельство позволяет для всех рассматриваемых отложений в полной мере восстанавливать палеогеографические условия их формирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эволюция морской мезозойской седиментации на территории северных прогибов Восточной Сибири определялась изменением источников питания, интенсивности выветривания на континенте, фациальных обстановок.

Осадконакопление развивалось в гумидной зоне в едином морском платформенном бассейне. Эволюция седиментации во времени характеризовалась следующими основными особенностями.

В пределах питающих провинций от триасового к меловому периоду происходило затухание основного вулканизма, постепенное уменьшение роли трапповых и палеозойских терригенных образований и вскрытие в течение средне- и позднеюрской эпох древних массивов кислых изверженных и метаморфических пород. В результате эффузивно-осадочный преимущественно граувакковый триасовый комплекс сменяется переходным аркозово-граувакковым ниже-среднеюрским, а затем аркозовым верхнеюрско-нижнемеловым комплексами.

В течение триасового — готеривского времени неоднократно изменялись как характер выветривания, определявшийся климатическими условиями, так и масштабы выветривания, контролировавшиеся сочетанием климата и выравнивания рельефа. Выветривание ранне- и среднетриасовой эпох развивалось в условиях жаркого, периодически засушливого климата и имело красноземный характер. В ладинско-позднетриасовое время с возрастанием влажности климата выветривание приближалось к латеритному типу. В юрское — валанжинское время в связи с похолоданием формировались исключительно сиалитные продукты. Моментам усиления выветривания отвечало появление кварцевых, железистых, карбонатных, каолиновых, сульфатно-смектитово-охристо-гидрослюдистых пород, возрастание количества деградированных глинистых продуктов — алюминиевых гидрослюдов и минералов с лабильной решеткой. Основные этапы усиления выветривания: позднепермский — раннеиндский, позднеиндский — раннеоленинский, позднеазиатско-ладинско-раннекарнийский, норийско-раннееленский, позднеплиншбахско-тоарский и келловей-берриасский.

Эволюция фациальных обстановок определялась чередованием трансгрессий и регрессий. Крупнейшие трансгрессии коррелируются с эпохами выравнивания. Оленекская, тоарская, поздневулжско-раннеберриаская трансгрессии сопровождалась формированием глинистых осадков на всей территории прогибов. Максимумы регрессий приходятся на ладинское, норийско-рэтское, позднебатское — раннекелловейское и валанжинское — готеривское время, когда повсеместно формировались алевритово-песчаные осадки.

Сочетание особенностей выветривания и фациальных обстановок определило необратимую эволюцию во времени характера аутигенного минералообразования. Для триасовых толщ характерен фосфатно-карбонатный, для ниже-среднеюрских в основном пиритово-карбонатный, для верхнеюрско-нижнемеловых — фосфатно-пиритово-глауконитово-карбонатный комплекс хемогенных образований.

Изменчивость седиментации по площади прогибов контролировалась существованием относительно устойчивых во времени петрографо-минералогических провинций и фациальных зон.

Петрографо-минералогические провинции отражают состав пород северной части Сибирской платформы, Таймыра и внутренних поднятий. Для платформенных провинций характерна существенная роль траппового материала и продуктов разрушения архейского метаморфического комплекса, в меньшей степени — верхнепротерозойских и палеозойских терригенных и карбонатных пород. В результате формируется терригенная ассоциация, обогащенная обломками траппов, известняков, кремней, изверженных и метаморфических пород, хлоритом, смектитом, ильменитом, эпидотом и основным аркозовым материалом: плагиоклазами, магнетитом, амфиболами, сфеном. Для Таймырской и внутренних провинций характерна значительная роль продуктов разрушения палеозойских и верхнепротерозойских терригенных метаморфизованных и метаморфических толщ с кислыми и основными эффузивами. В результате формируется ассоциация, обогащенная обломками терригенных пород, кварцитов, кислых эффузивов, гидрослюдами, иногда каолинитом, с обильным кварцевым материалом, ильменитом, титанистыми минералами, цирконом, рутилом, апатитом и турмалином.

Существование устойчивых фациальных зон проявлялось в господстве во внутренней области бассейна в основном сублиторальных, иногда относительно глубоководных условий открытого моря нормальной солености, во внешней, приплатформенной и притаймырской области — изменчивых условий сублиторали, литорали, лагунно-континентального и аллювиального осадконакопления. Различия седиментации во внешней и внутренней зонах контролировались дифференциацией материала и особенностями диагенетического минералообразования.

Процессы дифференциации материала по гранулометрическому составу, плотности, плавучести, абразивной и химической устойчивости обусловили преимущественно глинистый характер осадков внутренней зоны, относительное обогащение их легкими устойчивыми измененными минералами (слюдами, титанистыми минералами, калиевыми полевыми шпатами и т. д.). В периферической зоне формировались преимущественно алевритово-песчаные осадки, обогащенные обломками терригенных пород, основных эффузивов, иногда каолинитом, плагиоклазами, неустойчивыми и наиболее тяжелыми аксессуориями. Существенные искажения в эту картину (появление более грубых осадков, каолинита, пироксенов, сфена, апатита и т. д.) вносит присутствие во внутренней зоне дополнительных источников питания.

Различия в интенсивности и характере диагенетического минералообразования контролировали обогащение внутренней зоны сульфидами, глинистыми фосфоритами, карбонатными конкрециями, смешаннослойными минералами, внешней зоны — глауконитом, песчаными фосфоритами, смектитом, а параллических и аллювиальных угленосных толщ — сидеритами.

Современное состояние свойств и состава отложений определяется степенью их катагенетической переработки. Специфика строения прогибов обуславливает преимущественные различия в интенсивности катагенетических преобразований не по разрезу, а по площади района. Глубина изменений нарастает в северном и восточном направлении, от Сибирской платформы к Таймырской и особенно Верхоянской складчатым областям.

Отложения платформенных крыльев прогибов относятся к верхней зоне катагенеза, отложения складчатых крыльев — к верхней и средней зонам. Максимальная глубина погружения наиболее измененной части разреза не менее 4 км, палеотемпературы достигали 140°С. При таком значении температуры и давления катагенетические изменения затронули прежде всего физические свойства пород (пористость, плотность, проницаемость) и наименее устойчивые компоненты: органическое вещество, слоистые силикаты, цеолиты. Влияние исходного состава отложений на характер катагенетических преобразований обуславливает возникновение различных минеральных фаций: цеолитовых для пород с неустойчивыми компонентами (основные аркозы, порфиритовые граувакки, породы с пирокластическим материалом) и фаций унаследованного состава и гидрослюдисто-хлоритовой для отложений с более устойчивым материалом (литокластов, кислых аркозов, кварцевых песчаников).

Как показывают проведенные исследования, состав отложений контролировался совместным влиянием ряда факторов: состава материнских пород; дифференциации обломочного материала в бассейне по гранулометрии, плотности, плавучести, химической и абразивной устойчивости;

процессами континентального выветривания, диагенеза, катагенеза. Значение каждого последующего из перечисленных факторов нарастает в ряду грубообломочные — песчано-алевритовые породообразующие компоненты — тяжелые акцессории — глинистые минералы. Состав псефитовых компонентов контролировался главным образом составом материнских пород. При формировании состава псаммито-алевритовых породообразующих компонентов и тяжелых акцессориев растет роль дифференциации материала. Состав глинистой фракции в значительной мере определяется уже процессами выветривания, диагенеза, катагенеза. В отличие от перечисленных компонентов состав хемогенных образований отражает прежде всего особенности диагенеза, т. е. фаціальную обстановку седиментации.

