

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 34

А. Г. КОССОВСКАЯ, В. Д. ШУТОВ, В. П. МУРАВЬЕВ

**МЕЗОЗОЙСКИЕ
И ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
ЗАПАДНОГО ВЕРХОЯНЬЯ
И ВИЛЮЙСКОЙ ВПАДИНЫ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 34

А. Г. КОССОВСКАЯ, В. Д. ШУТОВ, В. И. МУРАВЬЕВ

**МЕЗОЗОЙСКИЕ
И ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
ЗАПАДНОГО ВЕРХОЯНЬЯ
И ВИЛЮЙСКОЙ ВПАДИНЫ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА · 1960

Ответственный редактор

В. А. Вахрамеев

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа обобщает результаты исследований верхнепалеозойских и мезозойских отложений Западного Верхоянья и Вилюйской впадины, проводившихся авторами в течение 1951—1956 гг. Объекты и районы исследования распределялись следующим образом. А. Г. Коссовская изучала верхнетриасовые, юрские и меловые отложения в пределах широтного и центрального участков Западного Верхоянья и прилегающих участков платформы. Было проведено детальное исследование разрезов, полученных в результате маршрутных пересечений западного склона хребта по р. Келе и ее притокам Ыагасу, Танкычану и Моолу, по рекам Ыбыкану, Западной и Восточной Градыгам, а также разрезов опорных и разведочных скважин, равно как и естественных обнажений по правобережью Лены в районе Эксеня-Хаята, сел. Сангары и Китчаны. В области Вилюйской впадины изучены разрезы района Якутска, опорной скважины в районе Намцев, района Усть-Вилюя, разрезы в районе Кангаласса. Маршрутные исследования проведены по Алдану (между реками Хандыга и Тыра) и в нижнем течении Лены, в районе сел. Чекуровка. Помимо того, было проведено петрографическое изучение материалов, собранных другими исследователями: по р. Синей (Н. М. Чумаков), по р. Линде (В. А. Вахрамеев, Ю. М. Пушаровский) и в районе оз. Токо (В. И. Гольденберг, Всесоюзный аэрогеологический трест). Хотя последний район выходит за пределы исследованной территории, изучение его дало важные материалы для некоторых палеогеографических выводов.

В. И. Муравьев проводил изучение юрских и меловых отложений западной части впадины. В частности, проведено исследование разрезов, составленных на основании маршрутов по рекам Вилюй, Намана, Чебыда, Ыгыатта и Марха; кроме того, петрографически обработаны материалы Н. М. Чумакова по рекам Кемпендйя и Ботомай, а также частично материалы опорной вилюйской скважины, детально описанной А. Е. Киселевым (1954 г.). Обобщение материалов по верхнетриасовым, юрским и меловым отложениям сделано А. Г. Коссовской.

В. Д. Шутов проводил исследование пермских и нижнетриасовых отложений. Основные работы сосредоточены в пределах широтного и центрального участков Западного Верхоянья, где были проведены маршрутные пересечения западного склона хребта по Нере, Келе, Тынкачану, Ыбыкану, Западной и Восточной Градыгам и Борae с притоками Берандой и Толчаном. В области платформы был изучен разрез пермских и триасовых отложений в районе Чекуровского мыса. Обобщение всех материалов по перми и нижнему триасу проведено этим же автором.

Помимо результатов личных наблюдений, в работе учтены и использованы данные последних лет, полученные некоторыми исследователями по стратиграфии, тектонике, литологии и другим вопросам, связанным с выяснением геологического строения и истории развития названной территории. Наряду с опубликованными материалами, среди которых нужно в первую очередь назвать работы В. А. Вахрамеева (1957, 1958), Ю. М. Пушаровского (1955), А. А. Арсеньева и В. И. Ивановой (1954), А. С. Каширцева (1955), А. В. Вихерта (1956), З. В. Кошелкиной (1957), И. И. Тучкова (1956), Н. М. Чумакова (1957, 1958), И. П. Атласова (1957), В. М. Лазуркина (1957^{1, 2}) и других исследователей, учтены фондовые работы Якутского геологического управления, Геологического управления Дальстроя и Научно-исследовательского института геологии Арктики.

В результате представилось возможным предложить новые схемы расчленения верхнепалеозойских и мезозойских отложений Западного Верхоянья, увязать их с разрезами платформы и выявить комплексы литолого-петрографических признаков, характеризующих отдельные стратиграфические подразделения обеих областей (главы II и III). Предложенные схемы расчленения и сопоставления разрезов были приняты Межведомственным совещанием по унификации стратиграфической шкалы Северо-Востока СССР в Магадане в 1957 г.

Основная часть работы посвящена литологической характеристике изученных отложений. На основании анализа разрезов геосинклинали и платформы в обеих областях был выделен ряд литолого-генетических комплексов, или формаций, широко прослеживающихся по площади, следующих друг за другом в определенной последовательности и отражающих закономерную смену физико-географических обстановок на рассматриваемой территории в данный интервал времени (P — Cr).

Дано описание каждой формации как определенного геологического тела, характеристика главнейших типов слагающих ее пород, их происхождение, соотношение и распределение в разрезах и на площади (главы IV и V). Полученные данные легли в основу палеогеографических построений и послужили для восстановления условий осадконакопления в Вилюйской впадине и Верхоянье в верхнем палеозое и мезозое (глава VII). В заключительном разделе разобраны основные черты развития осадочного процесса в пределах рассматриваемой территории.

В отличие от обычных условий литолого-минералогических работ, производящихся, как правило, в районах с достаточно полно разработанной стратиграфией, данная работа проводилась в значительной части на территории, где отсутствовала единая схема стратиграфического расчленения.

В районах Западного Верхоянья, характеризующихся нередко достаточно сложной тектоникой, для правильного составления разрезов необходимо было прибегать к картированию отдельных участков, проводившемуся в масштабе 1 : 200 000. В качестве картографической основы использовали контактную печать и аэрофотосхемы различных масштабов.

Послойный отбор образцов из разрезов, являющийся неизменным условием проведения всех литологических работ, здесь оказался неприемлемым ввиду огромных мощностей изучаемых отложений в геосинклинальной зоне. Он был заменен отбором характерных типов пород из укрупненных пачек и горизонтов, последовательно сменяющих друг друга в разрезе. Частота отбора образцов по разрезу составляла в среднем 5—10 м; в мощных и однообразных пачках она увеличивалась до 20—25 м. При изучении платформенных разрезов осуществлялся обычный послойный отбор образцов.

При расчленении и сопоставлении разрезов широко применялись методы минералогии и петрографии, особенно необходимые при изучении таких мощных и однообразных терригенных толщ, бедных фаунистическими остатками, как верхнепалеозойские и мезозойские отложения описываемой территории.

Основными корреляционными признаками, которые использовались для характеристики отдельных стратиграфических подразделений, являлись:

- 1) состав породообразующих обломочных минералов, слагающих основной костяк породы; 2) ассоциация и типоморфные особенности акцессорных минералов так называемой тяжелой фракции; 3) тип цементации и характер структур песчано-алевролитовых пород; 4) минералогический состав глинистого вещества как в глинистых, так и в песчано-алевролитовых породах; 5) различные аутигенные образования, возникающие в широкий интервал времени, от диагенеза осадка до начального метаморфизма пород; 6) характер и степень измененности отдельных обломочных компонентов.

Наиболее простым и часто самым выразительным коррелятивом являлись ассоциации тяжелых минералов, которые использовались не только для расчленения и корреляции разрезов, но и для картирования отдельных свит. Так, при составлении ряда геологических карт широтного участка Западного Верхоянья (фиг. 8, 10, 11), помимо полевых геологических наблюдений и анализа аэрофотоматериалов, мы широко использовали данные петрографических исследований, позволившие установить границы распространения литологически маловыразительных и однообразных толщ¹.

Переходя к характеристике методов, применяемых при восстановлении фациальной обстановки и условий осадконакопления, необходимо отметить «мелкомасштабность» этих работ. Огромная территория, значительные мощности разрезов (свыше 10 000 м в геосинклинальной зоне), большой стратиграфический интервал изученных отложений (от нижней перми до верхнего мела) и, наконец, слабая изученность всей территории в целом, исключили возможность проведения таких детальных фациальных исследований, какие сейчас приняты, например, при изучении угленосных толщ (Донбасс, Кузбасс, Тула и др.). Мы пытались установить основные черты фациальной обстановки формирования крупных литолого-генетических комплексов или формаций, соответствующих определенным этапам развития данной территории. При анализе литогенетических особенностей пород и выделении их характерных типов основное внимание сосредоточивалось на изучении текстурно-структурных особенностей пород, распределений в них органических остатков, аутигенных минералов и др.

Изучение текстур пород проводилось как в естественных обнажениях, так и в шлифовках. Следует отметить, что большую помощь при расшифровке фациальной принадлежности тех или иных текстурно-структурных типов нам оказал «Атлас литогенетических типов пород С₂ Донбасса», составленный группой сотрудников ГИН АН СССР под руководством В. С. Яблокова.

¹ Иллюстрацией использования данных петрографического изучения являются круговые диаграммы минералогического состава тяжелой фракции, нанесенные в пределах полей распространения отдельных свит. Диаграммы отражают средние количественные соотношения главнейших коррелирующих минералов, подсчитанные по одному или нескольким обнажениям в пределах отдельных участков распространения той или иной свиты, и достаточно выразительно иллюстрируют их индивидуальность (фиг. 8, 10, 11).

Наконец, в разделе, посвященном исследованию эпигенетических и раннеметаморфических изменений пород, основное внимание уделялось детальному изучению шлифов. При этом велись наблюдения за структурным взаимоотношением составляющих компонентов и характером их изменений при движении сверху вниз по разрезу. Одновременно проводились наблюдения за минералогическими изменениями обломочных компонентов и цемента, причем особо внимательно фиксировалось появление и распределение различных аутигенных минералов. В случае необходимости последние выделялись и подвергались исследованию различными другими методами (рентген, термический и химический анализы и др.). Эти же методы широко применялись при изучении глинистых образований.

Глава I

КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Авторы не ставят задачу дать сколько-нибудь подробный обзор предыдущих исследований. Такая работа выполнена в недавно опубликованной монографии В. А. Вахрамеева (1958) и излишне ее повторять. Остановимся поэтому весьма кратко лишь на важнейших работах, сформировавших наши современные представления о геологическом строении Вилюйской впадины и Верхоянья.

К числу таких первых исследований относятся работы А. Г. Ржонсницкого (1918₁), давшего впервые общее представление о геологическом строении Вилюйской впадины и положившим совершенно правильный принцип разделения мезозойских отложений впадины на три генетических различных комплекса: 1) нижнюю — песчаную пресноводную толщу; 2) среднюю — песчано-глинисто-морскую и 3) верхнюю — угленосную. Все дальнейшие исследования (Кузнецов, 1929; Фришенфельд, 1933; Максимов, 1941; Крымголец, 1950; Вахрамеев, 1957; Арсеньев, 1954; Кошелкина, 1957) значительно уточнили и детализировали эту схему, но не изменили ее принципиально.

Примерно в то же время, что и А. Г. Ржонсницкий, начал свои исследования в юго-восточной части впадины В. Н. Зверев (1913—1917 гг.), также разделивший мезозойские отложения на три генетически отличные толщи и оконтуривший площадь их распространения на юго-востоке.

В 1927 г. и затем в 1935—1938 гг. вышла монография В. А. Обручева по геологии Сибири, в которой были подытожены и обобщены все отдельные работы, проводившиеся рядом исследователей на описываемой территории (Г. А. Дымский, Г. А. Иванов, Д. Н. Зегебарт, С. С. Кузнецов, И. И. Сойконен, Г. Э. Фришенфельд и др.).

Большую роль в формировании представления о геологическом строении Вилюйской впадины сыграли широко известные работы Н. С. Шатского (1932, 1947), выделившего впервые Лено-Вилюйскую впадину как единую тектоническую структуру, установившего ее соотношение с Верхоянской складчатой областью и впоследствии расчленившего эту сложную структуру на продольный и поперечный краевые прогибы.

Первая работа, осветившая геологическое строение Верхоянского хребта, принадлежит Н. П. Хераскову (Херасков и Колосов, 1938). На основании маршрутного пересечения Западного Верхоянья на центральном участке и обобщения всех имеющихся к этому времени весьма малочисленных материалов по геологии Верхоянской складчатой зоны он предложил стратиграфическую схему расчленения мезозойских и верхнепалеозойских отложений, сыгравшую большую положительную роль при

последующих геологических исследованиях и не утратившую частично своего значения донныне. Работами Н. П. Хераскова было установлено правильное представление о строении Верхоянского хребта как крупного мегантиклинория, распадающегося на ряд кулисообразных структур второго порядка.

В северной части Верхоянского хребта, в районе Хараулахских гор и хребта Орулган, значительные работы были проведены коллективом геологов НИИГА под руководством И. П. Атласова. В это же время на восточном склоне Верхоянья проводились работы Т. Н. Спизарского, расчленившего пермские, триасовые и юрские отложения на ряд свит. Следует также отметить работы А. В. Зимкина (1944—1946 гг.) в пределах западного и восточного склонов Западного Верхоянья, впервые установившего вехнепермский возраст двух верхних свит перми Н. П. Хераскова (нижняя из них впоследствии оказалась нижепермской).

Большие работы по изучению геологического строения Вилюйской впадины и Верхоянья начались с 1950 г., когда на этой территории почти одновременно начали исследования несколько организаций, проводивших геологическое картирование и различные тематические исследования. В числе их следует назвать Геологический институт АН СССР, Якутский филиал АН СССР, Якутскую контору разведочного бурения (ЯКРБ), Геологическое управление Дальстроя (ГУД), Всесоюзный аэрогеологический трест (ВАГТ), Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии Арктики (ВНИИГА) и др. Важнейшие результаты этих работ сводятся к следующему.

В. А. Вахрамеев и Ю. М. Пушаровский (1954) расчленили верхнюю континентальную толщу, установили региональное распространение нижнемеловых отложений и доказали широкое развитие верхнего мела в центральной части Вилюйской впадины.

Ю. М. Пушаровский (1954—1955 гг.) уточнил строение Приверхоянского прогиба и выделил в нем две зоны — внутреннюю и внешнюю, характеризующиеся определенными типами структур. Во внешней зоне прогиба были намечены структуры брахиантиклинального типа, благоприятные для поисков нефти и газа; в одной из них, находящейся в районе Усть-Вилюя, в 1956 г. был открыт промышленный газ.

В. А. Вахрамеев (1954—1957 гг.) разработал детальную стратиграфическую схему расчленения мезозойских отложений Вилюйской впадины и прилегающей части краевого прогиба и дал монографическое описание растительных остатков юры и мела.

Н. А. Болховитина (1956) выявила руководящие спорово-пыльцевые комплексы для этих отложений. З. В. Кошелкина (1956) в диссертационной работе разработала стратиграфическую схему расчленения морских отложений Вилюйской впадины и внешней зоны краевого прогиба. В западной части впадины уточнение стратиграфического строения нижней половины мезозойского комплекса было выполнено А. А. Арсеньевым и В. И. Ивановой (1954). А. А. Арсеньев и В. Л. Масайтис в 1955 г. установили значительно более широкое распространение юрских отложений, чем это ранее предполагалось. Указанными авторами установлено, что юрские осадки выходят за пределы Вилюйской впадины и в виде узкого языка протягиваются далеко на юго-запад, соединяясь с полем развития юры в Иркутском и Канском бассейнах. Узкая зона распространения юрских отложений, имеющая юго-западное простирание, выделена В. Л. Масайтис под названием Вилюйско-Ангарского прогиба. А. А. Арсеньев именуется этот прогиб Вилюйско-Тунгусским, подчеркивая его нижнеюрский возраст.

Большое значение для изучения геологии Западного Верхоянья имели работы А. С. Каширцева (1955), собравшего многочисленные коллекции

пермской фауны и разработавшего биостратиграфическую основу схемы расчленения пермских отложений Верхоянья. А. В. Вихертом (1956) в диссертационной работе обобщен интересный материал по тектонике, вулканизму и истории развития Западного Верхоянья.

За последние годы большой и интересный материал по геологическому строению главным образом мезозойского комплекса центрального участка Верхоянья собран геологами ЯКРБ, проводившими геологическую съемку на этой территории (Г. В. Бархатов, Г. С. Борушко, А. В. Лейпциг, В. М. Мельников, В. В. Попов, М. Б. Першуткин, В. А. Руцков и др.). Большую работу по литологической обработке этого материала провел А. Е. Киселев.

Важные выводы по стратиграфии мезозойских и верхнепалеозойских отложений восточной части Западного Верхоянья и Восточного Верхоянья получены геологами Дальстроя (В. Н. Андрианов, Б. Е. Абрамов, А. В. Зимкин, 1950—1955 гг. и др.).

В Северном Верхоянье в течение последних лет проводил исследование коллектив геологов НИИГА под руководством В. Н. Сакса и В. М. Лазуркина (А. А. Межвилк, М. М. Маландин, Д. С. Сороков, П. И. Глушинский, Б. И. Тест и др.). Эти работы внесли много нового в уточнение стратиграфии, тектоники и литологии мезозоя и верхнего палеозоя Хараулахских гор и северной части Орулганского хребта.

В заключение следует еще остановиться на результатах геофизических работ в области Вилюйской впадины и Приверхоянья, опубликованных недавно П. Н. Меньшиковым (1956). Карты гравиметрических и магнитных аномалий иллюстрируют неоднородный сложный характер фундамента впадины и сопряженных с нею областей и дают новый материал для правильного тектонического районирования данной территории.

Глава II

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

Область исследования расположена в зоне смыкания двух крупных структурных зон: краевой части Верхояно-Колымской геосинклинали и восточной окраины Сибирской платформы (фиг. 1).

Край Сибирской платформы, примыкающий к складчатой области Верхоянья, не однороден на всем протяжении, а распадается на три крупные тектонические единицы, характеризующиеся различным положением докембрийского фундамента. На севере и на юге край платформы образован древними глыбами Анабарского массива и Алданского щита. Докембрийский субстрат обоих массивов перекрыт здесь лишь чехлом спокойно лежащих карбонатных отложений кембрия. На участке между указанными массивами докембрийский фундамент погружен на значительную глубину, а верхний структурный этаж представлен мезозойским комплексом терригенных пород, образующим плоскую центроклинальную Вилуюскую впадину. Впадина представляет собой крупный синклинальный прогиб северо-восточного простирания, сильно расширяющийся на востоке, причем в его центральную часть как бы входит дуга складчатого Верхоянья. Характер сопряжения открытой части Вилуюской впадины со структурами Верхоянской дуги пока еще недостаточно ясен. Однако результаты бурения последних лет в Усть-Вилуюском районе и районе китчанских дислокаций показывают, что это сопряжение имеет весьма сложный характер и сопровождается существенными нарушениями типа надвигов.

Вилуюская впадина сложена юрскими и меловыми породами. Более древние отложения до последнего времени не были известны. Лишь в последние годы В. А. Комаром и Н. М. Чумаковым (1957) установлен верхнепалеозойский возраст эмяксинской свиты, выделенной А. А. Арсеньевым и В. И. Ивановой (1954) из состава нижнеконтинентальной толщи, относившейся прежними исследователями целиком к юре.

Наиболее древними отложениями мезозойского комплекса являются породы песчано-конгломератовой укугутской свиты, относящиеся к нижнему лейасу и широко развитые вдоль бортовых участков структуры. При движении к центральным участкам впадины они сменяются более молодыми осадками. Последовательно обнажаются породы морской нижнеюрской толщи, сменяющиеся среднеюрскими отложениями, которые в свою очередь погружаются под мощную серию угленосных осадков верхней континентальной толщи, охватывающих верхнюю юру и нижний мел.

Центральная часть впадины выполнена толщей преимущественно аллювиальных песчаных осадков верхнего мела. Самые верхние горизонты верхнего мела локализуются в центральной части впадины в виде отдельных пятен. Наиболее крупным является выход этих пород в районе р. Линди, выделяемый В. А. Вахрамеевым и Ю. М. Пушаровским (1954) под названием Линденской мульды.

В пределах западного и северного крыльев впадины породы лежат очень спокойно, погружаясь постепенно к центральной ее части с углами наклона не более 30'. При движении к центральной части структуры происходит некоторое увеличение наклона слоев, связанное со значительным увеличением мощностей верхних стратиграфических горизонтов. На северо-востоке и юго-востоке полого наклоненные крылья Вилюйской впадины переходят в платформенные крылья краевого прогиба (узкого на севере и расплывчатого на юго-востоке). При этом наблюдается значительное увеличение углов падения слоев (так, например, в нижнем течении Алдана, в районе рек Тыра и Хандыга углы падения нижнемеловых пород достигают на отдельных участках 5—10°).

Верхоянский хребет, обрамляющий описанную область с востока, является крайней западной цепью в системе сложной складчатой области Верхояно-Колымской геосинклинали. Он состоит из ряда более или менее обособленных горных цепей, вытянутых в сумбериональном направлении. На севере — Хараулахские горы и примыкающий к ним с юга хребте Орулган, характеризующиеся меридиональным простиранием структур; далее к югу следует горная цепь, известная под названием Западного Верхоянья. В пределах ее северной части (от р. Собопол до р. Тумары) наблюдается смена меридионального направления простирания складок на широтное. Южная часть Западного Верхоянья (Тумара и Томпо) характеризуется почти широтным направлением складчатости. Замыкается Верхоянский хребет Восточным Верхояньем, западная часть которого, сложенная наиболее древними, нижнепалеозойскими породами, известна под названием хребта Сетте-Дабан.

В структурном отношении хребет представляет собой сложный мегантиклинорий, распадающийся на ряд крупных кулисообразных структур, образующих в плане широкую дугу, обращенную своей выпуклой стороной к Вилюйской впадине. Хребет сложен в основном пермскими отложениями. Комплекс мезозойских осадков развит только в периферийной части его западного и восточного склонов.

Неоднородный характер строения края Сибирской платформы накладывает определенный отпечаток на строение складчатого Верхоянья. Основываясь на полноте стратиграфических разрезов верхнепалеозойских и мезозойских отложений и их литолого-фациальной характеристике, в пределах западного склона Верхоянского хребта можно выделить три участка: меридиональный, граничащий с восточным склоном Анабарского массива и включающий отрезок Верхоянья, известный под названием Хараулахских гор и Орулганского хребта (Северное Верхоянье); 2) центральный, примыкающий к собственно Вилюйской впадине; 3) широтный, протягивающийся параллельно северному склону Алданского щита.

Специфика строения разрезов каждого участка будет дана ниже (см. главу III). Основное внимание уделяется широтному и центральному участкам, где концентрировались главным образом исследования авторов; более кратко дается характеристика меридионального участка.

Меридиональный и широтный участок Верхоянья сопрягаются с платформой через более или менее четко выраженный краевой прогиб. На севере прогиб выполнен в основном меловыми отложениями. В районе Хараулахских гор хорошо выражены его западное и восточное крылья,

образованные пермскими, триасовыми и юрскими отложениями платформенного типа.

На широтном участке краевой прогиб, выполненный комплексом юрских и нижнемеловых осадков, выражен менее четко. Здесь фиксируется лишь западное платформенное крыло и осевая зона его максимального прогиба, примыкающая к сложно дислоцированному комплексу пермских и триасовых отложений Верхоянского хребта. На крайнем востоке прогиб слепо замыкается, срезаясь крутыми взбросами нижнепалеозойских пород Сетте-Дабанского антиклинория.

На центральном участке прогиб расплывается, полностью сливаясь с очертаниями собственно Вилюйской впадины. Таким образом, в современной структуре мезозойского обрамления Верхоянской складчатой дуги могут быть выделены лишь два линейных отрезка продольного краевого прогиба, примыкающие к меридиональному и широтному участкам Верхоянья и сливающиеся в центре с поперечной структурой собственно Вилюйской впадины.

Анализ разрезов мезозойских отложений различных участков впадины и прогиба показывает, что в пределах всего мезозойского обрамления Верхоянья четко выделяются три типа разрезов.

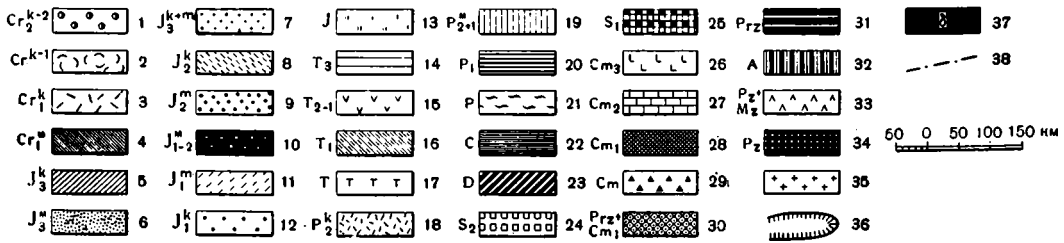
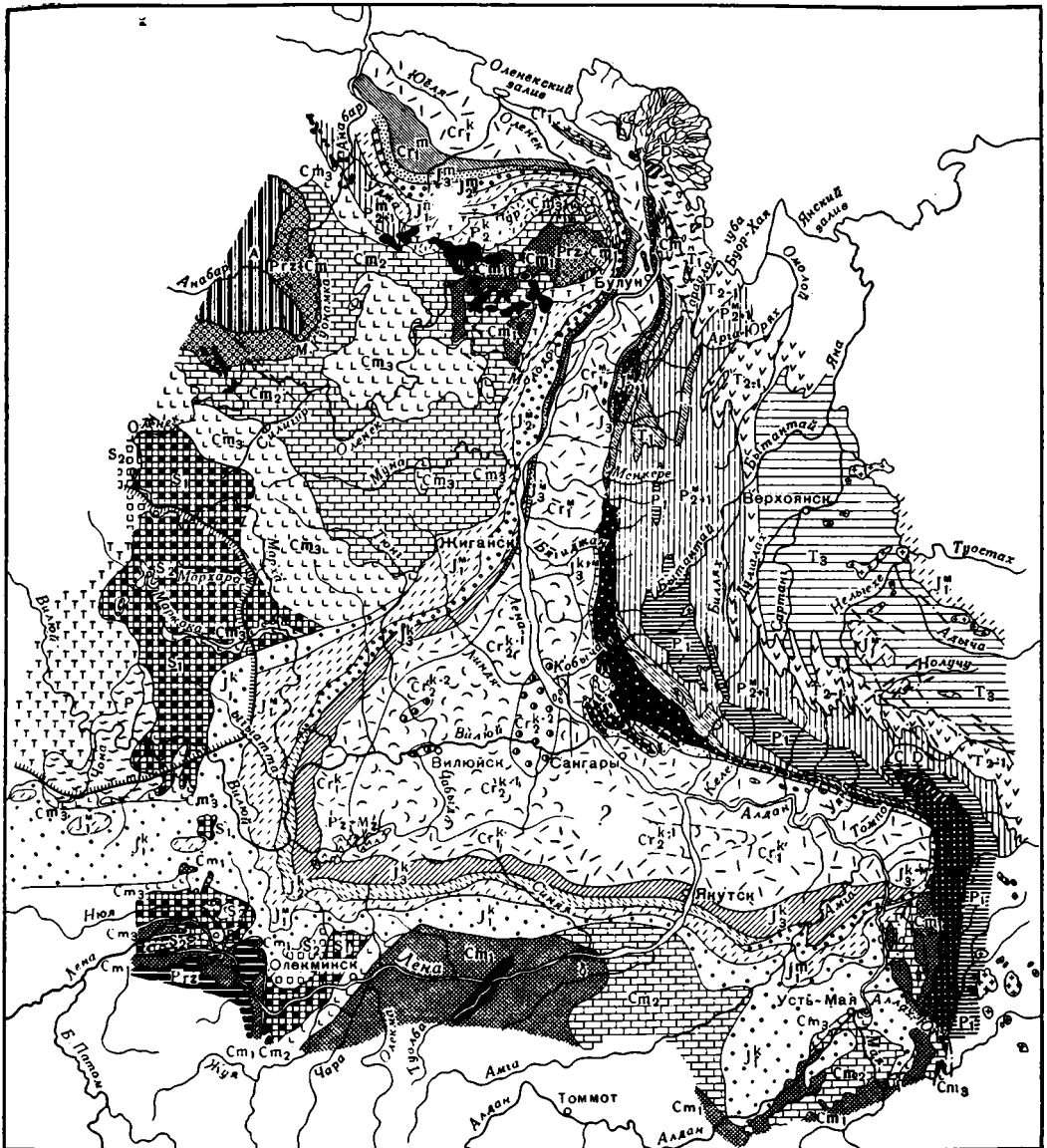
Первый тип разреза (будем называть его платформенным) характеризует погруженные склоны древних массивов, окаймляющих Вилюйскую впадину, а также внешние (платформенные) склоны меридионального и широтного отрезков прогиба. Второй тип разреза (будем называть его геосинклинальным) характерен для всей внутренней зоны мезозойского обрамления, сопряженной с Верхоянской складчатой областью. Эти два основных типа разрезов юрских и меловых отложений — платформенный и геосинклинальный резко отличаются друг от друга по мощностям, степени уплотнения осадков, типам пород, характеру распределения пород в разрезе, угленосности и ряду других признаков, на которых мы остановимся ниже.

Разрез центральной части Вилюйской впадины представляет промежуточный тип между разрезами платформенной и геосинклинальной областей с определенными чертами как того, так и другого.

Подобно тому, как Верхоянская складчатая зона разделена на три участка, отличающиеся специфическими чертами строения соответствующих разрезов, область Вилюйской впадины также распадается на ряд структурных участков, в пределах которых мезозойские отложения характеризуются определенными литолого-фациальными особенностями, мощ-

Фиг. 1. Геологическая схема восточной окраины Сибирской платформы.
Составил Ю. М. Пушаровский, 1954 г.

1 — верхнемеловые отложения линденской свиты; 2 — верхнемеловые отложения тимердяжской свиты; 3 — нижнемеловые континентальные отложения; 4 — нижнемеловые морские отложения; 5 — верхнеюрские континентальные отложения; 6 — верхнеюрские морские отложения; 7 — верхнеюрские прибрежно-континентальные отложения; 8 — среднеюрские континентальные отложения; 9 — среднеюрские морские отложения; 10 — нерасчлененные морские отложения нижней и средней юры; 11 — нижнеюрские морские отложения; 12 — нижнеюрские континентальные отложения; 13 — нерасчлененные юрские отложения; 14 — верхнетриасовые отложения; 15 — нерасчлененные отложения нижнего и среднего триаса; 16 — нижнетриасовые отложения; 17 — нерасчлененные триасовые отложения; 18 — верхнепермские континентальные отложения; 19 — нерасчлененные морские отложения нижней и верхней перми; 20 — нижнепермские отложения; 21 — нерасчлененные пермские отложения; 22 — каменноугольные отложения; 23 — девонские отложения; 24 — верхнесилурийские отложения; 25 — нижнесилурийские отложения; 26 — отложения верхнего кембрия; 27 — отложения среднего кембрия; 28 — отложения нижнего кембрия; 29 — нерасчлененные кембрийские отложения; 30 — нерасчлененные отложения протерозоя и кембрия Анабарского щита; 31 — протерозойские отложения Патомского нагорья; 32 — архейские отложения; 33 — нерасчлененные мезопалеозойские отложения района Кемпедняйских дислокаций; 34 — нерасчлененные палеозойские отложения хребта Сетте-Дабан; 35 — граниты; 36 — область широкого распространения траппов; 37 — отдельные поля траппов; 38 — линии разломов



ностями и стратиграфической полнотой разрезов. Выделяются следующие участки.

1. Внешние платформенные склоны, сопрягающиеся с Верхоянской складчатой областью: Алданский и Анабарский склоны.

2. Крылья, обрамляющие собственно Вилюйскую впадину: а) южное крыло, где комплекс мезозойских осадков ложится на кембрий северного склона Алданского щита и древние свиты Байкало-Патомской области; б) западное крыло Вилюйской впадины, обрамленное средне- и верхнесилурийскими отложениями, слагающими крупное поднятие, отделяющее Вилюйскую впадину от Тунгусской синеклизы; в) северо-западное крыло, где комплекс мезозойских осадков ложится на кембрий южного склона Анабарского массива.

3. Центральная наиболее прогнутая часть Вилюйской впадины, разрез которой имеет промежуточный характер между платформенными разрезами склонов древних массивов и разрезами геосинклинальной области.

Комплекс мезозойских осадков, обрамляющих Верхоянскую складчатую зону и участвующих отчасти в ее строении, описывается нами совместно с верхнепалеозойскими отложениями Верхоянской геосинклинали. Раздельное описание разрезов верхнепалеозойских и мезозойских отложений Верхоянья было бы неоправданным, так как весь мезозойский комплекс, включая верхние горизонты, представленные угленосным мелом, генетически связан с более древними отложениями и характеризует последний этап развития и замыкания Верхоянской геосинклинали.

Применяя термин «Лено-Вилюйская впадина», мы сохраняем за собой право пользоваться терминами «Вилюйская» или «собственно Вилюйская» впадина и отдельные участки (меридиональный и широтный) краевого прогиба.

Детальному описанию разреза каждого участка (как в платформенной, так и в геосинклинальной области) мы предпосылаем краткие сведения по общей стратиграфической схеме расчленения мезозойских и верхнепалеозойских отложений платформенной и геосинклинальной областей.

Глава III

СТРАТИГРАФИЯ ПЛАТФОРМЕННОЙ ОБЛАСТИ (ЛЕНО-ВИЛЮЙСКАЯ ВПАДИНА)

В данной главе дается стратиграфическое описание верхнепалеозойских и мезозойских отложений, развитых в пределах всего платформенного обрамления Верхоянской складчатой области, включая как Вилюйскую впадину, так и платформенные склоны меридионального и широтного участков краевого прогиба. Наиболее широким распространением на данной территории пользуются юрские и меловые отложения; фаунистически охарактеризованные пермские и триасовые осадки известны только на крайнем севере в области меридионального отрезка краевого прогиба, где они слагают оба крыла прогиба и уходят на запад в районы Хатангской впадины. В области Вилюйской впадины к отложениям верхнепалеозойского возраста относятся осадки эмьяксинской свиты, развитые в западной части структуры.

Для лучшей ориентировки в строении отложений, слагающих Вилюйскую впадину, характеристике которых мы уделяем основное внимание в этой главе, детально описанию отдельных свит, мы предпошли общую схему расчленения разреза (снизу вверх) Вилюйской впадины.

Палеозой Эмьяксинская свита ($C_1-P_1?$)	
Нижняя юра	{ Укугутская свита (J_1^1) Морская толща (J_1^{2+3})
Средняя юра	{ Якутская свита (J_2) и ее морской аналог, сугджинская свита, на внешних склонах впадины
Верхняя юра	Чечумская серия
Нижний мел	Сангарская серия { Батылхская свита Cr_1^{neok} Эксеняхская свита Cr_1^{apt}
Верхний мел	Вилюйская серия { Хатырыкская свита Cr_1^{alb} Тимердякская свита Cr_1^2 Линденская свита Cr_2^2

ПАЛЕОЗОИ

Эмьяксинская свита ($P_1-C_1?$)

В пределах собственно Вилюйской впадины отложения палеозойского возраста стали известны, как уже упоминалось, лишь в самое последнее время. Они охарактеризованы работами А. А. Арсеньева и В. И. Ивановой (1954), М. Е. Бердичевской (1954), В. А. Комара и Н. М. Чумакова

(1957). Последними и был установлен верхнепалеозойский возраст эмяксинской свиты. Эмяксинская свита имеет ограниченное распространение и известна лишь в западной части впадины, по Вилюю и его притокам Малой Батуобии, Вилючану и Ыгыатте. Представлена она толщей светло окрашенных мелко- и тонкозернистых косослоистых песков и песчаников с редкими прослоями известковых песчаников, алевроитов и алевроитовых глин. Максимальная мощность описываемых отложений около 100 м. Свита несогласно залегает на размытой поверхности средне- и нижнепалеозойских отложений и имеет локальное распространение, выполняя неровности древнего рельефа. Характерными особенностями пород эмяксинской свиты, позволившими М. Е. Бердичевской и А. А. Арсеньеву выделить их из состава нижней континентальной толщи, являются хорошая отсортированность и окатанность обломочного материала и специфический минеральный состав тяжелой фракции, представленный рудными минералами и группой устойчивых компонентов: гранатом, цирконом, сфеном, турмалином и рутилом.

В. А. Комаром в эмяксинской свите были обнаружены остатки рыб, определенные Д. В. Обручевым; согласно определениям последнего, часть остатков принадлежит рыбам из семейств *Osteolepidae*, близким к каменноугольным *Megalichthis*, на основании этих данных, а также на основании того, что эмяксинская свита залегает выше фаунистически охарактеризованных нижнекаменноугольных — верхнедевонских отложений (вилючанская свита), В. А. Комар и Н. М. Чумаков (1957) относят ее к верхнему карбону (?) и низам перми.

МЕЗОЗОИ

Триасовые отложения

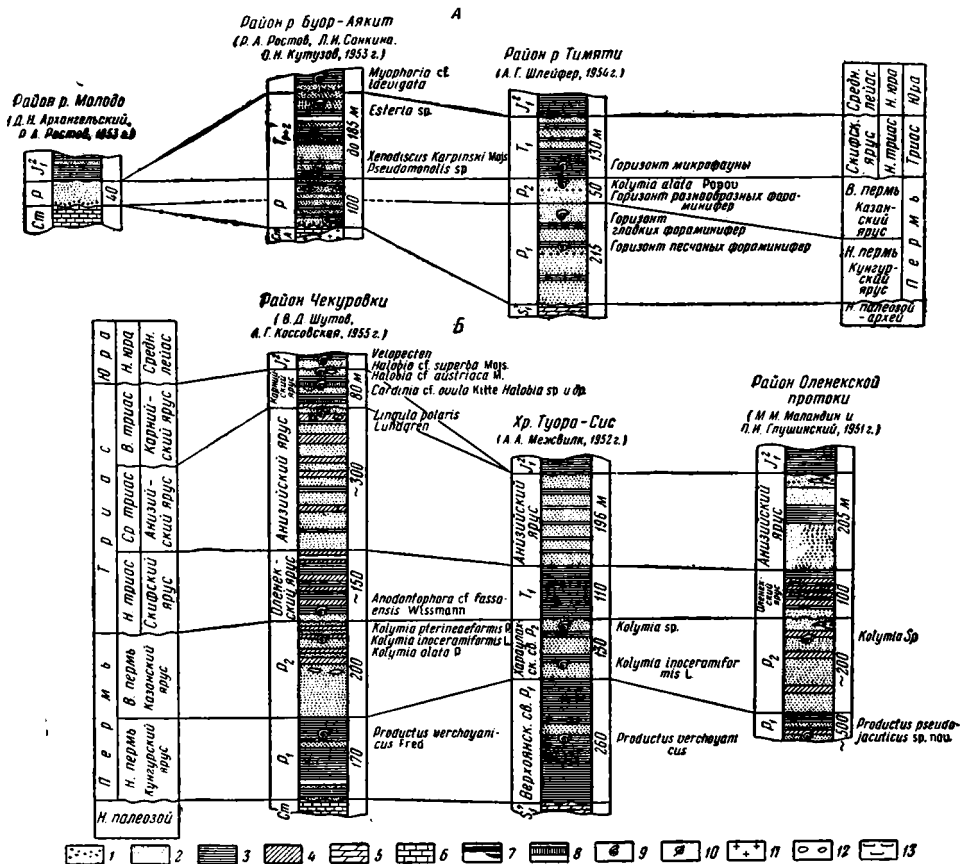
Отложения триаса выступают на дневную поверхность в тех же районах, где обнажаются фаунистически охарактеризованные породы пермского возраста¹, т. е. в пределах северной части меридионального отрезка краевого прогиба. Разрезы триаса изучены рядом исследователей как по восточному, так и по западному крыльям прогиба. Наиболее полно они изучены на востоке, в районах Оленекской протоки (М. М. Маландин и П. И. Глушинский, 1951), на острове Таас-Ары, хребте Туора-Сис (А. А. Межвилк, 1952 г.) и на Чекуровском мысе (Шутов, 1955).

Во всех перечисленных районах, за исключением Чекуровки, установлены отложения нижнего триаса (оленекские слои) и среднего триаса (анизийский ярус).

На размытую поверхность последнего ложатся осадки с фауной среднего — верхнего лейаса. В районе Чекуровки, помимо нижнего и среднего отдела, В. Д. Шутовым и А. Г. Коссовской установлены слои карнийского яруса с *Halobia*.

В разрезе западного крыла, в бассейне Буор-Аякита, отложения триаса не расчленены на отделы и охарактеризованы лишь фауной нижнего триаса, однако, судя по их мощности (до 185 м), присутствие осадков среднего отдела очень вероятно (Р. А. Ростов, Л. И. Санкина, О. Н. Кузцов) (фиг. 2).

¹ Разрез пермских отложений района Чекуровки был расчленен авторами на два отдела: нижний с *Productus verhojanicus* мощностью 100 м и верхний с фауной колымской мощностью около 200 м.



Фиг. 2. Сопоставление разрезов перми и триаса в северной части меридионального отрезка краевого прогиба. Составил В. Д. Шутов

А — западное крыло прогиба; Б — восточное крыло прогиба

1 — конгломераты и галечники; 2 — пески и песчаники; 3 — глины, сланцы; 4 — алевролиты; 5 — мергели; 6 — известняки; 7 — пласты и линзы углей; 8 — обожженные породы; 9 — места находок фауны; 10 — места находок флоры; 11 — залежи диабазов; 12 — карбонатные конкреции; 13 — кор выветривания

Юрские отложения

Нижняя юра

Укугутская свита (J_1^1)

Название «укугутская свита» было предложено А. А. Арсеньевым и В. А. Ивановой (1954) для песчано-конгломератовых отложений нижнеюрского возраста, широко развитых по бортам Вилюйской впадины в известных ранее под названием нижней континентальной толщи. Как уже упоминалось выше, из состава этой толщи в западной части впадины были выделены укугутская (J_1^1) и эмьксинская (C_3 — P_1) свиты.

Отложения укугутской свиты широко распространены в пределах юго-восточного склона Алданского щита, а также по южному и западному крыльям впадины. На северном крыле впадины укугутская свита

постепенно уменьшается в мощности и полностью выклинивается на северо-восточном крыле (разрезы Линди, Жиганска). В пределах платформенного склона меридионального отрезка прогиба укугутская свита отсутствует (фиг. 3).

Наибольшую мощность (около 200 м) свита имеет в разрезе Алдана, где она подробно изучалась рядом геологов (Зверев, Дзевановский и др.). В последние годы исследованиями этих отложений занимались З. В. Кошелкина (1956) и З. М. Старостина (1956).

В разрезе Алдана укугутская свита слагается светлыми крупно- и среднезернистыми песчаниками, содержащими в нижней своей части прослой конгломератов, достигающих мощности 0,5—2 м. Наиболее грубозернистый состав песчаников и обильная насыщенность галечниковым материалом свойственны отложениям нижней части свиты. Для песчаников характерна крупная косая слоистость и присутствие обуглившихся растительных остатков. Минералогический состав тяжелой фракции, изученный З. М. Старостиной, характеризуется повышенным содержанием лейкоксена (до 50—60%), постоянно присутствующим гранатом (5—20%), цирконом (10—30%), турмалином (4—6%) и рутилом (2—3%).