Полученный материал о закономерностях строения и эволюции состава мезозойских отложений района необходим для прогноза их перспектив на различные полезные ископаемые — нефть и газ, железные руды, фосфориты, ископаемые, связанные с формацией кор выветривания, и т. д.

В мезозойском выполнении прогибов можно выделить пять регионально выдержанных проницаемых (индский, анизийско-рэтский, геттанг-плинсбахский, байос-келловейский, валанжин-готеривский) и три изолирующих (оленекский, тоарско-ааленский, келловейско-валанжинский) комплекса. По обрамлению Оленекского поднятия, во внутренней зоне Лено-Анабарского и северной части Приверхоянского прогиба вся нижне-среднеюрская (доверхнебатская) толща представлена глинистыми породами и образует мощный единый изолирующий комплекс.

Проницаемые комплексы мезозойских отложений имеют сложное строение. Наиболее выдержанными и мощными являются песчаные горизонты анизийско-ладинского и позднебатского — раннекелловейского возраста и глинистые горизонты байоса, бата и верхнего келловейя. Они являются высокоперспективными локальными коллекторами и покрывками.

В отличие от проницаемых комплексов изолирующие толщи имеют довольно однородное строение. Они представлены глинистыми породами, лишь в верхней части разреза чередующимися с прослоями алевритов и песчаников. Три выделенных изолирующих комплекса характеризуются узкой стратиграфической приуроченностью и практически повсеместным распространением в пределах большей части мезозойского поля Сибири в границах развития триасовых, юрских и нижнемеловых отложений [12, 103, 164 и др.]. Характерное для глинистых пород комплексов обогащение минералами с лабильной решеткой улучшает экранирующие свойства выделенных региональных покрывшек.

Современное состояние физических свойств проницаемых и изолирующих комплексов отражается схемой изменений средних значений открытой пористости по площади прогибов (см.

рис. 60). Основное направление ухудшения коллекторских свойств пород — от платформенного к складчатому борту прогибов. Для отложений средней зоны катагенеза в пределах Приверхоянского и Лено-Анабарского прогибов (открытая пористость — менее 5%, поровая проницаемость — тысячные доли миллиарда, плотность — до 2,7 г/см³) следует ориентироваться на трещинно-поровые и вторично-поровые типы коллекторов. Для отложений средней зоны катагенеза западной части складчатого крыла Лено-Анабарского прогиба и Восточного Таймыра вероятно присутствие также и первично-поровых коллекторов. Этот тип коллекторов является главным для остальной территории (верхняя зона катагенеза, пористость 10—35%, плотность 1,8—2,4 г/см³, проницаемость до тысяч миллиарда).

Учитывая нарастание степени катагенетических преобразований от платформенных к складчатым крыльям прогибов, можно полагать, что наиболее перспективные в нефтегазоносном отношении районы внутренних зон обладают удовлетворительными характеристиками емкости — пористостью в пределах 6—15%. Для отложений акватории моря Лаптевых в районах севернее складчатой ветви прогибов следует ожидать низких значений пористости — менее 4—5%. Приведенные выше данные по катагенетической зональности свидетельствуют о том, что отложения внутренних зон прогибов с мощными глинистыми, иногда битуминозными толщами в основном находятся в главной фазе нефтеобразования [34].

Перспективы поисков месторождений, связанных с формацией кор выветривания (бокситы, кварцевое сырье, минеральные краски и т. д.) связаны с триасовыми и отчасти с тоарскими и верхнеюрскими регионально развитыми корами выветривания и переотложенными продуктами. В нижнеоленинских корах бассейна р. Пура И. В. Школой и В. Н. Зенкович уже обнаружено крупное месторождение охр.

Перспективы поисков железных руд связаны с железистыми карбонатно-глауконитовыми и гидрогетит-хлоритовыми горизонтами в ладинских, карнийских и оксфордских отложениях складчатого борта прогибов. Крупные скопления глауконита приурочены к южным платформенным крыльям Хатангского и Лено-Анабарского прогибов. Здесь же присутствуют и желваковые песчаные фосфориты. Стратиграфический диапазон максимального развития этих полезных ископаемых — оксфордско-валанжинские отложения. Основной район поисков глинистых фосфоритов — северо-восточная часть Лено-Анабарского прогиба, где в волжских отложениях встречены залежи пластовых фосфоритов [212]. Промежуточные коллекторы алмазов [130, 157 и др.] связаны с конгломератами плинсбаха на платформенном борту Лено-Анабарского прогиба и с волжскими конгломератами платформенного борта Приверхоянского прогиба.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акульшина Е. П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Новосибирск, 1971. 150 с.
2. Анфимов Л. В., Силантьев Е. В. Связь между гранулометрией и составом аллотигенных компонентов в обломочных породах франского яруса восточного склона Среднего и Южного Урала. — В кн.: Ежегодник Ин-та геол. и геохимии Уральск. фил. АН СССР, 1970. Свердловск, 1971, с. 206—208.
3. Басов В. А. О составе фораминифер в волжских и берриасских отложениях севера Сибири и арктических островов. — В кн.: Мезозойские морские фауны Севера и Дальнего Востока СССР и их стратиграф. значение. М., 1968, с. 139—141. (Труды ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 48).
4. Бгатов В. И., Герасимов Е. К., Дивина Т. А. Фосфатность верхнепалеозойских и нижнемезозойских отложений северного Хаураулаха. — «Сов. геология», 1967, № 5, с. 45—57.
5. Бетехтина О. А., Казанский Ю. П. О границе перми и триаса в западной части Ерунаковского района Кузбасса. — «Изв. Томского политехн. ин-та», 1959, т. 99, с. 199—207.
6. Биджиев Р. А. О зональном расчленении юрских отложений севера Приверхоанского краевого прогиба. — «Геология и геофизика», 1965, № 4, с. 49—57.
7. Биджиев Р. А. Стратиграфия и история осадконакопления юрских отложений севера Приверхоанского прогиба. — Автореф. канд. дис. М., 1968. 22 с.
8. Биджиев Р. А. Волжский ярус на севере Приверхоанского прогиба (внутренняя зона). — «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1973, вып. 2, с. 61—71.
9. Биджиев Р. А., Королева Н. М., Соловьева Н. А. Фосфориты волжского яруса на севере Приверхоанского прогиба. — «Литология и полезн. ископ.», 1968, № 2, с. 51—61.
10. Биджиев Р. А., Минаева Ю. И. Источники сноса в период формирования юрских отложений севера Приверхоанского прогиба и прилегающей части Виллоиской синеклизы. — В кн.: Материалы по регион. геологии. — «Труды Всесоюз. аэрогеол. треста», 1962, вып. 8, с. 42—47.
11. Бочарникова А. И. Литология и фации меловых отложений северной части Анабаро-Хатангского междуречья. — В кн.: Сб. статей по геохимии осадочных пород. — «Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики», 1959, т. 98, с. 79—106.
12. Бро Е. Г. Коллектора и покрывки в юрско-меловом разрезе. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л., 1971, с. 40—53.
13. Булгакова М. Д., Семенов В. П. Терригенно-минералогические провинции поздней перми, триаса и ранней юры Западного Верхоянья. — «Изв. высших учебн. завед. Геология и разведка», 1967, № 1, с. 44—52.
14. Вавилов М. Н., Каплан М. Е. Триасовые отложения м. Цветкова (Восточный Таймыр). — В кн.: Биостратиграфия мезозоя севера Евразии. Новосибирск. — «Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР», 1974, вып. 267, с. 24—38.
15. Вакар В. А. Трапповая формация Таймыра. — В кн.: Петрография Вост. Сибири. Т. 1. М., 1962, с. 256—340.
16. Ван А. В., Каштанов В. А. Пирокластический материал в мезозойских отложениях северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 12, с. 104—107.
17. Вассоевич Н. Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков. — «Новости нефт. техники. Геология», 1960, № 4, с. 11—15.
18. Вахрамеев В. А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М., 1964. 263 с.
19. Ващенко И. И. Основные черты литологии, угленосности и палеогеографической обстановки накопления угленосных свит меловых отложений в низовьях Лены и Оленека. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1964, № 3, с. 15—23.
20. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
21. Вистелиус А. Б., Романова М. А. Об основных факторах, определяющих состав современных песков Заунгузских Каракумов. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 1, с. 173—176.
22. Виталь Д. А. Карбонатные конкреции в мезозойских отложениях Русской платформы. — В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., 1959, с. 196—237.
23. Вихерт А. В. Триасовые диабазы западного склона Западного Верхоянья. — «Докл. АН СССР», 1957, т. 114, № 1, с. 169—171.
24. Власов В. В., Ремизникова В. И. К рентгеновской диагностике каолинита и некоторых глинистых минералов и слоистых силикатов. — «Литология и полезн. ископ.», 1965, № 2, с. 177—181.
25. Влодарская В. Р., Носов Г. И., Яневич В. П. Глинистые минералы в нефтеносных каменноугольных отложениях южной части Куйбышевского Поволжья. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1969, № 9, с. 123—127.
26. Возин В. Ф., Дагис А. А. Новое о древнейших слоях юры на севере Средней Сибири. — В кн.: Проблемы палеозоогеографии мезозоя Сибири. М., 1962, с. 56—67.
27. Выветривание и литогенез. М., 1969. 456 с. Авт.: В. П. Казаринов и др.
28. Галабала Р. О. Отражение тектоники в рельефе северо-восточной части Восточно-Сибирской платформенной равнины и Верхоянской складчатой горной страны. Автореф. канд. дис. М., 1968. 21 с.
29. Галабала Р. О. Вопросы палеогеоморфологии северо-восточной части Сибирской платформы и ее восточного обрамления. — В кн.: Проблемы палеогеоморфологии. М., 1970, с. 272—279.
30. Галабала Р. О. Мезозойские и кайнозойские континентальные перерывы восточной части Сибирской платформы и связанные с ними коры выветривания. — В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. Новосибирск, 1971, с. 98—102. (Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, вып. 126).
31. Геологическая карта Арктики и сопредельных территорий м-ба 1:5 000 000. Под ред. Ф. Г. Маркова. Л., 1962.
32. Герасимов Е. К. Осадочные серии триаса северо-восточной окраины Сибирской платформы. — В кн.: Осадочные серии мезозоя и палеогена