В районе р. Амги характер укугутской свиты остается тем же, что и на Алдане. В составе тяжелой фракции руководящими минералами являются гранат (до 70%), циркон, лейкоксен, турмалин, рутил. Мощность отложений 160—170 м.

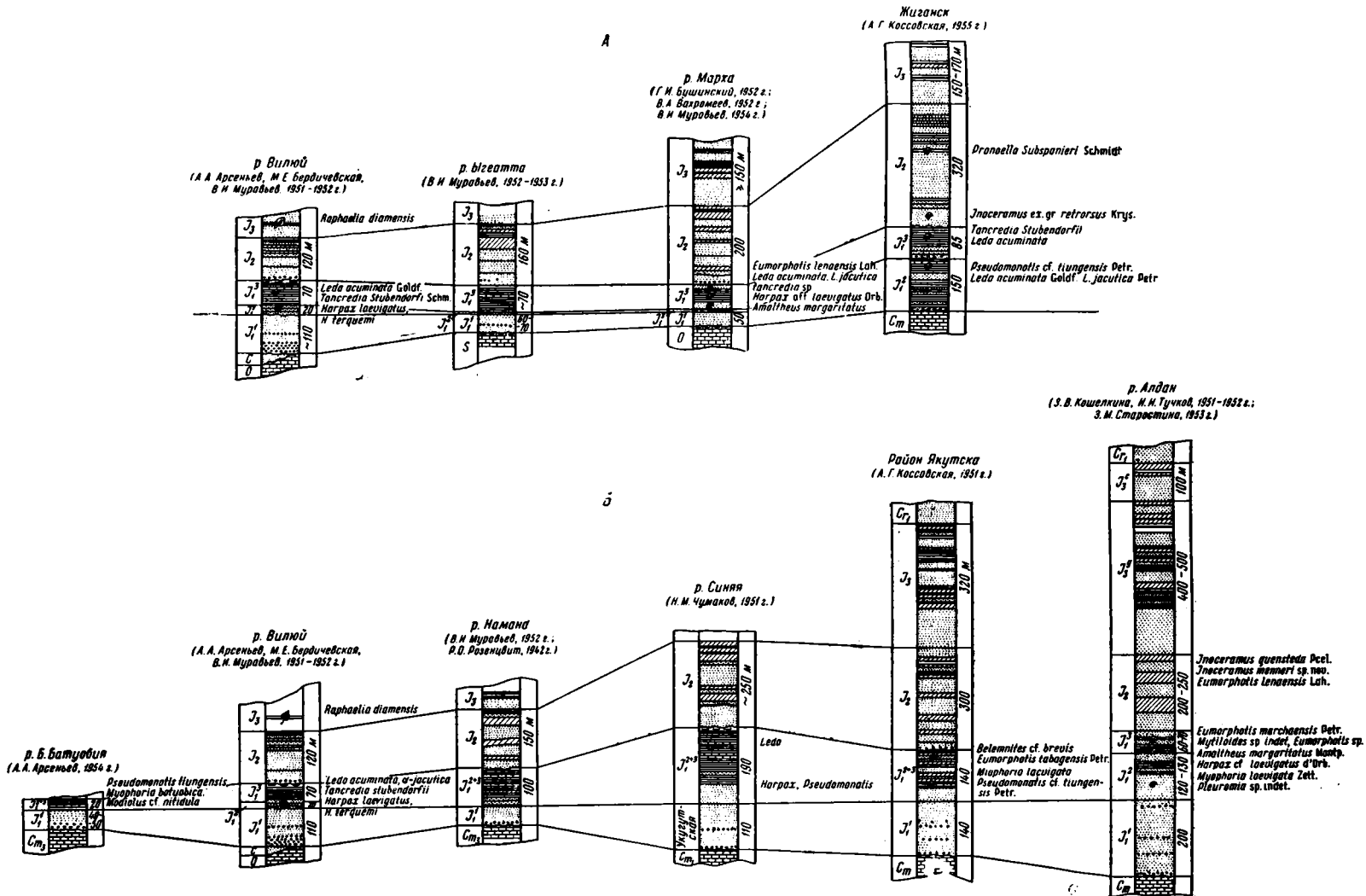
При дальнейшем движении на запад мощность свиты последовательно уменьшается, достигая в районе Якутска 140 м. В якутском разрезе укугутская свита была изучена нами как по естественным обнажениям (в районе сел. Покровск), так и по материалам крелиусной скважины в Сергелях. Свита в нижней своей части сложена светло-серыми, средне-реже крупнозернистыми песчаниками, содержащими иногда примесь гравийного материала и прослой мелкогалечниковых конгломератов. В верхней части свиты песчаники делаются мелко- и тонкозернистыми, конгломераты исчезают и появляются единичные прослой алевролитов и алевроитовых глин. Иногда песчаники бывают обогащены растительным детритом и содержат желвакоподобные стяжения глинистого сидерита.

Песчаники укугутской свиты имеют кварцево-полевошпатовый состав при доминирующем значении кварца и калиевых полевых шпатов. В составе тяжелой фракции среди прозрачных минералов преобладает гранат (до 60%), постоянно присутствует циркон (2—12%), турмалин (1—2%), дистен (до 1—2%) и ставролит (до 2—3%). В небольшом количестве встречается лейкоксен (1—2%), единичные зерна рутила, пикоти-та, иногда слюд.

Тот же минералогический состав характерен для пород укугутской свиты р. Синей, образцы которых были переданы нам для минералогического изучения Н. М. Чумаковым.

Таким образом, для укугутской свиты всего южного крыла Лено-Вилюйской впадины характерен идентичный литологический и минералогический состав. Отчетливо фиксируется разделение укугутской свиты на две части: нижнюю, отличающуюся обилием прослоев конгломератов и общим более грубозернистым составом, и верхнюю, в составе которой конгломераты исчезают и породы делаются по мере движения вверх более тонкозернистыми. Обращает внимание более тонкозернистый состав укугутской свиты в районе Якутска, что связано, очевидно, с большей удаленностью этого района от основных источников питания.

Гранатово-цирконовый состав минералов тяжелой фракции при резком преобладании граната является коррелирующим признаком описываемой свиты в пределах юго-восточной части впадины.



Фиг. 3. Сопоставление разрезов юрских отложений Вилюйской впадины.

А — северо-западное крыло впадины; Б — южное крыло впадины. Условные обозначения см. фиг. 2

В западной части впадины наиболее подробное описание укугутской свиты дано А. А. Арсеньевым и В. И. Ивановой (1954) и М. Е. Бердичевской (1954) по Вилюю и его притокам Малой Батуобии и Вилючану. Мощность укугутской свиты уменьшается в этом районе до 100 м; ложится она на эродированную поверхность различных горизонтов средне-го и нижнего палеозоя.

М. Е. Бердичевская разделяет укугутскую свиту на две пачки: нижнюю — конгломератовую и верхнюю — песчаниковую. Конгломератовая пачка состоит из отдельных линзовидно выклинивающихся прослоев конгломерата мощностью 2—4 м и прослоев грубо- и среднезернистых неотсортированных песчаников мощностью 0,5—0,6 м. Гальки конгломератов представлены различными магматическими метаморфическими и осадочными породами. Размер их варьирует от 1—2 до 50—60 см. Крупные обломки принадлежат обычно траппам. Сортировка и слоистость в конгломератах отсутствует. Мощность конгломератовой пачки около 30 м (фиг. 4а, в).

Верхняя песчаная пачка представлена однообразной толщей разнозернистых серых и желтых косослойных песков с маломощными прослоями конгломератов, алевролитов и алевролитовых глин. В песках и песчаниках встречаются стяжения пирита и сидерита, углистые пропластки и обломки минерализованной древесины.

На северо-западном крыле впадины, на Мархе и Тюнге, укугутская свита наиболее детально описана Г. И. Бушинским (1953). Мощность свиты на Мархе достигает только 50 м, а на Тюнге уменьшается до 30 м. Литологический характер меняется: конгломераты исчезают из разреза и свита представлена песками иногда гравийными, чередующимися с алевролитами и песчанистыми глинами.

На восточном склоне Анабарского массива, в районе Жиганска, отложения нижней континентальной толщи уже отсутствуют так же, как и в более северных районах. В 1955 г. нами было установлено, что в сказине № 65 в районе Жиганска, на известково-доломитовые породы кембрия ложатся фаунистические охарактеризованные отложения среднего лейаса. В районе Чекуровки отложения нижнего лейаса также не были встречены, равно как и верхние горизонты верхнего триаса: на породы с фауной карнийского яруса непосредственно ложатся отложения среднего лейаса.

Для укугутской свиты западной окраины Вилюйской впадины характерен комплекс минералов тяжелой фракции, резко отличный от ассоциации тяжелых минералов, распространенный в породах южного крыла. Руководящими минералами для всей западной территории являются эпидот и роговая обманка, содержание которых достигает 60—75% от общего состава тяжелой фракции; существенная роль принадлежит также рудным минералам (главным образом ильмениту).

Столь различный состав тяжелых минералов в породах укугутской свиты позволяет выделить две терригенно-минералогические провинции в пределах Вилюйской впадины: южную — гранатовую и западную — эпидотово-роговообманковую. Эти провинции, как это будет видно, ниже, сохранились в общем на протяжении всего юрского времени.

Возраст укугутской свиты определяется как нижнелейасовый по спорово-пыльцевым спектрам (Болховитина, 1956) и по стратиграфическому положению этих отложений в разрезе. Они повсеместно залегают на породах палеозоя и перекрываются морскими осадками с *Harpax* и *Amalthaeus margaritatus*. З. В. Кошелкина (1956) считает, что укугутская свита может частично относиться и к среднему лейасу, так как фауна перекрывающих ее морских слоев типична для отложений верхней половины среднего лейаса.

Морские отложения нижний юры (J_1^{2+3}) (средний и верхний лейас)

Наиболее детальная фаунистически обоснованная схема расчленения морских отложений Виллюйской впадины предложена в последнее время В. А. Вахрамеевым (1957, 1958) и З. В. Кошелкиной (1956), на которую мы в дальнейшем и опираемся.

Собственно в Виллюйской впадине морская толща отчетливо делится на два горизонта: 1) нижний песчанистый горизонт с *Harpax* и *Pseudomonotis tiungensis* Petr., относимый З. В. Кошелкиной к среднему лейасу, и 2) верхний преимущественно глинистый горизонт с *Leda* и белемнитами, относимый к верхнему лейасу.

Это подразделение морской толщи особенно четко фиксируется в западной части Виллюйской впадины (примерно к западу от меридиана Линдя — Синья). В восточной части впадины столь четкого разделения не наблюдается: на южном крыле наблюдается сильное опесчанивание отложений верхнего горизонта и исчезновение из состава ископаемой фауны нежных и тонких форм *Leda*.

Разрез северного крыла, наоборот, отличается повышенным содержанием глин. Литологически отложения среднего и верхнего лейаса трудно различимы. Следует также отметить, что *Leda* появляется не только в верхней половине разреза, но и в нижних слоях, относимых, по присутствию других форм *Pseudomonotis tiungensis*, *Tancredia* sp. к среднему лейасу. Однако по совокупности данных литологического состава пород и присутствующей фауны оба эти горизонта удается выделить и на северном и на южном крыльях восточной части впадины.

Нижний песчанистый горизонт (средний лейас J_1^2)

Отложения среднего лейаса почти повсеместно в Виллюйской впадине представлены мелко- и среднезернистыми песками с прослоями и стяжениями известковистых песчаников, редкими прослоями алевролитов и песчанистых глин, приуроченных обычно к верхам разреза.

Отложения среднего лейаса в пределах собственно Виллюйской впадины залегают на породах укугутской свиты и согласно перекрываются толщей более тонкозернистых осадков верхнего лейаса.

В пределах западного и северо-западного крыльев впадины иногда наблюдаются следы размыва в контакте осадков нижнего горизонта морской юры и укугутской свиты. Они отмечались В. И. Муравьевым на Виллюе (район Виллючана), на БГыатте и Мархе. Интересно отметить, что, по данным этого автора, следы размыва фиксируются всегда только в наиболее удаленных прибортовых участках и исчезают при движении к центральным частям впадины.

Г. И. Бушинским (1953) и В. А. Вахрамеевым (1958) отмечается в нижних слоях горизонта на Мархе, Тюнге и Линде присутствие крупной рассеянной гальки, иногда составляющей отдельные прослои. В составе гальки присутствуют кварц, кремни, окрепелые известняки и диабазы. В районе Жиганска и далее на северо-восток осадки среднего лейаса ложатся непосредственно на кембрийские отложения, обычно с базальным конгломератом в основании. Наиболее отчетливо отложения среднего лейаса выделяются в западной части впадины и по ее северному крылу. В среднем течении Виллюя средний лейас описан А. А. Арсеньевым и В. И. Ивановой. Мощность среднего лейаса не превышает 15—20 м.

На р. Мархе эти отложения детально описаны Г. И. Бушинским. Многочисленная фауна, собранная им, определена З. В. Кошелкиной. В береговых обнажениях Мархи на континентальных отложениях уку-

гутской свиты с редкой галькой в основании согласно залегают пески и песчаники серого цвета, мелкозернистые, глинистые с *Harpax* aff., *laevigatus* d'Orb., *Harpax terquemi* Desl., *Pseudomonotis tiungensis* Petr., *Lennella* sp., *Turbo khudyavi* Petr., *Pleurotomaria singularis* Sieb.

Из этих же слоев (мощность от 0,5 до 6 м) определены *Nannobelus* cf. *janus* Dum. (определение Г. Я. Крымгольца) и *Amaltheus* ex. gr. *margaritatus* Montf. (определение Г. Лунгерсгаузена).

Выше следуют глины с фауной верхнего лейаса. Обращает внимание исключительно малая мощность среднего лейаса в этом районе, равная всего 0,5—6 м. Столь же незначительную мощность (не более 5 м) имеют среднелейасовые отложения в разрезе Ыгыатты.

В пределах северного крыла впадины — при движении на восток — наблюдается постепенное возрастание мощностей среднелейасовых отложений, достигающих 36 м на Тюнге (Вахрамеев, Пушаровский, 1952; 1954) и 140 м в скважине в районе Жиганска. Меняется и литологический состав осадков: на Тюнге в верхах разреза появляется мощная пачка серых глин, а в районе Жиганска отложения среднего лейаса представлены чередованием темно-серых глин, алевролитов и тонкозернистых песчаников, лежащих с базальным конгломератом непосредственно на карбонатные породы среднего кембрия. В глинах и алевролитах встречена фауна, определенная И. И. Тучковым: *Pseudomonotis* cf. *tiungensis* Petr., *Leda acuminata* Goldf., *Leda jacutica* Petr., *Leda* sp., *Serpula* sp. indet., *Nucula* sp.

В более северных районах (междуречье Батаргуна — Молодо) среднелейасовые отложения представлены, по данным Д. Н. Архангельского и Р. А. Ростова (1953 г.), аналогичной толщей темно-серых алевролитов, глин и тонкозернистых песчаников мощностью около 120—150 м. Еще далее на север в районе Чекуровка средний лейас ложится на размытую поверхность отложений карнийского яруса (Коссовская, Шутов, 1955). Общая мощность нерасчлененных отложений среднего и верхнего лейаса в этом районе около 200 м, они представлены темно-серыми глинами с подчиненными прослоями алевролитов и тонкозернистых песчаников.

В пределах южного крыла впадины средний лейас прослеживается в разрезах р. Синей, Приякутском районе, на Амге и Алдане. При движении на восток мощность его постепенно возрастает от 15—20 м на Вилюе, до 85—90 м на Синей (Чумаков, 1958) и приякутском разрезе и 120 м на Алдане (Кошелкина, 1955). Он представлен средне- и мелкозернистыми песками и песчаниками, чередующимися с редкими прослоями алевролитов и алевролитовых глин. При движении вверх по разрезу крупность материала уменьшается и возрастает количество алевролитовых и глинистых прослоев. В пределах всего южного крыла отложения среднего лейаса согласно залегают на породах укугутской свиты.

В приякутском разрезе отложения морской юры были описаны нами по материалам крелинутой скважины в Сергелях и обнажениям в районе сел. Табага под названием табагинской свиты. Нижняя половина табагинской свиты, выделенная под названием песчанистой подсвиты и сложенная в основном светлыми мелкозернистыми песчаниками, иногда с присыпками растительного детрита на плоскостях напластования, относится к среднему лейасу. В обнажении в районе сел. Табага В. М. Максимовым (1941) и В. А. Вахрамеевым и Ю. М. Пушаровским (1954) была обнаружена руководящая фауна этого горизонта: *Myophoria laevigata* Bronn., *Pseudomonotis* cf. *tiungensis* Petr. *Lima* sp. *Pleuromya* sp.

Среднелейасовые отложения на Алдане были описаны З. В. Кошелкиной. Слагаются они средне- и мелкозернистыми песчаниками, прослоями

известковистыми или ожелезненными с многочисленной ископаемой фауной. З. В. Кошелкина приводит следующие формы: *Lima liasica* sp. nov., *Harpax* cf. *laevigatus* d'Orb., *Myophoria laevigata* Ziet. *Tancredia kuznetsovi* Khud., *Pecten raricostatus* sp. nov., *Pecten* sp. indet. *Pleuromya* sp. indet., *Pseudomonotis tiungensis* Petr., *Quenstedtia* sp. indet.

Верхний, преимущественно глинистый горизонт (верхний лейас J³)

Отложения верхнего лейаса согласно, с постепенным переходом залегают на среднелейасовых осадках. Представлены они в большей части Вилюйской впадины темно-серыми и серыми глинами, переслаивающимися с прослоями глинистых и известковистых, часто глауконитовых песчаников и песчанистых известняков. В восточной части южного крыла впадины наблюдается сильное опесчанивание этих отложений.

В разрезе Вилюя А. А. Арсеньевым и В. А. Ивановой собрана многочисленная фауна пелеципод: *Leda acuminata* Goldf., *L. jacutica* Petr., *Tancredia stubendorfi* Schmidt., *T. securiformis* Dunk., *Moliola nitidula* Dunk. var. *tiungensis* Petr. и др.

В верхней части горизонта встречены прослой глинистых сидеритов с фауной *Pseudomonotis (Eumorphotis)* cf. *marchaensis* Petr. и *Pecten* sp.

Из этих же отложений А. Г. Ржонсницким была найдена *Ludwigia (Harpoceras) murchisonae* (Sow.). Позднее этот аммонит был переопределен Г. Я. Крымгольцем (Крымгольц и Тазихин, 1957) как *Osperleioceras viluense* Krimh., очень близкий к тоарским формам. Тем самым ааленский возраст, приписываемый ранее вмещающим отложениям на основании присутствия *Ludwigia murchisonae*, не подтвердился.

В разрезах северного крыла впадины, на Тюнге и Мархе, наблюдается деление верхнего лейаса на две части — нижнюю, преимущественно глинистую и верхнюю песчанистую. В нижней части, сложенной серыми глинами с известковыми стяжениями, В. А. Вахрамеевым (Тюнг) и Г. И. Бушинским (Марха) была собрана фауна: *Leda acuminata* Goldf. *Leda jacutica* Petr., *Tancredia stubendorfi* Schmidt., *Mytiloides marchaensis* Petr., *M. oviformis* Khud., *Modiola marchaensis* Petr., и др. На Тюнге в известковых стяжениях в глинах В. А. Вахрамеевым были найдены *Dactyloceras athleticum* Simps. и *D. gracile* Simps., встреченные совместно с многочисленными створками *Leda* и белемнитами. *Dactyloceras athleticum* Simps. и *D. gracile* являются характерными формами, датирующими тоарский ярус. Близкий характер разреза сохраняется на Тюнге и Линде.

Как для нижнего, так и для верхнего горизонтов морской толщи западного и северо-западного крыльев Вилюйской впадины характерен тот же эпидотово-роговообманковый комплекс минералов тяжелой фракции, какой был описан в породах укугутской свиты этих районов. Отличием является лишь пониженное содержание тяжелой фракции, достигающее часто в глинах только десятых долей процента, и обилие аутигенного пирита, маскирующего состав аксессуарных обломочных компонентов.

На северо-восточном крыле впадины разрез верхнего лейаса описан нами по скв. 65 в районе Жиганска. На южном крыле Вилюйской впадины, в его западной части (Кемпендяй, Намана, Синяя) верхний лейас не меняет сколько-нибудь существенно свой облик и представлен серыми глинами с многочисленными створками *Leda* и обломками белемнитов.

При движении далее на восток происходит резкое опесчанивание пород. В Приякутском районе и по Синей (Чумаков, 1951 г.) описываемые отложения соответствуют верхней алевроитово-глинистой подсви-

те табачинской свиты, представленной в разрезе скважины в Сергелях чередованием светло-серых алевролитов и алевроитовых глин с подчиненными прослоями мелкозернистых светлых песчаников. Фауна в описываемом разрезе встречена не была. В табачинском обнажении вскрывается, по-видимому, только самая нижняя часть горизонта. Выше песчаников с *Myophoria laevigata* залегает слой серых тонкоплитчатых глин (до 16 м мощностью), в которых В. М. Максимовым (1941) был найден *Belemnites* cf. *brevis*. Выше по разрезу глины сменяются мелко- и среднезернистыми рыхлыми песчаниками, иногда с обуглившимися растительными остатками. В песчаниках встречаются плоские дискообразные стяжения известковистых песчаников; в некоторых из них были обнаружены отпечатки *Eumorphotis tabagensis* Petr. Таким образом, начиная с Приякутского района, верхний горизонт меняет как свой литологический, так и фаунистический облик: глины сменяются чередованием песчаников, алевроитовых и глинистых пород и исчезают створки *Leda*. Это исчезновение В. А. Вахрамеев связывает с неблагоприятными условиями для существования *Leda* в более грубых песчано-алевритовых осадках, распространенных в этом районе.

В разрезе Алдана верхний горизонт представлен исключительно песчаными породами и литологически трудно отличим от нижележащих слоев. Расчленение среднелейасовых и верхнелейасовых отложений проведено З. В. Кошелкиной на основании обширных палеонтологических оборотов. К верхнему лейасу названным автором относится толща средне-, мелко- и тонкозернистых рыхлых песчаников, часто несколько ожелезненных, содержащих обильную фауну: *Pseudomonotis (Eumorphotis) marchaensis* Petr., *Pseudomonotis (Eumorphotis)* sp. indet., *Mytiloides* sp., *Pecten* sp. и др. Створки *Leda* здесь также не обнаружены. З. В. Кошелкина определяет возраст описанной толщи как тоарский. Выше по разрезу верхнелейасовые отложения сменяются пачкой песчаников, содержащих *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* Keys. и *Eumorphotis lenaensis* (Lah.), относимых к так называемой иноцерамовой средней юре.

Минералогический состав тяжелой фракции в пределах южного крыла (Алдан — Синяя) сохраняется близким к таковому в породах укугутской свиты. Сохраняется высокое содержание граната (20—30%), но резко повышается содержание циркона (25—35%) и лейкоксена (до 20%). Очень характерно появление незначительных количеств глаукононита (1—2%), хлорита, биотита и титансодержащих минералов.

К западу от Вилюйской впадины нижне- и среднеюрские отложения известны в пределах Вилюйско-Ангарского (Масайтис, 1955) или Тунгусско-Вилюйского (Арсеньев, 1955) прогибов, в бассейне Малой и Большой Батуобии и р. Чоны. В районе Малой и Большой Батуобии средне- и верхнелейасовые осадки представлены алевроитовыми известковистыми песчаниками с подчиненными прослоями алевроитов и глин, среди которых была встречена руководящая фауна (*Pseudomonotis tiungensis* Petr., *Myophoria laevigata* Zieten и др.). Мощность их, по А. А. Арсеньеву, колеблется от 15 до 200 м.

Средняя юра

Стратиграфия среднеюрских отложений в пределах Вилюйской впадины разработана недостаточно полно. Это объясняется разнофациальным характером осадков средней юры на различных участках описываемой территории.

Первая половина среднеюрского времени ознаменовалась резким сокращением морского бассейна, сопровождавшимся в ряде пунктов перерывом в осадконакоплении. В течение всей средней юры морские

осадки накапливались только на внешних склонах Алданского и Анабарского массивов. В пределах южного и северного бортов восточной части впадины примерно до меридиана Тюнг — р. Синяя шло накопление прибрежно-континентальных образований¹ и, наконец, в западной части впадины формировались континентальные угленосные осадки.

Непрерывный разрез морских отложений средней юры описан З. В. Кошелкиной на Алдане, между ст. Охотский перевоз и пос. Сугджу, под названием сугджинской свиты. Отложения сугджинской свиты согласно с постепенным переходом ложатся на породы с фауной верхнего лейаса. Представлены они серыми или буровато-желтыми мелко- и среднезернистыми песчаниками иногда косослоистыми, содержащими обильную фауну иноцерамов (*Inoceramus jacuticus* Kosch. и др.), а также постоянно встречающийся *Eumorphotis lenaensis*.

Минералогический состав тяжелой фракции в этой части разреза существенно меняется, что позволяет хорошо отделить нижнюю границу сугджинской свиты от нижележащих отложений верхнего лейаса. Наряду с цирконом и гранатом появляются и получают широкое распространение сфен, эпидот, биотит и хлорит.

Среднеюрские отложения на восточном склоне Анабарского массива описаны на Лене, между мысом Хоронго и Кыстатым Е. А. Кононовой и В. Я. Сычевым (1952 г.), а позднее В. А. Вахрамеевым и Ю. М. Пушаровским (1954), З. В. Кошелкиной и И. И. Тучковым (1955).

В. А. Вахрамеев и Ю. М. Пушаровский разделяют среднеюрские отложения на три свиты: нижнекыстатымскую, верхнекыстатымскую и хоронгхскую.

Нижнекыстатымская свита представлена косослоистыми песчаниками с подчиненными отдельными прослоями алевролитов; мощность ее 70—80 м. Верхнекыстатымская свита представлена тонкозернистыми алевритовыми песчаниками, иногда известковистыми, включающими тонкослоистые пачки алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты 70—75 м. З. В. Кошелкиной установлено, что для нижнекыстатымской свиты характерны *Inoceramus formosulus* Vog. и *Eumorphotis lenaensis* Lah. var. *lenaensis*, для верхнекыстатымской — *Inoceramus elongatus* Kosch. и *In. lenaensis* Kosch.

Хоронгхская свита сложена алевритистыми и мелкозернистыми песчаниками иногда известковистыми, с подчиненными прослоями песчаных глин. Мощность ее 150—200 м.

В свите найдены аммониты *Craniocephalites pompecki* Mads., *Macrocephalites* sp., *Craniocephalites* cf. *arcticus* Newt., определяющие батский возраст этой части разреза. Совместно с аммонитами были обнаружены *Eumorphotis lenaensis* Lah. var. *anabarensis* Kosch. и многочисленные иноцерамы — *Inoceramus sobopolensis* Kosch., *In. kistatimensis* Kosch. и др.

В районе Жиганска разрез средней юры отчетливо подразделяется на три части:

1. Нижняя — представлена песчаниками, чередующимися с алевролитами и глинами мощностью около 55 м. В нижних слоях ее был встречен *Inoceramus retrorsus* Keyz.
2. Средняя — сложена однообразной толщей серых средне- и мелкозернистых песков, иногда обогащенных растительным детритусом и содержащих обуглившиеся растительные остатки мощностью 133 м.
3. Верхняя — представлена переслаиванием песков и алевролитов, в нижней части которых была встречена *Pronoella subspanteri* Smidt, характерная, по определению И. И. Тучкова, для верхней части средней юры (байос — бат). Мощность верхней толщи около 116 м.

¹ Морские отложения, возможно, накапливались и восточнее, но в пределах центральных, наиболее прогнутых участков впадины. Такое предположение высказывается Н. М. Чумаковым на основании находки Н. С. Шаряповым в аллювии р. Кемпендяя обломка породы с отпечатком *Eumorphotis lenaensis*.

Хотя литологическая характеристика и мощности свит, выделенных В. А. Вахрамеевым и Ю. М. Пушаровским на Лене, не выдерживаются по простиранию, но трехчленное деление разреза средней юры сохраняется и в районе Жиганска, и поэтому, с известной долей условности, можно параллелизовать нижнюю пачку с нижнекыстатымской свитой, среднюю с верхнекыстатымской и нижней частью хоронгхской, а верхнюю с верхней частью хоронгхской.

То обстоятельство, что свиты В. А. Вахрамеева и Ю. М. Пушаровского литологически весьма невыразительны и не выдерживаются по простиранию, делает более целесообразным выделение их как подсвит единой сугджинской свиты, прослеживающейся и на южном (Алданском), и на северном (Анабарском) внешних склонах Лено-Вилюйской впадины.

Далее на север среднеюрские отложения сохраняют свой преимущественно песчаный состав, резко отличающий их от глинистых осадков верхнего лейаса. На Лене, от мыса Кыстатим до устья Менк-гере они описаны В. А. Рудковым, Е. А. Бабичевым, Р. А. Ростовым и Е. И. Сороковой. Мощность средней юры в этом районе около 240 м.

В районе сел. Чекуровка среднеюрские отложения описаны Р. А. Ростовым и Л. И. Санжиной (1953 г.) и позднее нами (1955 г.). Они представлены серыми, реже плитчатыми песчаниками, среди которых иногда встречаются подчиненные прослойки темно-серых алевролитов и, реже, аргиллитов. Встречены многочисленные раковины крупных иноцерам *Inoceramus retrorsus* Keys. и *Cranoccephalites* sp. indet. Мощность средней юры около 300 м. Изучение минералогического состава тяжелой фракции, проведенное в разрезах Жиганска, Лены (по материалам В. А. Вахрамеева и Ю. М. Пушаровского, переданного нам для изучения) и сел. Чекуровка показало, что основными минералами являются: циркон, гранат, сфен, эпидот, апатит и слюды.

Прибрежно-континентальный тип среднеюрских отложений установлен и наиболее полно описан в Приякутском районе, в разрезе скважины в Сергелях (А. Г. Коссовская) и на р. Синей (Н. М. Чумаков).

Якутская свита

Комплекс среднеюрских осадков в Приякутском разрезе был выделен нами из состава верхней континентальной толщи под названием якутской свиты. Основанием для этого послужил резко отличный литологический характер и минералогический состав пород якутской свиты по сравнению с вышележащими отложениями угленосной толщи. Якутская свита с размывом залегает на породах морской юры. Следы перерыва в осадконакоплении обнаружены Н. М. Чумаковым на Синей, где на неровной карманообразной поверхности глин с *Leda* фиксируются явные следы выветривания.

В основании якутской свиты залегает 10—20-метровая пачка крупнозернистых, иногда гравийных песчаников, сильно обогащенных дистеном (до 10—12%). Эта пачка крупнозернистых песчаников с дистеном, залегающих на глинистых осадках морской юры, выдержана в пределах значительной части Вилюйской впадины (присутствие ее отмечается в западной части впадины на Вилуе, Кемпендяе, Ыгыатте и Мархе) и может служить маркирующим горизонтом, отмечающим резкую смену условий осадкообразования между ниже- и среднеюрскими отложениями, характерную почти для всей территории Вилюйской впадины.

Якутская свита в Приякутском районе представлена чередованием серых, светло-серых и буроватых тонкозернистых песков, песчаников, алевролитов и алевроитовых глин. Как по литологическому характеру, так и по минералогическому составу отложения этой свиты очень близки к табагинской. Для пород характерна тонкая горизонтальная или горизонтально-волнистая слоистость, тонкозернистый состав и хорошая сортировка обломочного материала.

В верхах свиты породы по плоскостям напластования бывают обогащены обуглившимся растительным детритом и содержат единичные (1—2 см) прослойки углей.

Состав тяжелой фракции пород якутской свиты близок к нижележащей табагинской свите. Отличием является повышение содержания биотита, зеленых слюд (до 10—15%) и появление в верхах в некоторых прослоях незначительного количества эпидота (1—2%), сфена (2—3%) и апатита (до 5%); по-прежнему высоким остается содержание граната (20—30%) и циркона (10—15%). Тот же литологический характер и минеральный состав свиты хорошо выдерживается на Синей. Мощность свиты около 250—300 м.

Верхняя граница свиты четко отбивается по появлению мощной пачки грубозернистых песчаников, перекрывающихся пачкой алевролитово-глинистых пород с углями, являющихся первым циклом вышележащей угленосной толщи. Характерно резкое изменение минералогического состава тяжелой фракции в породах угленосной толщи — исчезновение дистена и ставролита, массовое распространение ильменита, апатита и сфена.

В отложениях якутской свиты Н. А. Болховитиной установлен характерный для средней юры спорово-пыльцевой комплекс.

В северо-восточной части впадины в разрезе Тюнга В. А. Вахрамеев (1958) относит к якутской свите толщу уплотненных мелкозернистых и алевроитистых песков с прослоями песчаных глин и линзами известковых песчаников, в которых были найдены отпечатки *Eumorphotis lenaensis*. В основании этой толщи фиксируется тонкий прослой гравия с мелкой кварцевой и кремневой галькой.

В западной части впадины по Кемпендюю, Вилую, Ыгыатте и Мархе (В. И. Муравьев, Н. М. Чумаков, 1951—1953 гг.) среднеюрские отложения представлены континентальными угленосными осадками и слагают нижнюю часть верхней континентальной толщи. Представлены они светлыми косослоистыми песками и песчаниками, чередующимися с серыми алевролитами и глинами, к которым приурочены маломощные прослои углей. Почти повсеместно на границе морских отложений и верхней континентальной толщи фиксируется размыв, наиболее четко варженный на Вилую, где в основании континентальных среднеюрских отложений прослеживается пласт среднегалечного конгломерата мощностью 0,5—0,8 м. Пачка грубых песчаников и гравелитов с линзами конгломератов прослеживается вдоль всей западной периклинальной части Вилуйской впадины.

В разрезе по р. Мархе в среднеюрских отложениях выделяются две пачки: нижняя — песчаная с небольшим количеством конгломератов мощностью 170 м, и верхняя — алевролитовая угленосная мощностью 65 м.

По Ыгыатте песчаная базальная пачка с гравелитами и конгломератами имеет несколько меньшую мощность (100—110 м) и перекрывается пачкой алевролитов с углями, из которой Н. А. Болховитиной определен среднеюрский комплекс спор и пыльцы.

Несколько иное строение имеет угленосная часть разреза средней юры по Вилую (в районе пос. Сунтар), где алевролитовая угленосная

пачка заменяется серией песчано-алевритовых отложений с частым чередованием косослоистых песчаников и алевролитов с углями.

Мощность среднеюрских отложений здесь еще более сокращается и не превышает 120—130 м. К центру впадины мощность средней юры быстро увеличивается и в районе кемпендйских дислокаций достигает 500 м (Н. М. Чумаков).

Минералогический состав среднеюрских отложений в западной части впадины остается неизменным по сравнению с нижележащими породами и характеризуется массовым распространением эпидота, роговой обманки и рудных минералов.

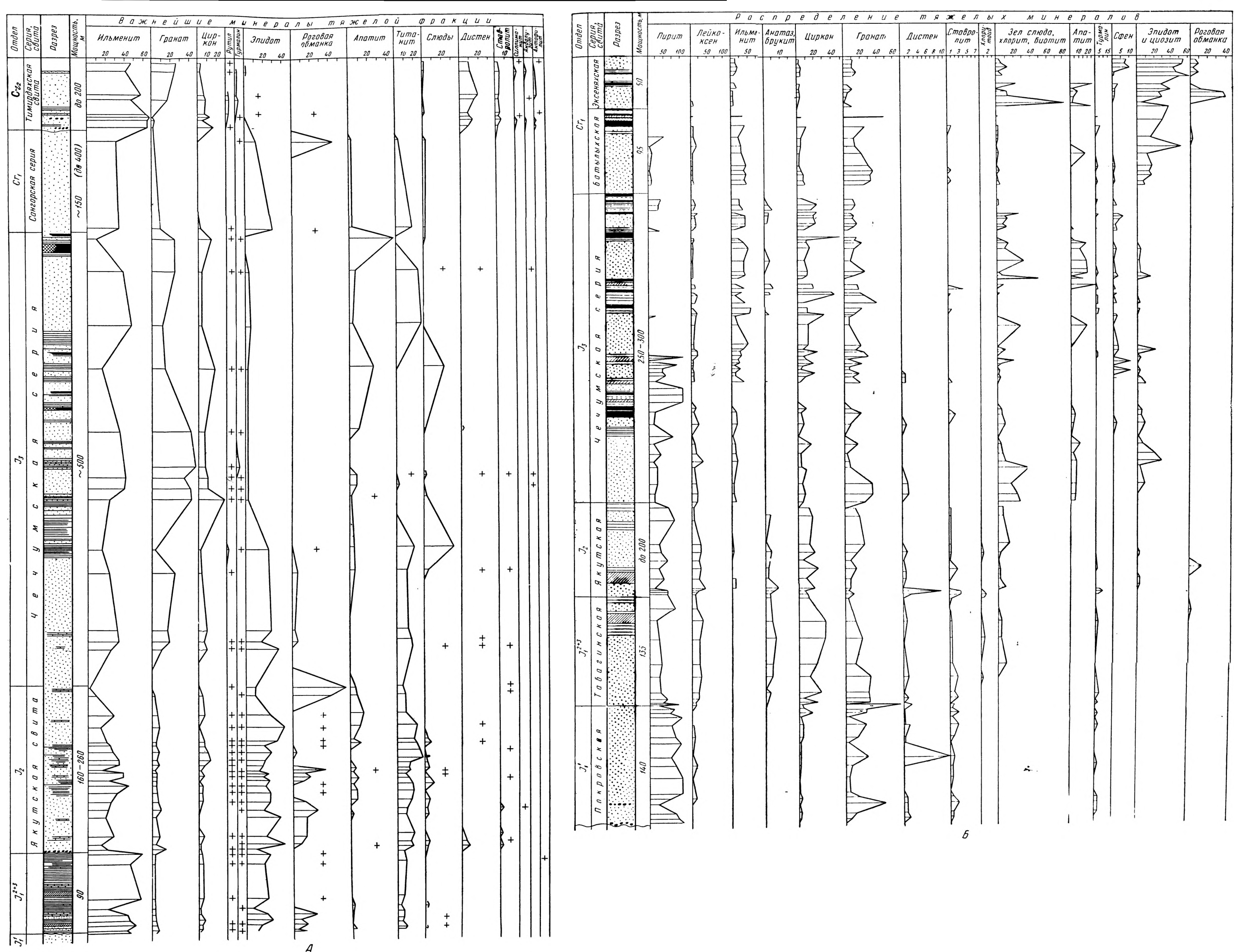
Среднеюрские отложения охарактеризованы определенным спорово-пыльцевым комплексом, выявленным Н. А. Болховитиной (1956) как для осадков западной части впадины (разрезы рек Вилюй, Кемпендй, Ыгыатта), так и для восточных районов (разрез Лены, района Житанска и др.), где среднеюрские отложения установлены по многочисленным находкам фауны.

Среднеюрские отложения в центральной части впадины и в области, переходной к геосинклинальной зоне, исследованы недостаточно полно. В вилюйской скважине к средней юре относится нижняя часть вскрытого разреза мощностью около 450 м, представленная мелкозернистыми светлыми песчаниками, чередующимися с подчиненными прослоями алевролитов и глин. Верхнюю границу целесообразно проводить на глубине около 2500 м, где начинается мощная пачка средне- и крупнозернистых песчаников, почти отсутствующих в нижележащей толще, и появляются первые прослойки углей. Такими же средне- и крупнозернистыми песчаниками начинается разрез верхнеюрской угленосной свиты в Прикутском районе.

Минералогический состав среднеюрских отложений вилюйской скважины, изученный А. Е. Киселевым, очень близок к якутской свите района Якутска и характеризуется присутствием циркона (15—20%), граната (25—35%), апатита (10—20%) и слюд (около 10—15%); в незначительном количестве присутствует сфен и эпидот.

В намцкой скважине среднеюрские отложения вскрываются на глубине 2560—3000 м. Представлены они главным образом песчаниками крупно-, мелко- и среднезернистыми с подчиненными прослоями серых и темно-серых алевролитов и аргиллитов. В нижней части толщи (глубина 2840—3000 м) встречаются правийные разности пород и прослойки конгломератов мощностью 0,05—0,10 м, в составе которых присутствует галька метаморфических и эффузивных пород. Эта пачка, обогащенная гравийным и галечниковым материалом, соответствует, по-видимому, базальным слоям якутской свиты. Верхняя граница среднеюрской толщи проводится на глубине 2560 м условно по новому появлению пачки крупнозернистых песчаников с маломощным конгломератом в основании, являющихся базальными слоями верхнеюрской толщи, а также по изменению состава минералов тяжелой фракции (фиг. 4, 5). Споры и пыльца в этом интервале не были обнаружены.

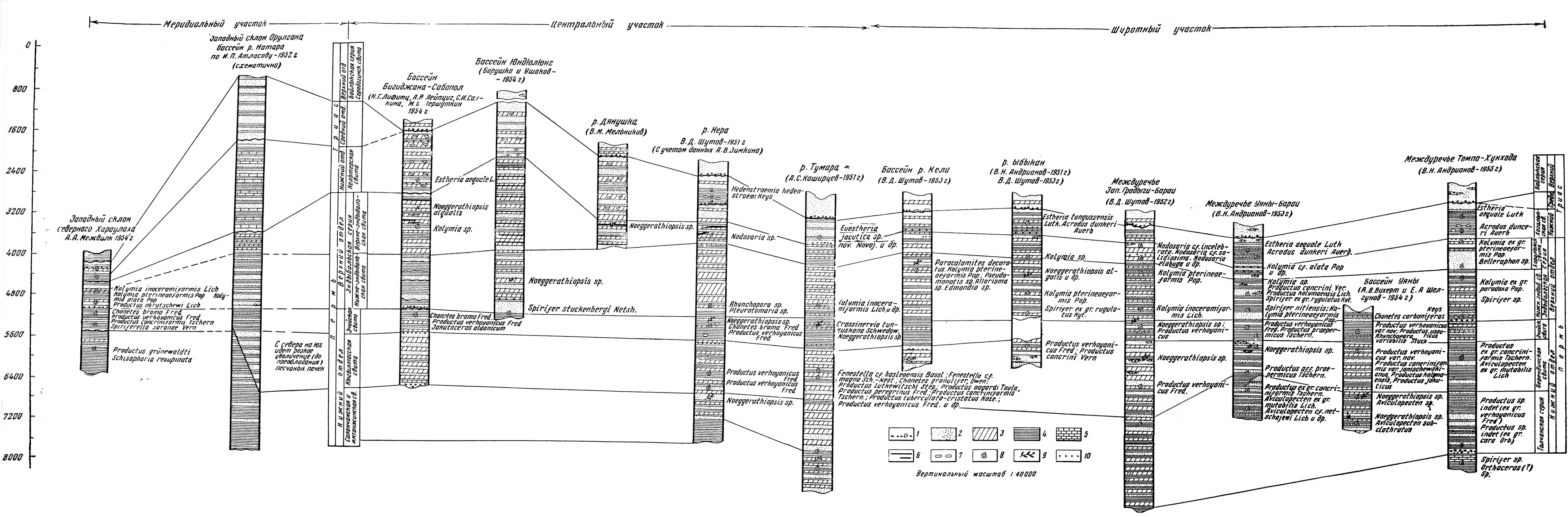
Выше в песчаниках появляются гравийный кварцевый материал и крупные гальки нижележащих глинистых пород. Условно мы принимаем этот слой за нижнюю границу верхнеюрской толщи. В вышележащих отложениях появляются споры и пыльца, характерные, по данным Н. А. Болховитиной, для верхнеюрских пород. Меняется состав тяжелой фракции. Для среднеюрской толщи типично присутствие граната, циркона, сфена и апатита. Состав тяжелых минералов близок к якутской свите. Характерно также очень высокое содержание аутигенного лирита и сидерита. В вышележащих отложениях наряду с указанными минералами широко распространены биотит и хлорит.