Сибири. — «Труды ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР», 1963, вып. 20, с. 118—122.

33. Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч. 2. Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале. М.—Л., 1947. 136 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 81).

34. Главная фаза нефтеобразования. — «Вестник Моск. ун-та, сер. геол.», 1969, № 6, с. 3—27. Авт.: Н. Б. Вассоевич, Ю. И. Корчагина, Н. В. Лопатин, В. В. Чернышев.

35. Гольберт А. В. Верхнеюрско-валанжинская терригенно-глауколитовая формация Западно-Сибирской низменности. — «Геология и геофизика», 1968, № 5, с. 10—15.

36. Горбач Л. П., Супрычев В. А., Шехоткин В. В. Псевдоморфозы ярозита по сульфидам железа из майкопских отложений Горного Крыма. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 173, № 2, с. 413—416.

37. Горбунова З. Н. Глинистые и другие высокодисперсные минералы в осадках Тихого океана. — В кн.: Тихий Океан, т. 6, вып. 1. М., 1970, с. 373—405.

38. Горелов С. К. Основные этапы выравнивания рельефа СССР и проблема их корреляции с древними эпохами выветривания. — «Геоморфология», 1971, № 4, с. 9—21.

39. Грамберг И. С. О взаимоотношении пермских и триасовых отложений на севере Средней Сибири. — В кн.: Сб. статей по геологии Арктики. «Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики», 1959, т. 65, с. 44—51.

40. Грамберг И. С. Стратиграфия триасовых отложений мыса Цветных на севере Средней Сибири. — В кн.: Сб. статей по геологии Арктики. Сер. регион. геол., 1964, вып. 2, с. 5—29.

41. Грамберг И. С. Палеогидрохимия терригенных толщ (на примере верхнепалеозойских отложений севера Средней Сибири). Л., 1973. 171 с. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 173).

42. Грамберг И. С., Спиро Н. С. Палеогидрохимия севера средней Сибири в позднем палеозое и мезозое. Л., 1965. 120 с. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 142).

43. Грамберг И. С., Спиро Н. С., Аглонова Э. Н. Стратиграфия и литология пермских отложений северной части Хатангской впадины. Л., 1960. 173 с. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 71).

44. Грамберг И. С., Спиро Н. С., Аглонова Э. Н. Стратиграфия и литология пермских и триасовых отложений северной части Приверхоянского прогиба и сопредельных складчатых сооружений. Л., 1961. 234 с. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 118).

45. Граувакки. М., 1972. 343 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 238). Авт.: В. Д. Шутов, А. Г. Коссовская, В. И. Муравьев, Р. М. Юркова, Т. Н. Соколова.

46. Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Л., 1961. 376 с. (Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 180).

47. Гузовский Л. А. Использование диаграмм состав — парагенезис для характеристики продуктов выветривания. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 212, № 1, с. 213—216.

48. Гусев А. И., Запорожцева А. С. О составе меловых осадков Ленского угленосного бассейна и особенностях их накопления. — «Докл. АН СССР», 1960, т. 131, № 3, с. 624—627.

49. Гуткин Е. С., Березницкая Р. Я. Верхнетриасовые бокситы и латериты восточного склона Южного Урала. — «Сов. геология», 1970, № 1, с. 48—61.

50. Даминова А. М. Возраст комплекса кристаллических сланцев Таймырского полуострова. — «Сов. геология», 1958, № 58, с. 22—31.

51. Демюкидов К. К., Первушинский В. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Пур-Оленекского района. М.—Л., 1952. 57 с. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 46).

52. Джиноридзе Н. М. Юрские отложения северной ачти Приверхоянского прогиба и перспективы их нефтегазоносности. — Автореф. канд. дис. Л., 1967. 21 с.

53. Джиноридзе Н. М. История развития северной части Приверхоянского прогиба в юрском периоде. — В кн.: Вопросы геологии нефтегазоносных областей. Л., 1971, с. 181—199. (Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 292).

54. Дибнер В. Д. Стратиграфия верхнетриасовых и юрских отложений островов Баренцево-Карского шельфа и Горного Таймыра. — «Докл. АН СССР», 1961, т. 139, вып. 4, с. 947—949.

55. Долотов Ю. С. Дифференциация осадочного материала в береговой зоне отлогого побережья. — В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., 1971, с. 96—101.

56. Дубарь Г. П. О находке шамотитовых пород оолитового строения в Ленском бассейне. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 126, № 3, с. 634—636.

57. Евтушенко В. М. Литолого-геохимические и битуминологические особенности и условия формирования куонамского типа кембрия восточной части Сибирской платформы. — Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970. 21 с.

58. Емельянцева Т. М. Геологическое строение и перспективы нефтеносности северной части Хатангского района. — В кн.: Сборник статей по нефтеносности Сов. Арктики, Л.—М., 1953, с. 3—67. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 37, вып. 2).

59. Емельянцева Т. М. Геологическое строение и перспективы нефтеносности восточного побережья Анабарской губы и западного окончания хребта Прончищева. — В кн.: Сб. статей по нефтеносности Сов. Арктики. Л.—М., 1954, с. 76—100. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 78, вып. 3).

60. Емельянцева Т. М., Кравцова А. И., Пук П. С. Геология и перспективы нефтегазоносности низовьев р. Лены. Л., 1960. 165 с. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 108).

61. Запорожцева А. С. О глинистых минералах аргиллитов нижнего триаса Усть-Енисейского района. — В кн.: Сб. статей по геологии Арктики. Л., 1958, с. 143—162. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 67, вып. 7).

62. Запорожцева А. С. Туфогенно-аргиллитовая толща Усть-Енисейского района и ее происхождение. — Там же, с. 104—143.

63. Запорожцева А. С. О зависимости процессов диагенетических и катагенетических преобразований от фациальной обстановки накопления осадков. — В кн.: Сб. статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Л., 1962, с. 83—95. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 121, вып. 18).

64. Запорожцева А. С. Цеолиты меловых отложений севера Якутии. — «Литология и полезн. ископаемые», 1963, № 2, с. 161—177.

65. Запорожцева А. С., Кравцова А. И. Гидрогетит-лептохлоритово-каолинитовые породы среднего триаса северной части Анабаро-Хатангского междуречья. — В кн.: Сб. статей по геологии Арктики, Л., 1956, с. 178—188. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 89, вып. 6).

66. Захаров В. А. Позднеюрские и раннемеловые двустворчатые моллюски севера Сибири и условия их существования. М., 1966. 189 с.

67. Захаров В. А., Юдовный Е. Г. Условия осадконакопления и существования фауны в раннемеловом море Хатангской впадины. — В кн.: Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск, 1974, с. 127—173.

68. Зональное расчленение верхнеюрских и нижнемеловых отложений разреза Урдюк-Хая (п-ов Пахса). — «Учен. зап. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики. Сер. палеонт. и биостратигр.», 1970, вып. 29, с. 14—31. Авт.: В. А. Басов, В. А. Захаров, Е. Ф. Иванова и др.

69. Зонн С. В. О роли глинистых Al-, Fe-минералов в диагностике современных процессов кор- и почвообразования. — «Почвоведение», 1971, № 12, с. 127—135.

70. Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., 1966. 279 с.

71. Иванова Л. А., Выродова М. Н. Некоторые новые данные по геологии мезозойско-палеогеновых кор выветривания юго-востока Западной Сибири. — В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. Новосибирск, 1971, с. 135—141. (Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, вып. 126).

72. Иванов А. П., Комарова А. Е. Пепловые туфы нижнего триаса северной части хребта Орулган. — «Информ. бюл. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики», 1958, вып. 10, с. 31—36.

73. Ивановская А. В. Литология мезозойских отложений бассейна нижнего течения р. Лены. Новосибирск, 1967. 170 с.

74. Ивенсен В. Ю., Ивенсен Г. В., Семенов В. П. Некоторые корреляционные литолого-петрографические особенности нижнетриасовых отложений центральной части Предверхоанского прогиба и Виллюйской синеклизы. — В кн.: Литолого-геохим. методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск, 1972, с. 146—148.

75. Ильина В. И. Климат Западной и Средней Сибири в раннеюрскую эпоху по палинологическим данным. — «Геология и геофизика», 1969, № 10, с. 10—17.

76. Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., 1958. 324 с.

77. Калинин М. К. Распределение «тяжелых» минералов во фракциях различного диаметра и влияния этого фактора на точность минералогических анализов. — «Докл. АН СССР», 1948, т. 62, № 5, с. 681—683.

78. Калинин М. К. Об источниках терригенного материала в пермский и триасовый периоды на севере Средней Сибири. — «Докл. АН СССР», 1956, т. 108, № 1, с. 131—135.

79. Калинин М. К. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. Л., 1959. 360 с. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 104).

80. Каплан М. Е. О диагенезе и эпигенезе триасовых отложений Южного Приморья. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 4, с. 976—979.

81. Каплан М. Е. Новые данные о пирокластическом материале в триасовых отложениях Южного Приморья. — «Сов. геология», 1966, № 9, с. 153—155.

82. Каплан М. Е. Ломонтит в триасовых отложениях Южного Приморья. — «Геология и геофизика», 1967, № 11, с. 123—126.

83. Каплан М. Е. Критерии, используемые при выделении зон катагенеза в терригенных отложениях. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 11, с. 122—133.

84. Каплан М. Е. Кора выветривания на пермских аргиллитах Чекурвской антиклинали в низовьях Лены. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 3, с. 692—694.

85. Каплан М. Е. Распределение глинистых минералов в нижнеюрских отложениях арктических областей Центральной Сибири. — В кн.: Изучение и использование глин. Минск, 1971, с. 96—99.

86. Каплан М. Е. Распределение глинистых минералов в морских мезозойских отложениях бассейна р. Анабар. — «Геология и геофизика», 1972, № 5, с. 29—37.

87. Каплан М. Е. Распределение глинистых минералов в волжских и берриаских отложениях арктических областей Центральной Сибири. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 208, № 1, с. 204—207.

88. Каплан М. Е. Распределение глинистых минералов в байосских и батских отложениях арктических областей Центральной Сибири. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 209, № 7, с. 458—461.

89. Каплан М. Е. Формирование состава глинистых фракций терригенных отложений морских платформенных бассейнов гумидной зоны (на примере мезозойских нефтегазоносных отложений севера Сибири). — В кн.: Изучение и использование глин. Тезисы докладов. Тюмень, 1973. 97 с.

90. Каплан М. Е., Веренинова Т. А., Галеркина С. Г. Особенности изменения состава глинистых пород в разрезе мезозойских отложений месторождения Новый Порт (Южный Ямал). — В кн.: Литолог. изучение коллекторов нефти и газа. Л., 1973, с. 188—192. (Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 326).

91. Каплан М. Е., Кноринг Л. Д., Юдовный Е. Г. Условия формирования морских терригенных отложений по данным факторного анализа. — «Сов. геология», 1974, № 4, с. 139—146.

92. Каплан М. Е., Ронкина З. З. Распределение тяжелых минералов в морских осадках мезозойских бассейнов севера Сибири. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 4, с. 924—927.

93. Каплан М. Е., Ронкина З. З., Белонин М. Д. Основные парагенезы аллотигенных минералов алевритово-песчаных пород юрских и нижнемеловых отложений севера Центральной Сибири. — В кн.: Вопросы палеогеографии и литологии осадочных пород. Л., 1972, с. 73—78. (Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 311).

94. Каплан М. Е., Ронкина З. З., Королева Р. В. Юрские терригенно-минералогические провинции севера Сибири. — «Геология и геофизика», 1972, № 9, с. 47—56.

95. Каплан М. Е., Ронкина З. З., Юдовный Е. Г. Распределение глинистых минералов в морских верхнеюрских и нижнемеловых отложениях Енисей-Хатангского прогиба. — «Учен. зап. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики. Сер. регион. геол.», 1970, вып. 17, с. 123—132.