Фиг. 4. Литолого-минералогическая характеристика разреза мезозойских отложений Вилюйской впадины.

А — разрез западной части впадины; Б — разрез восточной части впадины (район Якутска)

Условные обозначения см. фиг. 2



Фиг. 5. Сопоставление разрезов пермских и триасовых отложений Верхоянья. Составил В. Д. Шутов

1 - гравелиты и конгломераты; 2 - песчаники; 3 - алевролиты; 4 - аргилиты, глинистые и алевролитовые сланцы; 5 - известняки; 6 - уголь; 7 - карбонатные конкреции; 8 - находки фауны; 9 - находки флоры; 10 - залежи диабазов

Верхняя юра

Чечумская серия (J₃)

Для большей части территории Вилюйской впадины, исключая ее западные участки, верхнеюрские отложения являются нижним членом мощной угленосной серии.

В. А. Вахрамеевым (1957) комплекс преимущественно угленосных осадков, залегающий между отложениями бата и угленосной толщей нижнего мела, предложено выделить под названием чечумской серии, распространив это название на угленосные осадки юры как Приверхоянья (где они впервые были выделены Н. П. Херасковым под названием чечумской свиты), так и Вилюйской впадины. Это нельзя признать особенно удачным. Дело в том, что хотя Н. П. Херасковым термин «чечумская свита» был применен для обозначения только нижней части угленосных отложений центрального Приверхоянья, в последние годы различными геологами под этим названием стал рассматриваться различный стратиграфический объем отложений. Так, если некоторые геологи по-прежнему относят к чечумской свите нижнюю (юрскую) часть угленосной толщи, то другие, в частности геологи треста Аэрогеология (В. С. Вышемирский и др.), относят к чечумской свите не только верхнеюрские угленосные осадки, но и подстилающие их морские слои аалена — среднего лейаса. Естественно, что это привело к известной путанице в стратиграфической схеме юрских отложений Приверхоянья и сделало термин «чечумская свита» недостаточно определенным. Однако, чтобы не вносить дальнейший разнобой в названия отдельных разделов стратиграфического разреза рассматриваемой территории, мы принимаем предложенный В. А. Вахрамеевым термин «чечумская серия», понимая под ним, в согласии с названным выше автором, нижнюю часть угленосного комплекса верхнеюрского возраста. Однако следует тут же оговориться, что термин «чечумская серия» по существу характеризует только возрастное положение описываемых осадков, подменяя собственно в данном случае термин «верхнеюрские отложения», так как совершенно не определяет какой-либо единый литолого-генетический тип верхнеюрских угленосных осадков приверхоянья и Вилюйской впадины.

Считая необходимым подчеркнуть специфику строения угленосной толщи различных структурных участков, мы выделяем три основных типа разрезов: 1) типа прогиба, или приверхоянский; 2) платформенный, или кильдямский; 3) переходный от платформы к прогибу — намцско-вилюйский. Описание угленосных отложений Приверхоянья дается в следующем разделе (см. стр. 73), сейчас же перейдем к краткой характеристике верхнеюрских отложений в пределах платформенной области. По характеру разрезов среди верхнеюрских отложений платформенной области выделяются три основных типа: 1) отложения, развитые на внешних склонах впадины в пределах восточных склонов Алданского и Анабарского массивов, подразделяющиеся на две свиты: нижнюю — угленосную (джаскойская свита) и верхнюю — морскую (сытогинская свита); 2) отложения, развитые на крыльях собственно Вилюйской впадины, представленные исключительно угленосными осадками, выделяемые нами под названием кильдямской свиты; 3) отложения, характеризующие центральную, наиболее прогнутую часть впадины, вскрытые глубокими скважинами в Вилюйске и Намцах, и представляющие как бы переходный тип к разрезам типа прогиба.

Характеристика разрезов внешних склонов впадины подробно дана в недавней работе З. В. Кошелкиной и И. И. Тучкова (1955).

В Алданском районе верхнеюрские отложения были детально изучены названными выше авторами в естественных обнажениях по правому притоку Алдана — р. Сытоге — и по берегам Алдана, между поселками Сугджи и Джебарики-Хая, а также по ряду разведочных скважин на правобережье Алдана. Нижняя джаскойская свита представлена в своей нижней части среднезернистыми светлыми, почти белыми песчаниками с редкими подчиненными прослоями алевролитов и глин, к которым приурочены мало мощные прослои углей. Среди алевролитоглинистых пород встречена *Raphaelia* ex gr. *diamensis*, руководящая форма нижней половины верхнеюрской угленосной толщи, и *Cladophlebis* sp. Верхняя часть свиты сложена светлыми среднезернистыми песчаниками, чередующимися с пачками тонко переслоенных уплотненных глин, алевритов и мелкозернистых песчаников; к пачкам переслаивания приурочены пласты углей. Здесь в изобилии встречается *Cladophlebis aldanensis* Vachr. Мощность свиты 400—500 м.

Верхняя — сытогинская свита в разрезе Алдана не обнаружена и описана З. В. Кошелкиной по Сытоге. Свита представлена серыми и зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и уплотненных глин; по внешнему виду породы мало отличимы от нижележащих, но в них обнаружены многочисленные ауцеллы, позволившие авторам установить возраст сытогинской свиты как верхний оксфорд — нижневолжский ярус. В сытогинской свите встречены *Aucella lindstroemi* Sok., *A. tenuistriata* Lah., *A. mosquensis* (Buch.), *A. pallassi* var. *plicata* Lah. Мощность сытогинской свиты около 100—200 м; при движении на запад она резко уменьшается, достигая в районе Алдана всего 13 м.

Комплекс тяжелых минералов в верхнеюрской толще алданского разреза, изученный З. М. Старостиной, характеризуется широким распространением граната (иногда до 80%), циркона (20—40%), ильменита (10—20%) и постоянным присутствием биотита и зеленых слюд (5—30%).

Верхнеюрские отложения юго-восточного склона Анабарского массива детально описаны В. А. Вахрамеевым и Ю. М. Пушаровским (1954) и З. В. Кошелкиной (1956). Джаскойская свита, залегающая непосредственно над фаунистически охарактеризованными батскими отложениями, представлена преимущественно мелкозернистыми светлыми песчаниками с караваеобразными стяжениями известковистых песчаников, в верхней части чередующихся с пачками серых глин, алевролитов и тонкозернистых песчаников; к алевролитово-глинистым пачкам приурочены пласты углей. Е. А. Кононова и В. Л. Сычев отмечают циклический характер строения джаскойской свиты и выделяют в пределах ее три цикла, каждый из которых состоит из нижней песчаниковой пачки и верхней алевролитово-глинисто-углистой. В породах джаскойской свиты, в нижней ее половине, встречены отпечатки *Raphaelia diamensis* Sew., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Sew., *Baiera ahnerti* Krysh., *B. gracilis* Bunbury, *Radicitis* sp. и створки неопределимых пресноводных пелеципод. Мощность джаскойской свиты 150—170 м. Выше джаскойской свиты располагаются отложения сытогинской свиты, представленные в основном тонкозернистыми песчаниками с подчиненными прослоями алевритовых глин. Граница между отложениями джаскойской и сытогинской свит четко не фиксируется и проводится по исчезновению в последней прослоев углей и появлению фауны ауцелл и белемнитов. По данным З. В. Кошелкиной и И. И. Тучкова (1955), ауцеллы определяют верхнеоксфордский — нижневолжский ярус сытогинской свиты. Мощность свиты 30—60 м.

Минералогический состав джаскойской свиты характеризуется ши-

роким распространением эпидота (10—45%), роговой обманки (до 25—50%) и ильменита (10—40%); часто в значительном количестве содержится биотит (до 20—30%) и апатит (5—25%).

При дальнейшем движении на север угленосные отложения джаскойской свиты сменяются морскими осадками, представленными мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и глинами с многочисленной фауной. Разрезы верхней юры северных районов детально охарактеризованы работами геологов НИИГА (Д. С. Сороковым, Р. А. Ростовым и др.). В районе Чекуровки верхняя юра представлена серыми и темно-серыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и алевритовых аргиллитов мощностью около 130 м. На южном крыле Вилюйской впадины верхнеюрская угленосная толща наиболее детально изучена в Приякутском районе по материалам крелиусных скважин Кильдямской углеразведки, где она была выделена нами под названием кильдямская свита (или кильдямского типа чечумской серии).

Кильдямский тип серии представлен циклическим чередованием пачек песков и песчаников со сложно построенными пачками переслаивания песчано-алевритово-глинистых пород, к которым приурочены пласты углей. Отчетливо выделяются три цикла, хорошо прослеживающихся по площади угольного месторождения. Мощность каждого цикла около 100—150 м. Песчаники нижних частей циклов крупно- или среднезернистые, плохо отсортированные, иногда содержат примесь графитового материала. В направлении от нижнего к верхнему циклу наблюдается уменьшение крупности зерен в песчаниках и улучшается их сортировка. Пачки переслаивания имеют обычно ритмический характер строения и состоят из чередования тонкозернистых песчаников, алевролитов, глин и углей. Содержание и мощности угольных пластов минимальны в нижнем цикле и постепенно возрастают по мере движения вверх.

Комплекс тяжелых минералов позволяет хорошо отделить верхнеюрские отложения от нижележащей якутской свиты. В составе тяжелой фракции в значительном количестве появляются ильменит (30—40%), апатит (5—15%), сфен (до 5%), зеленые слюды и хлорит (15—25%). Постоянно присутствуют гранат (20—35%), циркон (10—35%) и лейкоксен; совершенно исчезают дистен и ставролит. Характерно очень низкое содержание тяжелой фракции, колеблющееся от следов до 0,20—0,30%.

Возраст кильдямской свиты определяется Н. А. Болховитиной (по данным опорово-пыльцевого анализа) как верхнеюрский. Мощность свиты около 300 м. Характерный состав и низкое содержание тяжелых минералов в породах кильдямской свиты, резко отличающиеся от ассоциации тяжелых минералов вышележащей кангаласской свиты нижнемелового возраста, является важным коррелирующим признаком, позволяющим легко расчленить однообразную угленосную серию осадков в пределах юго-восточной части впадины.

В западной и северо-западной части впадины верхнеюрские отложения входят в состав трудно расчленяемой верхнеконтинентальной толщи. Изучение их было проведено по Кемпендю (Н. М. Чумаков), Вилюю, Ыгыатте, Мархе (В. И. Муравьев) и Тюнгу (В. А. Вахрамеев). Верхняя континентальная толща представлена циклическим чередованием светлых песков и песчаников с ритмично построенными пачками переслаивания тонкозернистых песчаников, алевролитов, глин и углей. По данным В. И. Муравьева, четко выраженный циклический характер строения угленосной толщи особенно типичен для прибортовых участков впадины.

По сравнению с восточными районами цикличность имеет более укрупненный характер. Отмечаются только два крупных цикла в пределах нижней части верхней континентальной толщи. Каждый из циклов

состоит из нижней мощной песчаной пачки с подчиненными линзами алевролитов и верхней песчано-алевритовой, к которой приурочены угли. Нижний цикл (по данным спорово-пыльцевого анализа) относится к среднеюрским отложениям, верхний — к верхнеюрским. Мощные угольные пласты до 4—7 м приурочены к верхнеюрскому циклу главным образом в пределах северо-западной части впадины, на Мархе и Ботомае. Мощность верхнеюрских отложений в западной части впадины 150—200 м.

Критерием для выделения верхнеюрских отложений из состава верхней континентальной толщи являются главным образом растительные остатки и спорово-пыльцевые спектры. Бедность растительными остатками, широкое вертикальное распространение большинства видов как в юрских, так и в нижнемеловых отложениях и отсутствие резких изменений в составе спорово-пыльцевых комплексов на границе средней, верхней юры и нижнего мела позволяют проводить эту границу лишь условно.

Характерными и широко распространенными формами для верхнеюрских отложений В. А. Вахрамеев (1957) считает *Raphaelia diamensis* Sew. и *Cladophlebis aldanensis* Vachr. Среди стратиграфически ценных форм В. А. Вахрамеевым (1958) указываются также *Cladophlebis serrulata* Sam., *Hausmannia* cf. *crenata* (Nath.) Moeller и *Sphenopteris gracilima* Heer, *Osmundopsis* sp.

Такие виды, как *Podozamites angustifolius* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Cladophlebis argutula* Heer встречаются как в юрских, так и в вышележащих отложениях нижнего мела.

Спорово-пыльцевой комплекс верхнеюрских отложений характеризуется, по данным Н. А. Болховитиной, по сравнению со среднеюрскими значительным количеством и большим видовым разнообразием *Coniopteris*, *Cibotium* и *Leiotriletes* (40—60% спектра) и резким уменьшением количества спор *Trichomanes*, *Osmunda* (с 20—60 до 10%) и спор *Cheiropleuria*.

Минералогический анализ, дающий прекрасные результаты для расчленения верхнеюрских и нижнемеловых отложений юго-восточной части впадины и Приверхоянья оказывается значительно менее пригодным для разделения угленосных осадков верхней континентальной толщи западной и северо-западной части впадины. По данным В. И. Муравьева (1956), для пород почти всей верхней континентальной толщи сохраняется устойчивая эпидотово-роговообманковая ассоциация тяжелых минералов. Некоторым критерием, позволяющим отделить верхнеюрские осадки от нижнемеловых по минералогическим признакам, служит появление в верхах верхней юры пачки пород, отличающихся характерным составом тяжелой фракции, напоминающим типичную минералогическую ассоциацию пород кильдямской свиты. Для пород описываемой пачки типично очень низкое содержание тяжелой фракции, представленной в основном апатитом, сфеном и ильменитом, при резком уменьшении содержания эпидота и полном исчезновении роговой обманки. Данная пачка была прослежена В. И. Муравьевым в ряде разрезов западной части впадины (Марха, Ботомай, Кемпендяй). Вышележащие отложения нижнего мела отличаются вновь резким повышением общего содержания тяжелой фракции и ее роговообманково-эпидотового состава. Мощность верхнеюрских отложений в пределах прибортовых участков западной части впадины не превышает 150—200 м.

Верхнеюрские отложения в центральных, наиболее прогнутых участках впадины вскрыты глубокими опорными скважинами — вилюйской и намцской. Мощность их возрастает более чем в два раза, достигая 800—850 м.

В вилюйской скважине верхнеюрские отложения вскрыты на глубине 1626 м. Границы их установлены главным образом по данным спорово-пыльцевого анализа (Н. А. Болховитина). Представлены они неравномерным переслаиванием мощных пачек средне- и мелкозернистых песчаников (мощность песчаных пачек колеблется от 70 до 30—15 м) с пачками алевролитов и глин. К алевролитово-глинистым пачкам приурочены угли. Распределение углей по разрезу неравномерное. А. Е. Киселев (1955 г.) рассчитывает в разрезе верхней юры 25 угольных пластов, мощность которых колеблется от 0,05 см до 2 м. Пласты мощностью более 0,5 м редки. Четкая цикличность в строении угленосной пачки отсутствует. Минералогический состав верхнеюрских отложений неоднороден (А. Е. Киселев). Для нижней части толщи характерен комплекс минералов, близкий к кильдямской свите: гранат (20—25%), циркон (10—20%), апатит (10—60%) и слюды (5—80%). Но с глубины 2000 м появляется эпидот, количество которого в верхней части толщи достигает 20—30%.

В разрезе скважины у сел. Намцы верхнеюрские отложения вскрываются на глубинах 2560—1730 м и хорошо отбиваются как по данным минералогического анализа, так и по спорово-пыльцевым комплексам. В нижней части они представлены преимущественно песчаниками светлыми среднезернистыми и мелкозернистыми, обычно неслоистыми, чередующимися с подчиненными пачками алевролитов серых с разнообразной, часто сложной слоистостью; изредка встречаются маломощные прослойки аргиллитов и углей (мощностью 0,10—0,30 м), приуроченных, как правило, к алевролитовым пачкам. В верхней половине толщи количество песчаников уменьшается и большее распространение приобретают алевролиты. Общий характер толщи меняется: наблюдается чередование пачек песчаника (мощность 20—30 м) с пачками алевролитово-глинисто-песчаного состава (мощность 30—80 м), часто отличающимися тонкой ритмичной слоистостью. К средней части этих тонкослоистых пачек нередко приурочены пласты углей, мощность которых сильно варьирует от 0,10—0,30 до 1—3 м. Наиболее мощные (до 6 м) пласты углей приурочены к верхам толщи. Столь ярко выраженная цикличность, как в кильдямском разрезе, здесь отсутствует; однако все же можно наметить 14 разнообразно построенных циклов варьирующей мощности. Угли присутствуют не во всех циклах, но там, где они встречаются, приурочены обычно к центральным участкам пачек переслаивания, постепенно сменяясь как при движении вверх, так и вниз по разрезу все более грубозернистыми осадками. В тонкослоистых пачках сильно развита микроцикличность, причем мощность микроциклов колеблется от 1—1,5 до 10—15 м.

Граница между верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями проводится нами на глубине 1730 м по кровле мощной пачки переслаивания, выше которой залегают песчаники нового цикла, в которых появляется эпидот, являющийся коррелирующим минералом нижнемеловых отложений. Н. А. Болховитина, по данным спорово-пыльцевого анализа, проводит границу несколько ниже — на глубине 1800 м. Однако в этом случае граница между J_3 и $Сг_1$ проходит где-то в середине мощной и однородно построенной пачки переслаивания.

Минералогический состав пород верхнеюрской угленосной толщи очень близок к кильдямской свите. Руководящее значение имеют гранат, циркон, слюды, главным образом биотит, апатит, ильменит и сфен. Характерно низкое содержание тяжелой фракции (десятые и сотые доли процента), резко повышающееся лишь в случае обильного появления аутигенных минералов — пирита и сидерита.

Таким образом, на протяжении всего юрского времени в пределах

Вилюйской впадины сохранялись две области с качественно разнородными комплексами минералов тяжелой фракции: южная и юго-восточная область, где доминируют гранит, циркон, лейкоксен, к которым в верхних горизонтах присоединились ильменит, апатит и сфен, и западная и северо-западная область, где основными компонентами тяжелой фракции являлись эпидот, цизозит, роговая обманка и ильменит.

Стратиграфическая граница массового распространения эпидота не была постоянной и в течение юрского времени постепенно продвигалась на восток. Так, если в нижнем лейасе эпидот присутствует лишь в крайних западных и северо-западных разрезах (Вилюй, Ыгыатта, Марха), то в морской юре этот минерал появляется уже в разрезе р. Наманы, а во второй половине верхней юры уже появляется в районе Вилюйска.

Меловые отложения

Нижний мел

Сангарская серия

Отложения нижнего мела, слагающие верхнюю часть мощной угленосной толщи, очень широко распространены как в пределах собственно Вилюйской впадины, так и в Приверхоянье. В. А. Вахрамеев (1957) предложил выделять угленосные нижнемеловые отложения описываемой территории под названием сангарской серии.

Сангарская серия подразделяется на две свиты: батылыхскую, соответствующую примерно неокому, и эксеняхскую, соответствующую апту. Это разделение лучше всего обосновывается в разрезах Приверхоянья и центральных участках впадины по растительным отпечаткам, спорово-пыльцевым комплексам, литологическому и минералого-петрографическому составу. Мощность сангарской серии в Приверхоянье достигает 2500 м; в центральных участках впадины она сокращается до 1000—1200 м, а в прибортовых обрамлениях до 200—300 м.

Батылыхская свита ($Cr_1^{пес}$)

Батылыхская свита характеризуется песчано-алевролитовым составом пород с преобладанием песчаников и значительной угленасыщенностью разреза. Руководящими растительными отпечатками являются *Cladophledis lenaensis* Vachr., *Cl. pseudolobifolia* Vachr., *Coniopteris setacea* Ргун. и др. Важным корреляционным признаком свиты служит массовое распространение эпидота в ассоциации с ортитом, бурыми и оранжевыми гранатами, биотитом и апатитом.

Эксеняхская свита (Cr^{apt})

Эксеняхская свита имеет преимущественно песчаный состав: угли редки и маломощны. Руководящими растительными отпечатками являются *Onychopteris elongata* Geyley, *Coniopteris onychioides* Vus. et K. M. и др. (Вахрамеев, 1957). Четким минералогическим коррелятивом эксеняхской свиты является массовое распространение наряду с эпидотом роговой обманки (до 50—60%).

Батылыхская и эксеняхская свиты, прекрасно выдерживающиеся в Приверховье, достаточно четко преслеживаются и в разрезах наиболее прогнутой части впадины (вилюйская и намцкая скважины). В прибортовых участках западных районов впадины подобное разделение осуществить не удастся. Однообразный характер угленосного комплекса создает значительные затруднения даже в проведении границы

между юрскими и меловыми отложениями, не говоря уже о расчленении последних. На юго-восточном крыле (Приякутский район) нижнемеловые отложения имеют также несколько специфический характер и выделяются нами под названием кангаласского типа сангарской серии.