96. Каплан М. Е., Юдовный Е. Г. Условия формирования морских верхнеюрских и нижнемеловых отложений центральной части Хатангской впадины (по результатам литологического изучения разреза п-ова Пахса). — «Геология и геофизика», 1973, № 3, с. 58—64.

97. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М., 1972. 175 с.

98. Катченков С. М. Среднее содержание некоторых малых химических элементов в главных типах осадочных пород. — В кн.: Химия земной коры, т. 2. М., 1964, с. 391—397.

99. Каширцев В. А. О стратиграфическом перерыве на границе перми и триаса в низовьях рек Лены и Оленека. — «Геология и геофизика», 1973, № 11, с. 126—129.

100. Кирина Т. И. Новые данные по стратиграфии тоарских и ааленских отложений р. Келимэр и нижнего течения р. Лены. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 198, № 4, с. 917—920.

101. Кирина Т. И., Меледина С. В. К стратиграфии среднеюрских отложений низовьев р. Лены (Жиганский район). — В кн.: Вопросы стратиграфии расчленения палеозойских и мезозойских отложений севера СССР. Новосибирск, 1974, с. 105—108.

102. Киселев А. Е. Аквагенные и пепловые туфы Лено-Виллюйской нефтегазоносной провинции. — «Сов. геология», 1970, № 3, с. 85—97.

103. Киселев А. Е. Литология и коллекторские свойства мезозойских отложений Лено-Вилуйской нефтегазоносной провинции. М., 1971. 224 с.
104. Климаты в юрском и меловом периодах на севере СССР по палеотемпературным определениям. — «Геология и геофизика», № 10, 1966, с. 17—31. Авт.: Т. С. Берлин, Д. П. Найдин, В. Н. Сакс и др.
105. Козлова Л. Е., Радостев И. Н., Симонова В. И. О вещественном составе ростров белемнитов в связи с их распределением и условиями обитания. — В кн.: Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск, 1974, с. 33—45.
106. Колпиков Н. П. К вопросу о терригенно-минералогических фазах. — «Изв. вузов. Нефть и газ», 1959, № 3, с. 5—10.
107. Конторович А. Э. Химический состав осадочных пород Западно-Сибирской плиты. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 4, с. 984—987.
108. Конторович А. Э. Геохимия верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты. — «Литология и полезн. ископ.», 1967, № 3, с. 90—102.
109. Копорулин В. И. Об эпигенетическом формировании крустификационного хлорита в песчано-гравийных породах. — «Литология и полезн. ископ.», 1968, № 5, с. 72—78.
110. Коробицина В. Н. Терригенно-минералогические ассоциации мезозойских отложений низовий р. Лена. — В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск, 1968, с. 248—254.
111. Коробова Н. И. Титанистые парасланцы Таймыра как представители специфической докембрийской формации. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 376—378.
112. Королева Р. В. Петрографический состав галек нижнеюрских базальных слоев Вилуйской синеклизы и Приверхоянского прогиба. — В кн.: Вопросы палеогеографии и палеобиогеографии мезозоя севера СССР. Л., 1971, с. 200—211. (Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 304).
113. Королева Р. В. Литологическая характеристика и коллекторские свойства отложений верхней перми Вилуйской синеклизы. — В кн.: Литологическое изучение коллекторов нефти и газа. Л., 1973, с. 84—90. (Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 326).
114. Королева Р. В., Лебедев Б. А. Реакции углекислых вод с породами и их роль в формировании емкости коллекторов нефти и газа. — В кн.: Проблемы геолог. строения и нефтегазоносность севера Западной Сибири. Л., 1971, с. 206—218. (Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 293).
115. Короткевич В. Д., Школа И. В. Стратиграфия и палинологическая характеристика триасовых отложений южной части Лено-Анабарского прогиба. — «Учен. зап. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики. Сер. палеонт. и биостратигр.», 1971, вып. 31, с. 13—25.
116. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. М., 1962. 204 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 63).
117. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья. — «Докл. АН СССР», 1955, т. 103, № 6, с. 1085—1089.
118. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фашии регионального эпигенеза и метагенеза. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 7, с. 3—18.
119. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблема эпигенеза. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., 1971, с. 9—34. (Труды Геол. ин-та АН СССР, т. 221).
120. Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилуйской впадины. М., 1960. 276 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 34).
121. Красиков Э. М. Литология и палеогеография ордовика юга Новой Земли, о. Вайгач и Пай-Хоя. — Автореф. канд. дис. Л., 1971. 22 с.
122. Красильщиков А. А., Вишневский А. Н. Докембрийские интрузии Оленекского поднятия. — «Учен. зап. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики. Сер. регион. геол.», Л., 1963, вып. 1, с. 64—79.
123. Криари Г. А. О диагенетической гидрослюдизации монтмориллонита. — В кн.: Физика минералов, вып. 2. Казань, 1960, с. 50—59.
124. К стратиграфии юрских отложений бассейна р. Ленинградской (Северный Таймыр). — В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских отложений севера Сибири. М., 1965, с. 61—66. Авт.: В. А. Басов, В. А. Захаров, М. С. Месежников, Е. Г. Юдовный.
125. Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М., 1961. 318 с.
126. Лазуркин В. М., Алейникова В. А., Герасимов В. Н. Роль глинистых минералов в оценке изменений обстановки осадконакопления и постдиагенетических процессов (на примере изучения юрско-нижнемеловых отложений некоторых районов Севера Сибири). — «Учен. зап. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики. Сер. регион. геол.», 1970, вып. 17, с. 133—142.
127. Лазуркин Д. В., Школа И. В., Каплан М. Е. Раннетриасовая кора выветривания и взаимоотношение перми и триаса на северо-востоке Центральной Сибири. — В кн.: Новые данные по границе перми и триаса СССР. Л., 1972, с. 46—47.
128. Лапина Н. Н., Куликов Н. Н., Семенов Ю. П. Донные отложения Северного Ледовитого океана. — «Учен. зап. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики. Сер. регион. геол.», 1970, вып. 17, с. 143—150.
129. Лейпциг А. В. Стратиграфия и особенности накопления верхнетриасовых отложений Западного Верхоянья. — «Изв. высших учебн. завед. Геология и разведка», 1967, № 7, с. 3—10.
130. Леонов Б. Н., Прокопчук Б. И., Орлов Ю. Л. Алмазы Приленской области. М., 1966. 279 с.
131. Лисицин А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., 1966. 574 с.
132. Логвиненко Н. В. К вопросу об осадочной дифференциации вещества. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., 1951, с. 53—70.
133. Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., 1968. 92 с.
134. Логвиненко Н. В. О распределении обломочного материала по размеру и удельному весу в береговой зоне моря. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 4, с. 863—866.
135. Лоули Д., Максвелл А. Факторный анализ как статистический метод. М., 1967. 151 с.
136. Мезозойские отложения Хатангской впадины. Л., 1959. 226 с. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 99). Авт.: В. Н. Сакс, И. С. Грамберг, З. З. Ронкина, Э. Н. Аллонова.
137. Меледина С. В. Аммониты и зональная стратиграфия байоса — бата Сибири. Новосибирск, 1973. 151 с. (Труды Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР, вып. 153).
138. Месежников М. С., Сакс В. Н., Шульгина Н. И. О влиянии средиземноморских фаун на формирование позднеюрских комплексов головоногих моллюсков Арктики. — «Ann. Inst. geol. publ.» Hungar, 1971, vol. 54, f. 2, p. 557—565.

139. Мига́й И. М. Геологическое строение района мыса Цветкова на Восточном Таймыре. М., 1952. 60 с. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 36).
140. Микуленко К. И. Подводноползневые образования в нефтегазоносных отложениях Вилюйской синеклизы и Предверхо́янского прогиба. — В кн.: Лено-Вилюйская нефтегазоносная провинция. М., 1969, с. 65—71.
141. Милло́ Ж. Геология глин. Л., 1968. 358 с.
142. Минаева Ю. И., Биджиев Р. А. Источники сноса в юрский период на севере Приверхо́янского прогиба. — «Геология и геофизика», 1967, № 4, с. 48—58.
143. Монахов М. П. Мелкогалечные конгломераты на границе юры и триаса в южной части Чекуровского мыса и в средней части р. Нелегер. — «Информ. бюл. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики», 1959, вып. 15, с. 13—17.
144. Муравьев В. И., Сахаров Б. А. Экспериментальное моделирование эпигенетической гидрослюдизации монтмориллонита. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., 1971, с. 62—70. (Труды Геол. ин-та АН СССР, т. 221).
145. Мустафаев И. С. О связи минерального состава алевропесчаных пород с их гранулометрией (на примере алшеронского типа продуктивной толщи). — «Учен. зап. Азерб. Гос. ун-та. Сер. геол.-геогр.», 1965, № 6, с. 21—27.
146. Некоторые проблемы палеотемпературного анализа. — «Геология и геофизика», 1970, № 4, с. 36—43. Авт.: Т. С. Берлин, Е. Л. Киприкова, Д. П. Найдин и др.
147. Нестеров Н. И. Уплотнение глинистых пород. — «Сов. геология», 1965, № 12, с. 69—80.
148. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Восточного Таймыра. — «Учен. зап. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики. Сер. регион. геол.», 1963, вып. 1, с. 157—164. Авт.: В. А. Басов, В. А. Захаров, М. С. Месежников, Е. Г. Юдовный.
149. Новые данные по стратиграфии юры Лено-Анабарского района. — В кн.: Проблемы палеонтолог. обоснования детальной стратиграфии мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Л., 1967, с. 74—94. Авт.: В. А. Басов, Л. С. Великжанина, Н. М. Джиноридзе и др.
150. Образование осадков в современных водоемах. М., 1954. 722 с.
151. О верхней юрской коре выветривания в Западном Верхоянье. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 1, с. 165—167. Авт.: Р. А. Биджиев, Л. М. Натапов, Н. Б. Сибирцева, Н. М. Егорова.
152. Окнова Н. С. К вопросу о распределении минералов по гранулометрическим фракциям. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 4, с. 921—923.
153. Окнова Н. С. Распространение аксессуарных терригенных минералов в породах осадочного чехла Русской платформы. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 2, с. 434—436.
154. Опорный разрез верхнеюрских отложений бассейна р. Хеты (Хатангская впадина). Л., 1969. 108 с. Авт.: В. Н. Сакс, З. З. Ронкина, В. А. Басов и др.
155. Осипова З. В. Литология базальных горизонтов среднеясо-вых отложений северо-восточной части Сибирской платформы в связи с их алмазностью. — «Учен. зап. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики. Сер. регион. геол.», 1963, вып. 1, с. 17—28.
156. Осипова З. В. Палеогеография северо-востока Сибирской платформы в юрский период. — «Геология и геофизика», 1963, № 10, с. 23—32.
157. Осипова З. В. Вещественный состав и условия формирования юрских отложений Лено-Анабарского района в связи с проблемой коллекторов алмазов. — Автореф. канд. дис. Л., 1966. 22 с.
158. Павлов А. В., Войцеховская А. Г. О фосфоритонности нижнеюрских отложений Оленекского района. — «Учен. зап. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики. Сер. регион. геол.», 1966, вып. 12, с. 115—120.
159. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М., 1968. 152 с. Авт.: А. В. Гольберт, Л. Г. Маркова, И. Д. Полякова и др.
160. Перозио Г. Н. Эпигенез терригенных осадочных пород юры и мела центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. М., 1971. 159 с.
161. Петелин В. П. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря. — В кн.: Геолог. исследования в дальневост. морях, 1957, с. 77—138. (Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 22).
162. Петелин В. П. Особенности формирования минерального состава песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана. — «Литология и поделн. ископ.», 1965, № 4, с. 50—71.
163. Погребницкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л., 1971. 248 с. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 166).
164. Прозорович Г. Э. Покрышки залежей нефти и газа. М., 1972. 119 с. (Труды Зап.-Сиб. Науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 49).
165. Прокопчук Б. И. Кора выветривания оксфорд-кимериджского возраста на северо-востоке Сибирской платформы. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 6, с. 1382—1385.
166. Прокопчук Б. И., Израилев Л. М. Основные направления сноса грубообломочного материала и алмазов на северо-востоке Сибирской платформы в нижнеюрское время. — «Изв. высших учебн. завед. Геология и разведка», 1965, № 5, с. 19—27.
167. Пустовалов Л. В. О терригенно-минералогических фациях. — «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1947, т. 22, вып. 5, с. 69—80.
168. Рабкин М. И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. Л., 1959. 164 с. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 87).
169. Рабкин М. И., Вишневский А. Н. Метаморфические фации и субфации Анабарского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 103—116.
170. Равич М. Г. Докембрий Таймыра. Л.—М., 1954. 312 с. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 76).
171. Равич М. Г., Чайка Л. А. Протерозойские метаморфические и магматические формации Таймыра. — В кн.: Петрография Вост. Сибири., т. 1. М., 1962, с. 590—719.
172. Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., 1964. 288 с.
173. Ратеев М. А., Градусов Б. П. Типы смешаннослойных образований слюда—монтмориллонитового ряда в метабентонитах силура—ордовика Прибалтики. — «Литология и поделн. ископ.», 1971, № 2, с. 74—93.
174. Результаты комплексного литолого-геохимического и палеозоологического исследования переходных между юрой и мелом морских глинистых отложений (п-ов Пахса, Анабарский залив). — «Докл. АН СССР», 1973, т. 209, № 3, с. 691—694. Авт.: М. Е. Каплан, Е. Г. Юдовный, В. А. Захаров и др.
175. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов М., 1965. 599 с.
176. Родин Р. С. Фосфатонность мезозойских отложений северо-востока Сибирской платформы. — В кн.: Палеогеография и фосфатонность пермских и мезо-кайнозойских отложений Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1964, с. 26—33.