Самые верхи нижнего мела присутствуют лишь в центральных, наиболее прогнутых участках впадины и описаны в намцкой (А. Г. Косовская, 1955 г.) и вилюйской (А. Е. Киселев, 1954 г.) скважинах. Резко отличный литолого-петрографический состав этих отложений побудил выделить их в самостоятельную свиту — хатырыкскую¹, возраст которой определен Н. А. Болховитиной по спорово-пыльцевым комплексам как альбский.

Хатырыкская свита (Cg_1^{alb})

По своему литологическому составу эта свита очень близка к вышележащим отложениям верхнего мела, выделяемым В. А. Вахрамеевым под названием вилюйской серии, и должна быть включена в состав последней. Нижнюю границу серии соответственно необходимо понизить до альба. Характеристика нижнего мела Приверхоянья будет дана в соответствующем разделе. Здесь же мы приведем описание нижнемеловых осадков, развитых лишь в пределах собственно Вилюйской впадины. Сохраняя такой же порядок описания, что и для верхнеюрских осадков, начнем с характеристики платформенного разреза Приякутского района.

Нижнемеловые отложения вскрываются скважинами 16 и 13 Кангаласской углеразведки; верхи разреза обнажены в районе Кангаласского камня, где нижнемеловые отложения несогласно перекрыты третичными осадками. Граница верхнеюрских и нижнемеловых отложений прекрасно отбивается по материалам скв. 16 как по данным спорово-пыльцевого анализа, так и по увеличению содержания тяжелой фракции (до 1—2,5%) и резкому изменению ее минералогического состава, характеризующемуся появлением и массовым распространением эпидота и цоизита при сильном уменьшении содержания циркона (см. фиг. 6). Кангаласский тип сангарской серии имеет четкое циклическое строение и состоит из двух циклов мощностью в 100 и 150 м, выделяемых под названием нижнекангаласского горизонта ($Cg_1^{1kg_1}$), сопоставляемого с батылхской свитой, и верхнекангаласского горизонта ($Cg_1^{kg_2}$), сопоставляемого с эксеняхской свитой. Приводим ниже их описание.

- $Cg_1^{kg_1}$ 1. Нижний цикл начинается мощной песчаной пачкой, сложенной внизу рыхлыми песчаниками мелкозернистыми, переходящими по мере движения вверх в чередование песков и песчаников мелко- и среднезернистых. Крупнозернистый материал в породах почти отсутствует. В верхней части пачки, примерно с глубины 40 м, появляются прослой (стяжения) известковых песчаников и алевролитов мощностью от 0,10—0,50 до 1—1,80 м. Известковые песчаники отличаются большой крепостью, часто тонкослоистые, по плоскостям напластования переполнены обуглившимся растительным детритом. В нижней части цикла песчаники окрашены в серые и светло-серые цвета, в верхах песчаной пачки прослойки приобретают зеленоватую окраску. Мощность песчаной пачки около 80 м.
2. Верхняя часть цикла мощностью около 28 м сложена чередованием алевролитов и глин с тонкими прослоями тонкозернистых, иногда косослоистых песчаников. К пачке переслаивания приурочены два мощных пласта угля, выделяемые Н. А. Игнатченко под названием «Нижнего» мощностью 3—6 м и «Верхнего» мощностью 7—11 м, разделенных между собой 2-метровым прослоем алевролитов и глин.

¹ Первоначально для этой свиты было предложено название намцкая, но затем оказалось, что это название было уже использовано для одной из третичных свит Якутии. Поэтому мы предлагаем новое название по имени небольшого поселка Хатырык, около которого расположена намцкая спорная скважина, где эти отложения были впервые установлены.

Минералогический состав тяжелой фракции пород нижнего горизонта характеризуется широким распространением группы эпидота и цоизита, содержание которых колеблется от 10 до 20%, в некоторых образцах повышаясь до 50%.

- $Сг_1^{kg_2}$ 1. Верхний горизонт начинается пачкой рыхлых песчаников и песков светло-серых и зеленоватых, преимущественно тонко- и мелкозернистых. Прослой среднезернистых песчаников редки. Песчаники верхнего цикла отличаются большей тонкостью материала, чем песчаники нижнего цикла. Переход от нижнего цикла к верхнему в разрезе скв. 13 происходит постепенно. Глина, перекрывающая «Верхний» угольный пласт, по мере движения вверх обогащается алевритовым материалом, переходит в алеврит и далее в тонкозернистый песчаник, выше обогащается среднезернистым материалом.
2. Пачка алевритов с приуроченным к ним угольным пластом «Рудничным» мощностью около 4 м.
3. Верхние горизонты свиты вскрываются в обнажении у Кангаласского камня, где выше пласта «Рудничного» залегает пачка песков мелкозернистых, иногда косослоистых, зеленовато-серого цвета с крупным и известковыми конкрециями (диаметром до 1—2 м), цепочкообразно тянущимся параллельно напластованию пород. Мощность 30 м.

Минералогический состав тяжелой фракции пород верхнего горизонта ($Сг_1^{kg_2}$) имеет значительные отличия от пород нижнего горизонта: сильно уменьшается содержание рудных минералов за счет уменьшения лейкоцена и ильменита (4—18%); в значительной степени убывает содержание циркона (до 1—4%), исчезает турмалин. Зато резко повышается содержание минералов группы эпидота и цоизита (25—63%) и появляется роговая обманка (от 2 до 39%). Содержание тяжелой фракции повышается до 2,5—3%. Помимо перечисленных минералов, присутствуют гранат (5—16%), апатит (от единичных зерен до 24%), сфен (1—11%), биотит, хлорит и зеленая слюда (5—23%). Четкое двучленное деление нижнемеловых отложений по минералогическому составу прекрасно выдерживается как в восточных и центральных районах впадины (Усть-Вилуйский район, вилуйская и намцкая скважины), так и на значительной территории центрального и широтного участков Приверхоянья.

В западной части впадины это деление не выдерживается, хотя литологический тип угленосной толщи сохраняется, по данным В. И. Муравьева, близким. Характерным отличием нижнемеловых отложений западной части впадины является заметное увеличение количества песков и резкое уменьшение угленосности. Угли встречаются в виде маломощных прослоев лишь в самых верхах нижнего мела.

Второй тип разреза, характерный для прогнутых участков впадины, иллюстрируется глубокими скважинами в районе Вилуйска и в сел. Намцы. По своему характеру этот тип разреза близок к угленосным отложениям Приверхоянья.

В вилуйской скважине сангарская серия имеет мощность около 1100 м. Представлена она главным образом песчаниками, чередующимися с глинами и алевритами. Угли присутствуют в нижней и верхней части разреза, средняя часть сложена в основном песчаниками. Хорошо прослеживаются эпидотовый и эпидотово-роговообманковый горизонты, аналогичные кангаласскому разрезу (по данным А. Е. Киселева). Нижний горизонт (батыльхская свита) характеризуется большим количеством эпидотово-цоизитовых минералов (10—55%), рудных (10—60%), граната (10—15%), циркона (2—18%), сфена (2—18%), хлорит-биотита (не повсеместно, до 30%) и апатита (до 18%). Роговообманковый горизонт (эксеняхская свита) содержит аналогичный комплекс минералов, но в нем появляется роговая обманка, содержание которой дости-

гает иногда 50—60% (табл. XIV, 5, 6). Очень близкий характер имеет разрез намцской скважины. Мощность сангарской серии около 1200 м.

Хатырыкская свита вскрывается вилюйской и намцской скважинами; мощность ее около 200 м. Свита представлена белыми каолинизированными песками с подчиненными прослоями серых алевроитов и глин, в которых иногда встречаются включения янтаря. К алевроитово-глинистым пачкам приурочены малоомощные прослои углей. В основании свиты в разрезе Намцской скважины залегает 4-метровый пласт гранодиоритовых туффитов. Минералогический состав пород свиты существенно отличается от аксессуарных минералов: исчезает роговая обманка, сильно уменьшается содержание эпидота и главенствующая роль переходит к ильмениту (80—120%), гранату (до 30—35%), сфену (10—20%), циркону (до 20%) и вновь появляющимся дистену и ставролиту.

По составу спорово-пыльцевых компонентов Н. А. Болховитина относит хатырыкскую свиту к альбу. Литологически свита представляет единое целое с вышележащими верхнемеловыми отложениями, в совокупности с которыми она образует вилюйскую серию.

Верхний мел

Широкое распространение верхнемеловых отложений в пределах Вилюйской впадины установлено работами В. А. Вахрамеева и Ю. М. Пушаровского (1954). Представлены эти отложения светлыми, почти белыми косослоистыми песками и песчаниками с редкими линзовидными прослоями и линзами алевролитов, алевроитов глин и ожелезненных песчаников. Характерной особенностью верхнемеловых отложений является наличие внутриформационных размывов, а также присутствие цепочкообразных прослоев и мелких линз галечников или рассеянной в песках гальки, состоящей из обломков эффузивных пород, кварца, кварцитов и др. Угли в верхнемеловых отложениях очень редки. Небольшие (до 1 м) пласты углей прослеживаются лишь в самых низах разреза, для всей же толщи в целом характерны уже не собственно угли, а лигниты или пласты, сложенные растительным детритом с присутствующими в них вкрапленниками янтаря. Для нижней части толщи характерно обилие окатанных желваков сидерита, часто слагающих значительную часть галек в конгломератах, и обломков сидеритизированной древесины. Редко встречаются кремневые растительные остатки.

В. А. Вахрамеев разделяет верхнемеловые отложения на две свиты: нижнюю — тимердахскую (мощность 700—800 м), охватывающую большую часть разреза, и верхнюю — линденскую (мощность около 150—200 м), имеющую локальное распространение в пределах лишь наиболее прогнутых участков Вилюйской впадины. Отложения линденской свиты встречены в нижнем течении Линди и Вилюя, а также в виде отдельных пятен по р. Тюнгу и в районе Верхневилюйска. Возраст верхнемеловой толщи с полной достоверностью устанавливается по растительным остаткам, среди которых преобладают отпечатки листьев покрытосеменных (Вахрамеев, 1957). Многочисленные сборы позволили В. А. Вахрамееву выделить в пределах верхнемеловой толщи три комплекса. Нижний комплекс соответствует нижней половине тимердахской свиты. Для него характерны: *Menispermites* ex gr. *communis* Hollick., *Dalbergites simplex* Sew., *Cissites tjungensis* sp. n., *Sterculia* (?) *jacutica* sp. n., а также *Asplenium* sp., *Cephalotaxopsis* sp., *Pityospermum* sp., *Trochodendroides* ex gr. *speciosa* Kryscht., *Viburnum* ex gr. *richardsonii* Knowlt. Данный комплекс флоры был встречен в трех точках — на Тюнге, на Вилюе, в районе г. Тимердах-хая и в верховьях Кемпендяя. В. А. Вахрамеев относит перечисленные формы к сеноман-турону.

Средний комплекс характеризует отложения верхней половины тимердяхской свиты. Наиболее характерными формами здесь являются *Macclintockia trinervis*, различные *Trochodendroides*, *Protophyllum* (*Pseudoprotophyllum*), *Credneria* и *Viburnum*. Наибольшее сходство остатков среднего комплекса имеют с флорой сенона.

Верхний комплекс типичен для отложений линденской свиты. В нем исчезают *Macclintockia*, *Protophyllum* и *Credneria* и вместе с тем появляется *Populus gracile* sp. n.

Спорово-пыльцевой комплекс верхнемеловых отложений, изученный Н. А. Болховитиной, характеризуется массовым распространением пыльцы покрытосеменных, появляющихся в небольшом количестве в хатырыкской свите; в тимердяхской свите содержание их достигает 15—17%. В линденской свите пыльца покрытосеменных становится преобладающей в спорово-пыльцевом спектре.

По минералогическому составу породы верхнего мела существенно отличаются от нижнемеловых (Муравьев, 1956). Для состава тяжелой фракции пород тимердяхской свиты показательно почти полное исчезновение эпидота, роговой обманки, титанита и апатита; резкое снижение количества тяжелой фракции в породах (меньше 1%) и относительное обогащение фракции ильменитом, гранатом и цирконом, а в юго-западной части впадины — дистеном, ставролитом и силлиманитом (табл. XIV, 7, 8). Еще более уменьшается содержание тяжелой фракции в породах линденской свиты, причем одновременно происходит дальнейшее упрощение минералогического состава ее аксессуарных компонентов. Характерно обогащение тяжелой фракции ильменитом и полное исчезновение граната.

Глава IV

СТРАТИГРАФИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ (ЗАПАДНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)

ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОИ

В строении Верхоянского хребта принимает участие мощный комплекс терригенных пород, получивший после исследования Н. П. Хераскова название «верхоянского комплекса». По возрасту он охватывает большой период времени, от верхнего карбона до нижнего мела включительно. Нижняя возрастная граница отложений, относимых к верхоянскому комплексу, изучена еще слабо. На территории Западного Верхоянья наиболее древние свиты этого комплекса обнажаются лишь в крайнем восточном районе в области сопряжения Западного Верхоянья с Восточным. В этом районе установлены верхнекарбоновые отложения с *Productus cora*, образующие вместе с породами нижней перми мощную сланцевую серию, налегающую с угловым несогласием на карбонатные отложения нижнего карбона — девона. В области меридионального отрезка Верхоянья отложения верхнего карбона установлены в последнее время в Хараулахских горах А. А. Межвилком в 1952 г.; к ним относится мощная сланцевая толща с фауной *Productus grinwaldti*, *Schizophoria resupinata* и другими видами, отделенная перерывом как от более древних (средний и нижний карбон), так и от более молодых пород нижнепермского возраста.

На хребте Орулган нижние свиты разреза верхоянского комплекса относились до последнего времени к нижней перми — верхнему карбону (И. П. Атласов, 1950 г.). Однако в свете переопределения их возраста на центральном участке Верхоянья вопрос о наличии карбона на Орулганском хребте следует считать открытым.

Не исключена возможность присутствия верхнекарбоновых отложений и на центральном участке Верхоянья, так как фаунистическая характеристика нижней свиты верхоянского комплекса на этом участке крайне расплывчата, ввиду чего нижнепермский ее возраст обоснован еще недостаточно убедительно.

Пермь

Отложения пермского возраста составляют нижнюю часть разреза верхоянского комплекса. Ими сложено все центральное поле складчатой структуры Верхоянского мегантиклинория. В литологическом отношении отложения пермской системы чрезвычайно однообразны. Они представлены в основном песчано-сланцевыми породами с крайне не-

значительным присутствием конгломератов и углей. Первая схема расчленения пермских отложений на центральном участке Верхоянья была предложена Н. П. Херасковым в 1934 г. Согласно этой схеме, разрез пермских отложений расчленен на следующие свиты (снизу вверх): имтанжинская, солончанская, кыгылтасская, эчийская, эндыбальская.

Верхние две свиты относились Н. П. Херасковым к нижней перми: для нижних свит допускался и более древний — верхнекаменноугольный возраст. Отложения верхней перми не выделялись.

Определение возраста верхнепалеозойских свит Верхоянья основывалось на палеонтологических исследованиях Б. К. Лихарева, в распоряжении которого находилась большая коллекция верхнепалеозойской фауны Колымского края. Допущенные Б. К. Лихаревым ошибки в определении ряда пермских видов привели к неверным представлениям относительно отсутствия верхнепермских отложений на всей территории Северо-Востока Союза. И только работы большого коллектива геологов Дальстроя устранили эти ошибочные представления, выделив в разрезе перми отложения ее верхнего отдела (В. А. Цареградский 1945 г.; Ю. Н. Попов, 1945 г., 1948 г.). Верхнепермские отложения на центральном участке Верхоянья были выделены впервые А. В. Зимкиным в 1946 г. Работы Зимкина оставались долгое время неизвестными. В 1951—1952 гг. верхнепермские отложения были выделены на центральном и широтном участках Верхоянья одновременно и независимо друг от друга В. Н. Андриановым, А. С. Каширцевым и В. Д. Шутовым.

Стратиграфическая схема Н. П. Хераскова для центрального участка Верхоянья была несколько изменена и дополнена более дробным расчленением верхней половины разреза (А. В. Зимкин, 1946 г.; А. С. Каширцев, 1952 г.; В. Д. Шутов, 1952 г.; Вихерт, 1956 г.). В итоге схема расчленения пермских отложений центрального участка Верхоянья имеет следующий вид.

Верхняя пермь		мощность, м
Эндыбаль- ская серия	Верхнеэндыбальская (Нерская) свита ¹ . . .	500—1800
	Нижнеэндыбальская свита	1000—1200
Нижняя пермь		
	Эчийская свита ²	400—500
	Кыгылтасская свита	1000—1200
	Солончанская свита	500
	Имтанжинская свита	500

На широтном участке Верхоянья в разрезе верхнепалеозойских отложений наблюдаются значительные фациальные изменения, обуславливающие определенную специфику в литологическом строении пермских свит. Поэтому нам казалось неправильным механическое перенесение стратиграфической схемы Хераскова на более восточные районы. Понимая под свитой определенный литологический комплекс,

¹ Верхнеэндыбальская угленосная свита была выделена впервые А. В. Зимкиным под названием «нерской». Нами эта свита выделена значительно позже под названием «верхнеэндыбальской». Однако представляется целесообразным сохранить за свитой последнее название, так как в противном случае вводится двойное толкование эндыбальской свиты в том объеме, в каком ее выделил Н. П. Херасков, и в новом объеме А. В. Зимкина. Эндыбальскую свиту Н. П. Хераскова правильнее рассматривать как отдельную серию.

² Эчийскую свиту А. В. Зимкин относил к верхней перми. Нами она также помещалась первоначально в основание верхнепермского разреза. Анализ распределения по разрезу брахиоподовой и пелециподовой фауны позволил А. С. Каширцеву прийти к выводу о нижнепермском возрасте эчийской свиты.

в ряде случаев охарактеризованный соответствующей фауной или флорой, мы не могли распространять названия некоторых свит центрального участка на их возрастные аналоги в широтном участке Верхоянья. Кроме того, для некоторых свит пермского разреза хорошо улавливается не только литологическая их специфика на различных участках Верхоянья, но и различный видовой состав встреченной фауны (Каширцев, 1955). Поэтому для широтного участка Верхоянья приводится следующая стратиграфическая схема пермских отложений.

Верхняя пермь	Мощность, м
Эндыбальская серия	Хоралыгская свита 200—500
	Нижнеэндыбальская свита . . . 1000—1200
Нижняя пермь	
Эчийская свита	500—700
Берандинская свита	1100—1500
Толчанская серия	2000

Наименьшие фациальные изменения при переходе из центрального участка в широтный испытывают верхи нижнепермских отложений (эчийская свита), которые могут рассматриваться как определенный маркирующий горизонт.

Ниже, в табл. 1, дано сопоставление пермских свит, выделенных на центральном и широтном участках Верхоянья.

Таблица 1

Сопоставление пермских свит центрального и широтного участков Верхоянья

Отдел	Ярус	Серия	Свита	
			Центральный участок	Широтный участок
Верхняя пермь	Татарский Казанский	Эндыбальская	Верхнеэндыбальская (Нерская)	Хоралыгская
			Нижнеэндыбальская	
Нижняя пермь	Кунгурский Артинский	Верхоянская	Эчийская	
			Кыгылтасская	Берандинская
	Сакмарский	Тиксинская	Солончанская Имтанжинская	Толбачанская

Основательное палеонтологическое обоснование двучленного деления пермского разреза на нижней и верхней отделы дано в работе А. С. Каширцева (1955). В разрезе верхнего палеозоя Верхоянья последним описано 103 формы ископаемой фауны, из которых 31 — новые виды и вариететы. А. С. Каширцев доказал, что для нижнего отдела перми Верхоянья характерен брахиоподовый состав фауны (комплекс *Productus verhojanicus*) с резким преобладанием представителей рода *Productus* (27 видов, или 44% от всех выявленных видов брахиопод); на долю рода *Spirifer* приходится около 7%. Верхний отдел перми охарактеризован в основном пелециподовой фауной (колымиевый комплекс); роль брахиопод здесь резко снижается, кроме того, меняется и их родовой и видовой состав. Уменьшается количество продуктид и, наоборот, увеличивается удельный вес спириферид.

Увеличение роли пелеципод к верхам разреза, а также изменение в видовом составе брахиоподовой фауны при переходе от нижнего отдела перми к верхнему аналогично распределению соответствующей фауны в разрезе перми западного склона Урала и Русской платформы.

В самые последние годы произведена дальнейшая детализация биостратиграфической схемы расчленения пермских отложений Верхоянья. Магаданское совещание по унификации стратиграфической шкалы Северо-Востока Союза (1957 г.), заслушав и обсудив многочисленные доклады по стратиграфии пермских отложений отдельных регионов, приняло новую рабочую схему с четырехчленным биостратиграфическим делением перми. Согласно новой рабочей схеме, весь разрез перми разделен на ряд серий и горизонтов: тиксинская, верхоянская и эндыбальская серии. В пределах последней выделяются два палеонтологического горизонта, соответствующих нижнеэндыбальской и верхнеэндыбальской — хоралыгской свитам. Соотношение принятого расчленения с европейскими ярусами показано в табл. 1.

Нижняя пермь

Отложения нижней перми развиты в основном в сводовой части Верхоянского мегантиклинория, где они образуют ряд крупных антиклинальных структур, кулисообразно погружающихся под верхнепермские отложения.

В пределах центрального участка Верхоянья нижнепермские слои образуют два изолированных поля: центральное — широкое, и западное — в области западного склона — в виде узкой полосы.