177. Рожков И. С., Харькив А. Д., Мельник Ю. М. Древняя кора выветривания кимберлитов трубки им. XXIII съезда КПСС (Якутия). — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 5, с. 1130—1133.
178. Ронкина З. З. Вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири. Л., 1965. 164 с. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 146).
179. Ронкина З. З., Каплан М. Е., Юдовный Е. Г. Литологическая характеристика и вопросы корреляции морских верхнеюрских и нижнемеловых отложений некоторых районов Енисей-Хатангского прогиба. — В кн.: Литолого-геохим. методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск, 1972, с. 137—139.
180. Ронкина З. З., Колокольцева Е. П., Войцеховская А. Г. Вещественный состав юрских и меловых отложений западной части Енисей-Хатангского прогиба. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л., 1971, с. 19—39.
181. Ронкина З. З., Юдовный Е. Г. О минералогическом составе осадочных пород севера Центральной Сибири. — «Учен. зап. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики. Сер. регион. геол.», 1965, вып. 5, с. 171—176.
182. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., 1961. 779 с.
183. Семенов В. П. Литология и стратиграфическое положение «горизонта кварцевых песчаников» Западного Верхоянья. — В кн.: Лено-Вилуйская нефтегазоносн. провинция. М., 1969, с. 36—41.
184. Семенов В. П., Булгакова М. Д. Конгломераты верхнепермских, триасовых и нижнеюрских отложений Западного Верхоянья. — «Геология и геофизика», 1967, № 3, с. 108—111.
185. Семенов В. П., Ивенсен В. Ю. К стратиграфии и литологии триасовых отложений северного Приверхоянья. — В кн.: «Геология и полезн. ископ. Якутии. Якутск, 1970, с. 179—180.
186. Сергеева Ж. И., Костюк Б. Ф. Позднетриасовая бокситорудная эпоха в районе Приполярного Урала. — «Геология и геофизика», 1973, № 10, с. 132—135.
187. Сигов А. П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М., 1969. 296 с.
188. Сигов А. П. Эпохи мезозойского бокситообразования на Урале. — В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. Новосибирск, 1971, с. 153—157. (Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, вып. 126).
189. Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. 2. Мезозой. Л., 1966. 165 с.
190. Соболевская Р. Ф., Мильштейн В. Е. К вопросу о стратиграфии синийских отложений на Центральном Таймыре. — В кн.: Сб. статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Л., 1961, с. 20—30. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 125, вып. 17).
191. Соповещание по биостратиграфии морского мезозоя Сибири и Дальнего Востока. — «Геология и геофизика», 1972, № 7, с. 136—147.
192. Сороков Д. С. Стратиграфия и фации морских мезозойских отложений Лено-Оленекского района. — В кн.: Сб. статей по геологии Арктики. Л., 1958. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 85, вып. 9).
193. Сороков Д. С. Стратиграфия триасовых отложений центрального сектора Советской Арктики. — В кн.: Нефтегазоносность севера Сибири. Л., 1958, с. 36—43. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 92).
194. Стратиграфия юрской и меловой систем на севере СССР. М., 1963. 227 с. Авт.: В. Н. Сакс, З. З. Ронкина, Н. И. Шульгина и др.
195. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. II. М., 1960. 574 с.
196. Тейс Р. В., Найдин Д. П., Сакс В. Н. Определения позднеюрских и раннемеловых палеотемператур по изотопному составу кислорода

в рострах белемнитов. — В кн.: Мезозойские морские фауны севера и Дальнего Востока СССР и их стратиграф. значение. М., 1968, с. 51—71.

197. Тектоническая карта осадочного покрова Сибирской платформы. Ред. А. А. Трофимук. Иркутск, 1968.

198. Тест Б. И., Осипова З. В., Сычев В. Я. Мезозойские отложения Жиганского района. Л., 1962. 120 с. (Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 131).

199. Тучков И. И. Фосфориты нижнего течения р. Лены. — В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочн. формаций Якутии. Якутск, 1968, с. 195—204.

200. Тучков И. И. Палеогеография и история развития Якутии, в позднем палеозое и мезозое. М., 1973. 207 с.

201. Уивер Ч. Е. Эффект и геологическое значение «фиксации» калия набухающими глинистыми минералами, образовавшимися из мусковита, биотита, хлорита и вулканогенного материала. — В кн.: Вопросы минералогии глин. М., 1962, с. 369—400.

202. Уманец В. Н. Древняя кора выветривания на траппах восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Материалы по изучению алмазов и алмазоносных районов СССР. Л., 1960, с. 21—28. (Мат.-лы Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-та, новая сер., вып. 40).

203. Ушатинский И. Н. Особенности минералогии глинистого материала продуктивных отложений Западно-Сибирской низменности в связи с их нефтегазоносностью. — «Нефть и газ Тюмени», 1969, вып. 2, с. 5—11.

204. Характеристика глинистых минералов из юрских и меловых отложений западной части Енисей-Хатангского прогиба. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л., 1971, с. 138—141. Авт.: З. З. Ронкина, М. Е. Каплан, В. Н. Герасимов и др.

205. Хворова И. В., Сибиркина Л. М. Информация о семинаре по классификации, номенклатуре и диагностике вулканогенно-осадочных (обломочных) пород. — «Литология и полезн. ископ.», 1968, № 5, с. 140—143.

206. Чекин С. С. Нижнемезозойская кора выветривания Иркутского амфитеатра. М., 1973. 155 с.

207. Черкасов Г. Н. Оценка перспектив бокситоносности позднетриасовых образований восточной окраины Тунгусской синеклизы. — В кн.: Бокситоносные формации Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1972, с. 57—60. (Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, вып. 148).

208. Чухров Ф. В. Образование ярозитов в зоне окисления. — «Докл. АН СССР», 1950, т. 72, № 4, с. 781—783.

209. Шванов В. Н. О распределении минералов в гранулометрических фракциях песков, отложенных водой и ветром. — «Вестн. Лен. гос. ун-та», 1964, № 6, с. 29—41.

210. Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л., 1969. 248 с.

211. Шилин А. В. Катагенетические преобразования глинистых минералов в терригенных отложениях девона Волгоградского правобережья. — В кн.: Исследование и использование глин и глинистых минералов. Алма-Ата, 1970, с. 122—133.

212. Школа И. В. Фосфоритоносность мезозойских отложений Лено-Анабарского прогиба. — В кн.: Геология и полезн. ископ. севера Сибирской платформы. Л., 1971, с. 139—141.

213. Шпунт Б. Р., Шамшина Э. А. Вещественный состав и золотоносность верхнеюрской коры выветривания Лено-Анабарского прогиба. — В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. Новосибирск, 1971, с. 103—106. (Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, вып. 126).

214. Штех Г. И. Рельеф кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы. — «Геология и геофизика», 1972, № 9, с. 65—70.

215. Шулятин О. Г., Захаров Ю. И. Метаморфические пояса Таймырской складчатой области. — В кн.: Метаморф. пояса СССР. Л., 1971, с. 182—195.

216. Шутов В. Д. Классификация песчаников. — «Литология и полез. ископ.», 1967, № 5, с. 86—103.

217. Шутов В. Д., Дриц В. А., Сахаров Б. А. Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослюду при региональном эпигенезе. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., 1971, с. 54—61. (Труды Геол. ин-та АН СССР, т. 221).

218. Юрские отложения района м. Цветкова и р. Чернохребтовой (Восточный Таймыр). — В кн.: Биостратиграфия мезозоя севера Евразии. Новосибирск, 1964, с. 51—65. (Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 267). Авт.: М. Е. Каплан, В. Г. Князев, С. В. Меледина, М. С. Месежников.

219. Bausch W. M. Tonmineralprovinzen im europäischen Malm. — «Magy államföldt. intéz. évk.», 1970, vol. 54, № 2, p. 333—334.

220. Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation Recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. — «Geol. Soc. Amer. Bul.», 1965, vol. 76, № 7, p. 803—832.

221. Brooks R. A., Ferrell R. E. The lateral distribution of clay minerals in Lakes Pontchartrain and Maurepas, Louisiana. — «J. Sediment. Petrol.», 1970, vol. 40, № 3, p. 855—863.

222. Burst J. F. Postdiagenetic clay mineral environmental relationships in the Gulf Coast Eocene. — «Clays and clay minerals» (6th. Nat. Conf., 1957), 1959, p. 327—341.

223. Bussón G., Noël D. Sur la constitution et la genèse de divers sédiments finement feuilletés («laminites») à alternances de calcaire et de matière organique ou argileuse. — «C. r. Acad. Sci.», 1972, № 4, p. 3172—3175.