В пределах широтного участка Верхоянья отложения нижней перми занимают всю приводораздельную полосу и лишь в виде кулисообразных языков, представляющих ядра антиклинальных структур, спускаются вниз по склону, где перекрываются чехлом верхнепермских образований. По мере движения на восток в пределах широтного участка нижнепермские отложения все больше распространяются на западный склон хребта.

Общая мощность нижнепермских отложений достигает нескольких тысяч метров. Описание отдельных свит как нижней перми, так и более молодых отложений будет дано сразу для двух участков. Характеристика каждого нового стратиграфического подразделения начнется с описания свиты, развитой в широтном участке, после чего будут описаны ее аналоги в центральном участке Верхоянья.

Толчанская серия (P_1^{tol})

Толчанская серия представляет наиболее древние отложения, выделяемые в области широтного участка. Ею сложены центральные части кулисообразных структур, расположенных в приводораздельной полосе хребта.

Серия сложена в основном черными филлитоподобными сланцами с редкими прослоями темно-серых полосчатых алевролитов; в верхах появляются пачки светло-серых среднезернистых песчаников, достигающих мощности 20—30 м. Черные сланцы обладают характерным шелковистым блеском; по плоскостям их сланцеватости часто наблюдаются крупные (до 1 см) пластинчатые агрегаты новообразованного хлорита. Характерным признаком толчанской серии является присутствие густой сети кварцевых прожилков, секущих напластование пород. Бросается в глаза приуроченность наиболее мощных прожилков (до 20—30 см) к песчаным пластам.

Наиболее полный разрез толчанской серии мощностью около 2000 м обнажен в верховьях Бараи, по ее левому притоку р. Толчан.

В более восточных районах толчанская серия изучена в бассейне Уяны В. Н. Андриановым (1952 г.) и А. В. Вихертом (1954 г.; см. фиг. 5). В. Н. Андрианов указывает на сильную уплотненность нижних сланцевых пачек с частичной филлитизацией и окремнением аргиллитовых пород. Мощность серии оценивается В. Н. Андриановым в 700—800 м; А. В. Вихерт определяет мощность в 650 м. В крайнем восточном районе широтного участка толчанская серия выделена В. Н. Андриановым (1955 г.) под названием верхней подсвиты среднетомпинской свиты. Подстилается она конгломератовидным горизонтом с включениями глыб известняков и изверженных пород, достигающих иногда размера 1,5 м. Указано, что количество валунного материала увеличивается при движении на юго-восток. Серия состоит из неоднородного чередования известковистых песчаников и глинистых, песчано-глинистых сланцев. В песчаных слоях обнаружены *Productus* sp. indet. (ex gr. *verchoyanicus* Fred) и *Productus* sp. indet. (ex gr. *cora d'Orb.*) Наличие последней формы указывает на возможное присутствие карбона, поэтому возраст серии оценивается В. Н. Андриановым как карбон — пермь; ее мощность около 110 м.

На северо-западном склоне широтного участка толчанская серия описана в верховьях рек Нельгехе и Тукулана А. В. Вихертом и А. С. Каширцевым (1954 г.). По Тукулану она соответствует двум нижним свитам (I и II) А. С. Каширцева общей мощностью 1800 м. В верховьях Нельгехе описана лишь верхняя половина серии (совместно с более верхней кыгылтаской свитой).

Фаунистически серия охарактеризована слабо. В низах ее обнаружены лишь плохой сохранности гастроподы. Из верхней половины серии собрана в основном брахиоподовая фауна, среди которой *Productus pseudoverchoyanicus* sp. nov. Kasch., *Pr.* ex gr. *cancriniformis* Tschern., *Pr.* ex gr. *cora d'Orb.*, *Aviculopecten* ex gr. *mutabilis* Lich. и др.

Обнаруженная фауна, по мнению А. С. Каширцева (1957), указывает на нижнюю часть нижней перми (сакмарский ярус).

По комплексу тяжелых минералов толчанская серия хорошо отличается от вышележащих напластований берандинской свиты. Ассоциация тяжелых минералов пород свиты характеризуется ограниченным числом минеральных видов: циркон, причем резко преобладают характерные окатанные розовые, часто зонарные разновидности (до 25%), турмалин (3—5%), лейкоксен (50%) и обломочный хлорит (20—25%). Максимальная мощность толчанской серии около 2000 м.

Аналоги толчанской серии на северо-восточном склоне Верхоянского хребта не претерпевают значительных фациальных изменений, как в составе слагающих их пород, так и в общей мощности (Вихерт, 1956).

Имтанжинская и солончанская свиты (P_1^{m+sol})

Эти свиты развиты в пределах центрального участка Верхоянья. Нижняя — имтанжинская свита представлена почти исключительно сланцами; перекрывающая ее солончанская свита содержит в районе Неры и Тумары мощные пачки (до 50—60 м) песчаников. В литологическом отношении обе свиты представляют собой единый комплекс, верхняя и нижняя части которого связаны постепенным переходом. Кроме того, единственный критерий, который позволяет расчленять этот комплекс на две свиты, — повышенное содержание песчаных пластов в верхней свите, — исчезает при прослеживании отложений вдоль центрального участка на север, ввиду фациального изменения и заме-

щения песчаных пакетов сланцевыми (А. В. Зимкин, 1949 г.). В отличие от толчанской серии породы солончанской и имтанжинской свит характеризуются несравненно более слабым проявлением перекристаллизации под действием начального метаморфизма. Сланцы имтанжинской свиты лишены того шелковистого блеска, которым обладают породы толчанской серии и уплотнены значительно слабее. Они представляют собой черные, иногда комковатые породы с постоянной примесью алевритового материала. Песчаники солончанской свиты массивные, средне- и крупнозернистые, содержащие иногда неясные растительные отпечатки.

Для солончанской и имтанжинской свит характерно отсутствие или значительно более слабое распространение секущих кварцевых и кварцево-кальцитовых жилков.

В верховьях Тумары разрез имтанжинской и солончанской свит был изучен А. С. Каширцевым (1955). Обе свиты образованы пачками песчаников, алевритов и сланцев с растительными отпечатками. А. С. Каширцев указывает на концентрацию мощных песчаных пачек (по 60—100 м) в кровле нижней и подошве верхней свит, что делает границу между свитами чисто условной, подтверждая литолого-генетическое единство этого комплекса синхронного толчанской серии на востоке.

В верхах нижней свиты А. С. Каширцевым найдены формы *Euestneria rimosa* Gold. и *Erisopsis* Eues. aff. *tessellata* (Jons.) Raym., позволившие ему высказать предположение о верхнекаменноугольном возрасте вмещающих пород.

В приводораздельной полосе восточного склона хребта солончанская и имтанжинская свиты описаны А. В. Зимкиным (1944 и 1949 гг.) в районе верховьев р. Аркачана и в междуречье Билляха — Батынтай. В первом разрезе присутствует песчано-сланцевый комплекс с флорой *Noeggerathiopsis* sp. ex gr. *N. sealpata* Zal., *Noeggerathiopsis* sp. aff. *N. magna* Schved., указывающей на нижнепермский возраст. Мощность свиты 400 м. Во втором разрезе песчаные пачки полностью замещены глинистыми сланцами, причем мощность обеих свит превышает 800 м. в сланцах присутствует фауна плохой сохранности.

По комплексу тяжелых минералов, изученному нами в породах разреза Неры, обе свиты хорошо коррелируются с породами толчанской серии. Ассоциация тяжелой фракции представлена теми же минералами: циркон с крупными окатанными розовыми разностями (12—18%), турмалин (2—3%), лейкоксен (30—35%), хлорит (7—8%). Кроме того, появляется и постоянно присутствует апатит (до 5%).

Берандинская свита (P_1^{ber})

В пределах широтного участка отложения берандинской свиты занимают широкую приводораздельную полосу, переходя на востоке участка целиком в область западного склона хребта. Плотные песчаники берандинской свиты во многом предопределили скульптурные формы цепей Скалистого хребта, протягивающегося по западному склону параллельно главному водоразделу Верхоянья.

С древними отложениями свита связана постепенным переходом, отличаясь от подстилающей толчанской серии более частым чередованием песчаных и алевритово-сланцевых пачек, достигающих мощности 5—10, а иногда 20—50 м. В верхней половине свиты присутствуют пласты гравелитов мощностью до 2 м. В отличие от толчанских песчаников аналогичные породы описываемой свиты имеют характерную стальную окраску и нередко содержат сигарообразные конкреции пирита и темно-бурые конкреции сидерита; последние обладают неправильно-

округлой формой и достигают размера 20—30 см, контрастно выступая на светло-сером фоне песчаных образований. При движении к востоку количество грубообломочного материала в верхах свиты резко сокращается, а общий ее разрез делается более сланцевым. Наиболее полный разрез берандинской свиты изучен нами по р. Беранде — левому притоку Бетей-Юряха (В. Д. Шутов, 1952 г.). Свита образована грубообломочным переслаиванием песчаных и алевроново-пелитовых пачек мощностью по 5—50 м. К верхней половине свиты приурочена серия пластов аркозовых гравелитов, среди которых встречаются и конгломератовидные прослои (по 5—15 см). Из нижней половины собрана фауна брахиопод — *Productus verchouyanicus* Fred. и др. В верхах свиты в углистых сланцах, перекрывающих часто пласты гравелитов, отмечаются отпечатки *Noeggerathiopsis* sp. и *Paracalamites*. Мощность свиты около 1500 м.

Берандинский стратотип свиты выдерживается по простиранию почти вдоль всего юго-западного склона хребта, однако отдельные его разрезы отличаются между собой большей или меньшей степенью насыщенности грубообломочным материалом. Интересно отметить, что мощности гравийных пластов и наличие гальки в верхней половине свиты не убывают закономерно в каком-либо одном направлении, а испытывают по простиранию склона то сокращение, то увеличение. Так, в разрезе берандинской свиты по Нере и Тукулану, изученному Н. П. Егоровой (1952 г.), гравийные песчаники и конгломераты почти полностью отсутствуют. Еще далее на северо-запад, в бассейне Кели, они вновь появляются, причем мощность конгломератовых прослоев составляет 0,3—0,4 м (Шутов, 1953 г.).

На восток от берандинского разреза свита описана А. В. Вихертом и Е. А. Шекуновым (1954 г.) и В. Н. Андриановым (1952 г.). Последний исследователь объединил описываемую свиту с покрывающей ее эчийской свитой (см. ниже описание эчийской свиты), выделив одну песчано-сланцевую свиту. В средней ее части, соответствующей верхам берандинской свиты, В. Н. Андрианов отмечает редкие линзы конгломератов и грубозернистых песчаников, перекрываемых иногда углисто-глинистыми сланцами с отпечатками *Noeggerathiopsis* sp. indet., *Samaropsis* sp. и др. В крайнем восточном районе широтного участка Верхоянья, в междуречье Томпо и Хунхады, отложения, сопоставляемые с породами берандинской свиты и описанные В. Н. Андриановым (1955 г.) под названием нижней подсвиты нижнехунадинской свиты, представлены черными песчано-глинистыми сланцами с редкими прослоями мелкозернистых песчаников; грубозернистые породы здесь полностью отсутствуют. Комплекс фауны, встреченный в средней части свиты, содержит формы, общие с фауной берандинской свиты на Барае и Тукулане: *Productus ex gr. cancriniformis* Tschern., *Aviculopecten ex gr. mutabilis* Lich., *Fenestella*, *Polypora* sp. и др.

Общая мощность берандинской свиты юго-западного склона меняется по его простиранию от 1500 до 1000 м. В направлении вкост простирания широтного участка разрез свиты делается более тонкозернистым. Сокращаются песчаные пачки, замещаясь алевролитовыми породами. Одновременно происходит увеличение мощности отдельных главным образом алевроново-сланцевых пачек. На северо-восточном склоне разрез возрастных аналогов берандинской свиты описан в верховьях Тукулана, по р. Нельгехе и в верховьях Уяны А. С. Каширцевым и А. В. Вихертом (1954 г.). В области сопряжения широтного участка с Восточным Верхояньем соответствующие отложения описаны В. С. Абрамовым (1952). Во всех случаях свита состоит из чередования мощных пакетов сланцев и черных алевролитов с менее мощными

песчаными пачками. Б. С. Абрамов указывает на некоторое увеличение мощности и числа песчаных пачек к верхам разреза свиты. Общая мощность свиты по восточному склону не превышает 1000 м.

Из разных разрезов барандинской свиты на северо-восточном и юго-западном склонах собрана богатая фауна: *Productus verchoyanicus*, *Pr. kharaulakhensis*, *Pr. cancriniformis* var. *janischewskianus*, *Pr. ussuricus*, *Pr. kolymaensis*, *Pr. jacuticus*, *Pr. mammatiformis*, *Chonetes novozemliaensis*, *Pseudosyrina tuculanicus* и др. По заключению А. С. Каширцева, фауна берандинской свиты содержит много эндемичных форм, однако весь комплекс в целом достаточно четко указывает на ее принадлежность к верхней половине нижней перми, представляя в какой-то мере фауну артинского яруса.

Комплекс коррелирующих минералов для пород берандинской свиты юго-западного склона чрезвычайно характерен: эпидот и цоизит (до 50%), ортит (единичные проценты или следы), гранат (10%), титан-содержащие минералы (группа анатаза, брукита, 15—20%) и др.

Следует лишь оговориться, что вертикальное распространение указанной минеральной ассоциации совпадает с объемом берандинской свиты в центральном районе участка. При движении на юго-запад граница установленной ассоциации спускается несколько вниз по разрезу берандинской свиты, так что верхи описываемой свиты характеризуются там (бассейн Кели) слюдястой ассоциацией, широко распространенной в породах вышележащей эчийской свиты широтного участка.

Кыгылтасская свита ($P_1^{2(kig)}$)

Кыгылтасская свита центрального участка Верхоянья протягивается в виде трех узких полос вдоль складчатой структуры хребта. Наиболее западная короткая полоса располагается на западном склоне недалеко от фронтальной линии гор (р. Бегиджан), где кыгылтасская свита выступает в ядре антиклинальной складки (В. В. Панов, 1955 г.). Две другие полосы располагаются в приводораздельной области, по западному и восточному склонам хребта, слагая центральные части антиклинальных структур. Кыгылтасская свита связана также постепенным переходом с более древней солончанской свитой, отличаясь от последней по исчезновению мощных песчаных пачек. Свита представлена сланцево-алевритовыми породами, ритмически чередующимися с пачками мелкозернистых песчаников и алевролитов.

Грубозернистые породы в ней отсутствуют, если не считать единичного пласта гравелита (мощность менее 1 м) и тонких пропластков пуддинговых конгломератов в верхах разреза свиты.

Некоторое обогащение песчаным и, реже, гравийным материалом наблюдается в крайне северных разрезах кыгылтасской свиты центрального участка на Бегиджане (А. В. Лейпциг, 1954 г.).

На восточном склоне центрального участка кыгылтасская свита образована тем же ритмичным чередованием тонкозернистых пород: сланцами, алевритами и тонко-, реже среднезернистыми песчаниками (см. фиг. 5).

В кыгылтасской свите встречена обильная фауна: *Productus verscoyanicus*, *Pr. aagardi*, *Pr. tuberculato — cristatus*, *Pr. lutkewitschi*, *Pr. cancriniformis*, *Pr. peregrinus*, *Neophricodothyris asiatica*, *Fenestella* cf. *basleoensis*, *Pleurophyllum* sp. nov. А. С. Каширцев обратил внимание на интересный факт; фауна, встреченная в берандинской и в кыгылтасской свитах, наряду с общими формами содержит много видов, обнаруженных только в широтном или только в центральном участках.

Комплекс тяжелых минералов кыгылтасской свиты резко отличен

от таковых берандийской свиты. В составе тяжелой фракции обнаружены лейкоксен (до 35%), ильменит (15—20%), циркон (5—10%), турмалин (2—3%), хлорит (10—13%) и апатит (до 10%), при общем очень низком содержании выхода тяжелой фракции (0,01—0,1%). Если породы берандинской свиты по комплексу тяжелых минералов четко отбиваются от нижележащих отложений, то кыгылтасская свита вместе с более древними слоями перми охарактеризована единым минеральным комплексом.

Различный минеральный состав пород кыгылтасской и берандинской свит наряду с изменениями видового состава фауны дают основание считать, что в нижнепермское время существовал какой-то барьер (возможно, подводный), разделяющий центральный и широтный участки бассейна.

Общая мощность кыгылтасской свиты выдерживается по всему участку: на северо-восточном склоне хребта 800 м; на западном склоне от 1000 до 1200 м.

Эчийская свита ($P_1^{\text{эчийская}}$)

Эчийская свита широко распространена в обоих участках Верхоянья. На юго-западном склоне свита обнажается в виде узкой полосы (1—5 км), протягивающейся по периферии крупных структур, сложенных нижнепермскими породами. В отдельных пунктах наблюдается ингрессивное залегание свиты на различных слоях нижнепермских отложений. Так, в районе среднего течения Бараи эчийская свита налегает на различные горизонты берандинской свиты, косо срезая периклиналильное погружение крупной антиклинальной структуры, образованной слоями толчанской серии и берандинской свиты. Переходя на северо-восточный склон хребта, свита резко увеличивается в своей мощности и обнажается уже в виде широких полос вдоль приводораздельных районов, слагая там крупные синклинали коробчатой формы. В отличие от всех предыдущих свит разрез эчийской свиты идентичен на широтном и центральном участках Верхоянья.

На юго-западном склоне свита представлена черными алевролитовыми сланцами с редкими и маломощными прослоями темно-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников. В сланцевых пачках свиты часто присутствуют крупные (до 1—2 м) конкреции глинистого сидерита и стяжения пирита (до 0,1 м).

В крайнем восточном районе широтного участка свита описана В. Н. Андриановым (1955 г.) под названием верхней подсвиты нижнехунхадинской свиты мощностью в 300—400 м. Далее к западу разрез свиты мощностью в 400 м изучен А. В. Вихертом, Е. А. Шелгуновым в бассейне Уяны. Работавший в этом районе В. Н. Андрианов (1952 г.) объединил отложения эчийской свиты с более древним комплексом, выделив их под названием песчано-сланцевой свиты. Однако, как это видно из сопоставления разрезов (фиг. 7), верхние две сланцевые пачки общей мощностью 400—500 м с фауной *Productus verchoyanicus* Fred., *Productus aff. praepermicus* «песчано-сланцевой» свиты В. Н. Андрианова легко параллелизуется с эчийской свитой.

В бассейне Западной Градыги, Бараи и Кели эчийская свита, изученная Шутовым (1952 г.) и Каширцевым и Вихертом (1953 г.), сохраняет свой сланцевый состав и содержит тот же комплекс фауны — *Productus verchoyanicus*, *Productus kharaulakhensis* и др.

По р. Тумаре эчийской свите соответствует средняя сланцевая часть IV свиты А. С. Каширцева общей мощностью до 600 м. Покрывающая и подстилающая пачки, содержащие пакеты песчаников, соответствуют, очевидно, кыгылтасской и нижнеэндыбальской свитам (см. фиг. 5).

В бассейне Неры эчийская свита впервые была выделена Н. П. Херасковым (1938); позже она описана А. В. Зимкиным (1944 г.) и В. Д. Шутовым (1951 г.). Следует отметить, что А. В. Зимкин явно зависил мощность эчийской свиты (700 м), отнеся к ней и низы покрывающей эндыбальской свиты, содержащей уже мощные пакеты песчаников. По нашим данным, мощность эчийской свиты в верховьях Неры не превышает 400 м.

В более северных районах свита описана в последнее время Г. С. Борушко и Р. И. Ушаковым (1954 г.) в бассейне р. Юндюлюнг и А. В. Лейпцигом (1954 г.) по р. Бегиджан. По данным последнего исследователя, описавшего эчийскую свиту под названием «глинистой» свиты, в ее разрезе наряду с аргиллитами много прослоев алевролита и мелкозернистого песчаника, а в самых низах отмечаются прослои гравелитов с включением гальки известковистых алевролитов и песчаников. В песчаных прослоях свиты обнаружена фауна: *Chonetes brama*, *Productus verchoyanicus*, *Rhynchopora* cf. *variabilis*, *Yakutoceras aldanensis* и др. Мощность свиты равна 460 м.

Таким образом, сланцевый состав свиты выдерживается по простиранию всего юго-западного склона Верхоянья. Удивительно постоянна и мощность свиты, изменяющаяся лишь в пределах 400—500 м. Однородный литологический состав эчийской свиты и ее постоянная мощность придает этим отложениям значение маркирующего горизонта при геологосъемочных работах на юго-западном склоне Верхоянского хребта.

По комплексу тяжелых минералов в пределах эчийской свиты выделяются две провинции: слюдисто-хлоритовая ассоциация с постоянным присутствием мусковита (до 40%), характерная для пород широтного участка Верхоянья; цирконово-рутиловая ассоциация с турмалином (2—10%) и апатитом (до 16%), фиксирующаяся в породах центрального участка.

Некоторые изменения в пределах эчийской свиты, как это установил в последнее время А. В. Вихерт (1956), наблюдаются в направлении, перпендикулярном простиранию складчатой структуры Верхоянья. На северо-восточном склоне хребта свита увеличивается в мощности более чем в три раза, сохраняя при этом свой сланцевый состав. Такое нарастание мощностей происходит не постепенно, а резким скачком. Так, мощности эчийской свиты, замеренные в ряде пересечений западного склона хребта (например, по Тукулану и Барае), не обнаруживают никакой тенденции к их возрастанию в северо-восточном направлении (400—350 м). В приводораздельной же полосе северо-восточного склона мощность свиты уже превышает 1000 м. По всему восточному склону хребта свита представлена мощными пачками аргиллитов и сланцев с редкими прослоями песчаников. Некоторые пачки аргиллитов содержат в большом количестве конкреционные стяжения пирита, окисление которого придает породам характерный «ржавый» облик.