224. Chamley H. Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. — «Sci. geol. Mém.», 1971, № 35. 225 p.

225. Chilingar G. V., Knight L. Relationship between pressure and moisture content of kaolinite, illite and montmorillonite clays. — «Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bul.», 1960, vol. 44, p. 101—106.

226. Crowley M. S., Roy R. Equilibrium and pseudoequilibrium low temperature dehydration of montmorillonoides. — «Amer. Ceram. Soc. J.», 1959, vol. 42, p. 16—20.

227. Dobbins D. A., Ragland P. C., Johnson I. D. Water-clay interactions in North Carolina's Pomlico estuary. — «Environ. Sci. and Technol.», 1971, vol. 4, № 9, p. 743—748.

228. Dunoyer de Segonzac G. Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. — «Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.», 1969, № 29. 317 p.

229. Esquevin J. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. — «Bul. Centre rech. Pau», 1969, vol. 3, № 1, p. 147—153.

230. Green J. Geochemical table of the elements for 1959. — «Bul. Geol. Soc. Amer.», 1959, vol. 70, № 9, p. 1127—1184.

231. Huang W. H., Keller W. D. Dissolution of clay minerals in organic acids at room temperature. — «Amer. Min.», 1971, vol. 5, № 56, p. 1082—1095.

232. Kuenen Ph. H. Sand. — «Sci Amer.», 1960, vol. 202, № 7, p. 94—110.

233. Martens J. H. C. Beach sands between Charleston, South Carolina and Miami, Florida. — «Bul. Geol. Soc. Amer.», 1935, vol. 46, № 10, p. 1563—1596.

234. Meade R. H. Removal of water and rearrangement of particles during the compaction of clayey sediments. — «Review. Geol. Surv. Prof. Pap.», 497-B, 1964, 23 p.

235. Meilac A., Tardy Y. Genèse et évolution des séricites, vermiculites et montmorillonites au cours de l'altération des plagioclase en pays tempéré. — «Bul. Serv. carte géol. Alsace et Lorraine», 1970, vol. 23, № 3—4, p. 145—161.

236. Milne I. H., Early J. W. Effect of source and environment on clay minerals. — «Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1958, vol. 42, p. 328—338.

237. Moort I. C. van. A comparative study of the diagenetic alteration of clay minerals in Mesozoic shales from Papua, New Guinea, and in Tertiary shales from Louisiana, U. S. A. — «Clays and Clay Miner.», 1971, vol. 19, № 1, p. 1—20.

238. Morris W. J., Fan P. F. Abrasion effects on arcose mixtures. — «J. Sed. Petrol.», 1962, vol. 32, № 2, p. 231—239.

239. Muffler L. J. P., White D. E. Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea, geothermal field and the Salton trough, Southeastern California. — «Bul. Geol. Soc. Amer.», 1969, vol. 80, p. 157—182.

240. Paquet H. Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. — «Mém. Serv. Carte Géol. Als. et Lorraine», 1970, № 30. 212 p.

241. Perry E. A., Hower J. Late stage dehydration in deeply buried pelitic sediments. — «Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1972, vol. 56, № 10, p. 2013—2021.

242. Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. N. Y., 1957. 556 p.

243. Pettijohn F. J., Ridge G. D. A mineral variation series of beach-sands from Cedar Point, Ohio. — «J. Sediment. Petrol.», 1933, vol. 3, № 2, p. 92—94.

244. Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. Sands and sandstones. N. Y., Springer, 1972. 618 p.

245. Powers M. C. Adjustment of clays to chemical change and the concept of the equivalence level. — «Clays and clay minerals» (6th. Nat. Conf., 1957), 1959, p. 309—326.

246. Powers M. C. Fluid-release mechanism in compacting marine mud rocks and their importance in oil exploration. — «Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bul.», 1967, vol. 51, № 7, p. 1240—1254.

247. Prasad E. A. V. Comparative studies on the black sand concentrates of South India. — «Proc. Indian Acad. Sci.», 1972, vol. 875, № 5, p. 231—245.

248. Russel R. D. The size distribution of minerals in Mississippi river sands. — «J. Sediment. Petrol.», 1937, vol. 6, № 3, p. 125—142.

249. Siddique H. N., Malik T. K. Analysis of the mineral distribution patterns in the Recent shelf sediments of Mangalore, India. — «Marine Geology», 1972, vol. 12, № 5, p. 359—392.

250. Sindowski K. H. Korngrößen und Schwermineral verteilung in rezenten Strandsanden der mecklenburgischen Ostseeküste. — «Zentralbl. f. Min., Geol. u. Paläont.». Stuttgart, 1938, Abt. A. № 5, s. 136—149; № 6, s. 161—167.

251. Smoot T. W. Clay mineralogy of prepennsylvanian sandstones and shales of the Illinois Basin. Pr. 3. Clay minerals of various facies of some Chester formations. — «Illinois State Geol. Surv.», 1960, vol. 293, p. 1—19.

252. Thorez J., Bourgignon P. Minéraux argileux des argiles de dissolution de calcaires dinantiens en Condroz. — «Ann. Soc. Géol. Belg.», 1973, vol. 96, № 1, p. 59—85.

253. Thorez J., Bourgignon P., Sierakowski C. Associations des minéraux argileux dans les sables tertiaires de Boncelles (Belgique). — «Ann. Soc. Géol. Belg.», 1973, vol. 96, № 1, p. 105—119.

254. Triplehorn D. M. Clay mineral diagenesis in Atoka (Pennsylvanian) sandstones, Crawford County, Arkansas. — «J. Sediment. Petrol.», 1970, vol. 40, № 3, p. 838—847.

255. Weaver C. E. Geologic interpretation of argillaceous sediments. — «Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1958, vol. 42, № 2, p. 254—309.

256. Weaver C. E. Possible uses of clay minerals in search for oil. — «Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1960, vol. 44, № 9, p. 134—187.

257. Whitehouse U. G., Mc Carter R. S. Diagenetic modification of clay mineral types in artificial sea water. — «Clays and clay minerals» (5th Nat. Conf., 1956), 1958, p. 81—119.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I	
Общая литологическая характеристика отложений	9
Триасовый терригенный комплекс	12
Нижне-среднеюрский терригенный комплекс	55
Верхнеюрско-нижнемеловой терригенный комплекс	80
Глава II	
Распределение породообразующих и аксессуарных компонентов	98
Породообразующие обломочные компоненты	—
Аксессуарные обломочные минералы	108
Глинистые минералы	130
Факторы, контролирующие состав отложений	160
Петрографо-минералогические провинции	179
Глава III	
Условия формирования отложений	180
Условия осадконакопления	—
Катагенетическая зональность	207
Заключение	211
Список литературы	216

Михаил Ефимович Каплан

ЛИТОЛОГИЯ
МОРСКИХ
МЕЗОЗОЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ
СЕВЕРА
ВОСТОЧНОЙ
СИБИРИ

Редактор издательства М. Г. Дешалыт
Переплет художника Е. Т. Киселева
Техн. редактор А. Б. Ящуржинская
Корректор В. Н. Малахова

Сдано в набор 3/VII 1975 г. Подписано в печать 15/II 1976 г.
М-30005. Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 2. Печ. л. 14^{1/2}.
Уч.-изд. л. 16,05. Тираж 500 экз. Заказ 561/1017.
Цена 1 р. 84 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская картографическая фабрика
объединения «Аэрогеология»