Наиболее полный разрез эчийской свиты по восточному склону изучен А. В. Вихертом (1956), А. С. Каширцевым и Е. А. Шелгуновым в районе верховьев Уяны и Бараи. Мощность свиты превышает в обоих случаях 1400 м. В нижней половине свиты собрана фауна: *Fenestella* cf. *basleoensis*, *Polypora* sp., *Productus koninckianus*, *Pr. cancriniformis* var. *janischewskianus*, *Pr. kolymaensis*, *Pr. jakuticus*, *Pr. verchoyanicus* var. *nov.*, *Pr. kolymaensis* var. *rugosa*. Аналогичная фауна собрана и в верхней половине свиты другого разреза (см. фиг. 7). В крайне восточных районах, в зоне смыкания широтного участка с Восточным Верхояньем, эчийская свита описана в 1954 г. Б. С. Абрамовым (1957) под названием «верхней» свиты нижней перми. Свита представлена толщей

алевритово-пелитовых черных сланцев с редкими прослоями песчаников мощностью 0,5—5 м, реже, до 25 м. Общая мощность свиты, по Б. С. Абрамову, не менее 900 м. Руководящей фауны не обнаружено, однако названная свита хорошо параллелизуется с эчийской по своему литологическому составу и стратиграфическому положению. Свита венчает разрез нижнепермских отложений и перекрывается отложениями верхней перми с типичной фауной колымий.

На восточном склоне центрального участка эчийская свита изучена в Эндыбальском районе и на территории Бытантай-Билляхского междуречья (А. В. Зимкин, 1944—1949 гг., И. И. Поляков, 1952 г.) Для этих районов характерны сланцевый состав пород и значительные мощности — более 1000 м.

По своему стратиграфическому положению и фаунистической ассоциации эчийская свита должна быть отнесена к самым верхним горизонтам нижней перми, являясь в какой-то мере аналогом кунгурского яруса европейской схемы расчленения.

* * *

Нижнепермские отложения протягиваются далеко на север, слагая центральную часть складчатой структуры Верхоянья на меридиональном участке хребта. Наиболее полный разрез их изучен на территории Хараулаха, где в течение ряда последних лет проводились геологосъемочные и тематические работы сотрудниками Института геологии Арктики.

В основании нижней перми залегает мощная серия фаунистически охарактеризованных отложений, относимых к верхнему карбону и выделенных В. М. Лазуркиным в агалохскую свиту (C_3). Выше агалохской свиты залегает сланцевая серия, напоминающая в отдельных интервалах разреза флишoidные слои и обладающая общей мощностью около 2500 м. Эти отложения первоначально были выделены А. А. Межвилком в тиксинскую свиту, возраст которой условно определялся этим исследователем как верхнекарбонный. В. М. Лазуркин доказал нижнепермский возраст (сакмарский ярус) этой сланцевой серии и последняя была выделена им под названием каптинской свиты. Название «тиксинская» было переведено в ранг серии, характеризующей осадки нижнего отдела перми, залегающие между фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего карбона и слоями с широким распространением фауны *Productus verchoyanicus* Fred. По своему стратиграфическому положению каптинская свита хорошо параллелизуется с отложениями толчанской серии более южных участков Верхоянья.

В разрезе хребта Орулган к этим отложениям должны быть отнесены три нижние, существенно сланцевые свиты общей мощностью около 3000 м, выделенные И. П. Атласовым в бассейне Натары. Это тем более вероятно, что перекрывающая их свита характеризуется в разрезе Натары песчано-сланцевым составом, причем, как указывает Атласов, в южном направлении происходит дальнейшее увеличение в ее разрезе роли песчаных слоев, находящихся в груборитмичном чередовании со сланцевыми пачками. Анализ ближайших разрезов в северной части центрального участка Верхоянья, по его западному и восточному склонам (Бегиджан и Бытантай), показывает, что песчано-сланцевая свита может быть уверенно сопоставлена только с кыгылтасской свитой.

Таким образом, невзирая на слабую стратиграфическую изученность хребта Орулган, где еще не найдена фауна и не произведено расчленение разреза перми на отделы, нижние свиты нижней перми уверенно

протягиваются вдоль всего Верхоянского хребта от Сетте-Дабана до Хараулахских гор.

Выше каптинской свиты в Хараулахских горах залегает сланцевая свита, выделяемая А. А. Межвилком и В. М. Лазуркиным под названием верхоянской. Свита содержит богатую фауну — все руководящие формы верхней части нижней перми Верхоянья (*Productus verchoyanicus*, *Chonetes brama* Fted. и др.). Литологически свита представлена пачками черных глинистых сланцев и алевролитов с малочисленными прослоями мелкозернистых аркозовых песчаников мощностью до 1—2 м. В основании залегает стометровая пачка средне- и мелкозернистых песчаников. Мощность свиты меняется в широтном направлении. В области западного склона ее мощность не превышает 450 м; при движении на восток она возрастает до 1400 м. Во всех случаях свита перекрывается более песчаными отложениями верхней перми с характерной фауной колымий. Верхоянская свита Хараулаха по комплексу фауны и литологическому составу соответствует эчийский и, возможно, кыгылтасской свитам южных участков Верхоянья. Меньшая мощность верхоянской свиты, по сравнению с суммарной мощностью эчийской и кыгылтасской свит более южных участков, по-видимому, связана с выпадением из разреза кыгылтасской свиты песчаных слоев, что отмечалось И. П. Атласовым при прослеживании аналога кыгылтасской свиты по простиранию Орулганского хребта. Не исключена также возможность частичного выклинивания нижних слоев кыгылтасской свиты при движении на север, в область Хараулахских гор. Об этом свидетельствует стратиграфический перерыв в основании верхоянской свиты, установленный А. А. Межвилком, хотя этот перерыв и не подтверждается более поздними работами В. М. Лазуркина (1957).

Таким образом, максимальная мощность нижней перми меридионального участка достигает 4000 м, на центральном участке она снижается до 2500 м и, наконец, в области широтного участка Верхоянья вновь достигает 4000 м.

Верхняя пермь

Эндыбальская серия (P_2)

Отложения верхней перми развиты по периферии верхнепалеозойского поля ядра Верхоянского мегантиклинория. Полоса их развития прослеживается по обоим склонам хребта, сужаясь до 5—10 км на широтном участке и значительно расширяясь в области центрального участка Верхоянья (до 50—65 км).

В целом породы верхней перми по сравнению с нижнепермскими отложениями характеризуются более песчаным составом и значительно меньшей уплотненностью.

Нижнеэндыбальская свита (P_2^{nend})

Нижнеэндыбальская свита широко распространена как в широтном, так и в центральном участке Верхоянья, протягиваясь почти вдоль всего контакта с нижнепермскими породами. Залегание ее часто осложнено мелкой складчатостью, чешуйчатыми надвигами, иногда сильно затрудняющими послойное изучение свиты.

Свита связана постепенным переходом с нижележащими отложениями эчийской свиты, однако такое соотношение не выдерживается по всему юго-западному склону. В отдельных районах, например, по Барае (Вихерт, 1955 г.), на широтном участке, и в бассейне р. Бегиджан

(Лейпциг, 1954 г.), на центральном участке, свита ложится с отчетливым трансгрессивным несогласием на отложения эчийской свиты. На северо-восточном склоне переход нижнеэндыбальской свиты в эчийскую всюду постепенный, сильно затрудняющий проведение границы между P_1 и P_2 .

Нижнеэндыбальская свита на юго-западном склоне образована сложным переслаиванием мощных флишоидных пачек (до 150—300 м) с единичными пластами (до 3—5 м) или пачками песчаников (до 30—50 м). Флишоидные пачки состоят из ритмичного чередования алевритово-пелитовых и песчаных прослоев мощностью от 0,3 до 2,0—3,0 м.

Наиболее характерные разрезы свиты изучены нами в бассейне. Неры и правого притока Кели — р. Джарон¹. В указанных районах разрезы свиты объединяют наиболее мощные пачки флишоидного строения, достигающие на Нере 300—350 м. Песчаные пачки концентрируются главным образом в нижней половине свиты. Мощность свиты на Нере достигает 1400 м; в бассейне Джарона она не превышает 1200 м. Комплекс фауны, встреченной в самых низах свиты, содержит типичные верхнепермские формы: *Kolymia* sp., *Kolymia pterinaeformis*, *Pleurotomaria* и др.

В зоне сопряжения центрального участка с широтным, в бассейне Тумары, разрез свиты изучен А. С. Каширцевым (1951 г.). Судя по описаниям этого исследователя, характер отложений не меняется. Следует отметить, что нижняя пачка «частого переслаивания песчано-глинистых пород», отнесенная А. С. Каширцевым к эчийской свите и представляющая собой типичный флишоид, должна рассматриваться в объеме нижнеэндыбальской свиты. В низах свиты обнаружен 2-метровый слой органогенного известняка с богатой фауной типичных верхнепермских форм (*Kolymia inoceramiformis* Lich.).

К северо-западу и юго-востоку от бассейна Тумары-Кели в разрезе нижнеэндыбальской свиты увеличивается число и мощность песчаных пластов (разрезы по р. Юндюлюнг на центральном участке, и в бассейне Западной Градыги и Уяны на широтном участке). И, наконец, в крайне северном районе, на р. Бегиджан, и в восточном окончании широтного отрезка — на р. Хунхаде — появляются линзы конгломерата. Наряду с увеличением песчаного материала и появлением конгломератовидных прослоев отмечается общее увеличение мощности прослоев, формирующих флишоидные пачки (от 0,5 до 2,5 м). В подошве песчаных пластов начинают повсеместно отмечаться отчетливые следы размыва на границе с алевритово-пелитовыми пачками. Мощность свиты (1000—1200 м) выдерживается вдоль всего склона хребта.

Комплекс тяжелых минералов отличается большим постоянством в породах как широтного, так и центрального участков (от бассейна Бараи на востоке до Бегиджана на севере). Коррелирующими минералами свиты являются циркон (18—45%), турмалин (8—12%), хлорит (80—20%), лейкоксен (до 45%); на севере наблюдается также повышенное содержание апатита (до 22%) и рутила (до 8%).

При переходе нижнеэндыбальской свиты на северо-восточный склон хребта разрез ее существенно изменяется (Вихерт, 1955 г.). Флишоидные пачки исчезают, замещаясь груборитмичным чередованием слоев и пачек по 10—50 и даже 100 м мощности. На восточном склоне центрального участка наблюдается равное соотношение песчаных и алевритово-сланцевых пород (Зимкин, 1957). По северо-восточному склону

¹ Первоначально нижнеэндыбальская свита на широтном участке выделялась нами под названием джаронской, от чего мы впоследствии отказались, распространив название нижнеэндыбальской свиты на комплекс флишоидных отложений, прослеживающийся по всему юго-западному склону Верхоянья.

участка мощность сланцевых пачек, как отмечает А. В. Вихерт, в несколько раз превышает мощность песчаных. Разрезы нижнеэндыбальской свиты на северо-восточном склоне описаны разными авторами в ряде пунктов (см. фиг. 5). Мощность свиты несколько превышает мощность нижнеэндыбальской свиты по юго-восточному склону, достигая 1700—1800 м. Исключение составляет наиболее восточный разрез свиты в бассейне Томпо (Абрамов, 1957) (см. фиг. 5). Палеонтологическая характеристика всей свиты достаточно четкая. Здесь присутствуют остатки спириферид казанского типа — *Spirifer stuckenbergi*, *Sp. ex gr. rugulatus*, *Sp. keyserlingi* и ряд видов рода *Kolymia* (*Kolymia inoceramiformis* К. *pterineaeformis*, *K. alata* и др.). К руководящим видам относятся также ископаемые формы продуктид, например *Productus obrutschewi* и др.

По заключению А. С. Каширцева и А. Ф. Ефимовой, возраст нижнеэндыбальской свиты может быть с уверенностью установлен как нижняя половина верхней перми (казанский ярус). А. Ф. Ефимова отмечает, что в комплексе фауны, собранной из описываемой свиты, много форм, сходных с формами казанского яруса Русской платформы (Зимкин, 1957).

Хоралыгская свита (P_2^{chor})

Хоралыгская свита распространена по юго-западному склону широтного участка Верхоянья. Обнажается она в виде узкой складчатой полосы к северу от Якутского передового хребта, образованного уже комплексом мезозойских пород. В бассейне Кели поле хоралыгской свиты значительно расширяется. В этом районе свита образует две крупные антиклинальные складки, сложенные в ядре нижнеэндыбальской свитой, а в узком синклинальном перегибе — нижнетриасовыми породами. С подстилающими отложениями свита связана постепенным переходом. Разрез свиты на всем протяжении склона имеет однотипный характер. Это мощные однородные пачки черных комковатых алевролитов, иногда с редкими прослоями аргиллитов и сидеритов, перемежающиеся по разрезу с такими же мощными пакетами светлых крупно- и среднезернистых песчаников. Среди пачек песчаников попадают пласты, содержащие рассеянную гальку кварцитов, эффузивов, кремней и других пород размером до 3—4 см. Средняя мощность пачек колеблется в пределах 50—120 м. По Западной Градыге (якутское название р. Хоралыг) в нижней части свиты нами была обнаружена обильная фауна фораминифер. А. А. Герке были определены следующие формы: *Nodosaria* ex gr. *noinskii* Tscherdynzev, *N. aff. elabugae* Tscherdynzev, *N. cf. solidissima* Gerke, *N. cf. incebrata* Gerke, *Lingulinella* cf. *arctica* Gerke, *Fronicularia* cf. *planilata* Gerke sp. А. А. Герке указывает, что такие формы, как *Nodosaria* cf. *incebrata* Gerke, *N. cf. solidissima* Gerke и *N. aff. elabugae* Tscheg приурочены исключительно к верхнепермским отложениям, в частности, они широко развиты в отложениях казанского яруса Нордвикского района. Один из указанных видов известен также из казанского яруса востока Русской платформы. Наряду с микрофауной в разрезе свиты обнаружены и верхнепермские пелелиподы: *Kolymia pterineaeformis*, *Kolymia* sp.

При движении к востоку в разрезе свиты наблюдается резкое повышение количества гальки. Так, В. Н. Андрианов в верхах пермского разреза по Уяне описывает песчаную толщу, содержащую множество линзовидных прослоев конгломерата, состоящего из галек кварца, кислых эффузивов, филлитов и кварцитов. В песчаных прослоях обнаружены им, а позднее А. В. Вихертом и А. С. Каширцевым, *Kolymia* cf.

alata Popow и *K. pterineaeformis* (Вихерт, 1956). Наконец, в самом восточном районе широтного участка хоралыгская свита описана В. Н. Андриановым (1955 г.) в бассейне Томпо под названием верхнехунхадинской свиты. Разрез свиты общей мощностью около 600 м сложен почти исключительно мелко- и среднезернистыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов. В песчаниках встречены *Kolymia* ex gr. *pterineaeformis* Popow и *Bellerophon* aff. *jonesianus* Kon.

К северо-западу от разреза свиты по Западной Градыге наблюдается постепенное сокращение мощности песчаных пачек. Так, в разрезах хоралыгской свиты, изученных нами по Ыбыкану и Тынкычану, мощные песчаные пачки разбиты на отдельные пакеты, находящиеся в чередовании с алевроново-сланцевыми сериями мощностью от 0,5 до 5 м. В таких аргиллитовых пачках часто встречаются углисто-глинистые сланцы, переполненные отпечатками *Paracalamites* sp., *Neoggerathiopsis* sp. Мощность свиты не превышает 500 м. Коррелирующими минералами хоралыгской свиты являются гранат (10—15%), циркон (15—20%), турмалин (6%) и лейкоксен (30—40%). Очень характерно присутствие граната, минерала, редкого для комплекса обломочных минералов перми.

Верхнеэндыбальская (нерская) свита (P₂^{end})

Верхнеэндыбальская свита, развитая по западному склону центрального участка Верхоянья, возрастной аналог хоралыгской свиты широтного участка. Особенностью этих отложений является наличие в них пластов каменных углей, достигающих максимальной мощности (до 2 м) в центральном районе. Верхнеэндыбальская свита прослеживается в виде нескольких широких полос, протягивающихся вдоль западного склона хребта. Наиболее западные выходы свиты установлены в последнее время геологами Якутского геологического управления в среднем течении Лямпески, Дянушки и Кюндюдея, где породы свиты обнажаются в узких сводах антиклинальных передовых складок, сложенных комплексом мезозойских отложений.

В отличие от хоралыгской свиты ее возрастные аналоги на центральном участке образованы серией ритмичных чередований песчано-алевроново-аргиллитовых пород, содержащих часто в средней части ритма пласты каменного угля. Мощность отдельных ритмов в центральном районе участка колеблется от 5 до 25 м. В центральном районе участка разрез свиты изучен В. И. Мельниковым (1954 г.) по правым притокам Дянушки.

В. М. Мельников отмечает, что в бассейне Хоронху и Телги (правые притоки Дянушки) толща угленосных отложений имеет строго ритмичное строение. Наиболее полный ритм, достигающий мощности 20—25 м, представлен следующими слоями (снизу вверх):

- 1) песчаник мелкозернистый, реже среднезернистый, грубослоистый;
- 2) песчаник мелкозернистый, алевроитовый, тонкослоистый, с растительным детритом;
- 3) алевролит тонкослоистый, песчанислый внизу и массивный, иногда комковатый наверху, в верхней части отпечатки флоры;
- 4) уголь, в основании пласта часто маломощный прослой углстого аргиллита;
- 5) алевроиты, аналогичные алевролитам третьего слоя 3;
- 6) тонкослоистые мелкозернистые песчаники.

Пласт угля, как правило, помещается в середине ритма, что придает последнему симметричное строение с хорошо развитой трансгрессивной и регрессивной сериями. В низах и верхах разреза свиты часто наблюда-

дается выпадение 2 и 3-го элементов ритма. В этих случаях почва угольного пласта развивается непосредственно на грубослоистом песчанике. В средней части разреза наблюдается выпадение 4-го, а иногда 5 и 6-го элементов. Наиболее полная мощность угленосной толщи (верхнеэндыбальской свиты) наблюдается в бассейне р. Юндюлюнг. По данным геологов Якутского управления Г. С. Борушко и А. И. Ушакова, свита достигает 1800 м мощности.

По литологическим признакам и характеру угольных пластов свита расчленена на две подсвиты: нижнюю, состоящую из пачек переслаивания песчаников алевролитов и аргиллитов мощностью от 2—3 до 20—30 м с редкими прослоями каменного угля не более 0,2 м, и верхнюю, содержащую более мощные пакеты песчаников до 60 м с углями мощностью до 2 м. В породах нижней подсвиты особенно часто встречаются знаки ряби, трещины усыхания и бугристая поверхность наслоения, говорящие о мелководном характере угленосного бассейна. В нижней и верхней подсвитах обнаружена фауна колымий (*Kolymia* sp.). Мощность подсвиты 700 м.

При движении в периферийные районы участка мощность свиты, количество пластов углей и их мощность постепенно сокращаются. В районе Бегиджана угленосная свита, описанная А. В. Лейпцигом (1954 г.), достигает мощности 1200 м, причем угольные пласты фиксируются лишь в ее верхней половине и не превышают в мощности 0,2—0,6 м. На Орулгане в верхах пермского разреза угли уже отсутствуют; отмечаются лишь прослои углистых сланцев. В южных районах участка верхнеэндыбальская свита описана по Нере А. В. Зимкиным (1946 г.) и В. Д. Шутковым (1951 г.), еще южнее в бассейне Тумары — А. С. Каширцевым (1951 г.). Мощность свиты снижается здесь до 500—800 м, причем по Нере в ней еще фиксируются угли, а в разрезе по Тумаре они исчезают.

Таким образом, максимальная мощность свиты наблюдается в центральном районе участка и постепенно снижается по направлению к его периферии. Однако это направление изменения мощности не единственное. Не менее интересно отметить, что вкрест простираения склона также намечается закономерное изменение мощности. Данных для такого вывода пока еще мало, однако если измеренные мощности свит перенести по простираению на поперечный профиль, то получаются следующие цифры (с запада на восток).

Реки	Мощность, м
Юндюлюнг	1800
Бегиджан	1200
Нера	500
Балбук и Демянджа	250

Достаточно четко вырисовывается уменьшение мощности свиты при движении к центральному ядру Верхоянского мегантиклия.

Минералогическая характеристика пород верхнеэндыбальской свиты близка к той минеральной ассоциации, которая фиксировалась в хоралыгских отложениях. Отмечается присутствие граната, правда процент его содержания резко снижается по сравнению с породами хоралыгской свиты (в среднем 5%), циркона (до 40%), лейкоксена (15—20%) и турмалина (до 10%). Кроме того, наблюдается повышенное содержание рутила (до 10%) и апатита (до 18%).

Из различных разрезов свиты собраны пелециподы (*Kolymia* sp., *Edmondia* sp. и др.) и обильные растительные отпечатки: *Samaropsis* sp., *Paracalamites* sp., *Neoggerathiopsis* sp., *Annularia* sp., *Paracalamites*

sp., *Crassinervi* sp. По р. Нере обнаружен комплекс фораминифер (*Nodosaria* sp. и др.).

Фаунистическая и флористическая характеристика верхнеэндыбальской свиты и ее безугольных аналогов недостаточно четкая. Очень многие формы, широко распространенные в низах верхнепермских отложений, встречаются и в верхах разреза. Однако наряду с ними в самых верхах разреза перми обнаружен ряд характерных видов пелеципод и гастропод (*Bellerophon imtatschanensis*, *Myonia valida* nov. sp., *Pecten* nov. sp., *Allorisma* nov. sp. и др.). Дальнейшее изучение их, по мнению А. С. Каширцева, позволит выявить и руководящие виды, что даст возможность палеонтологически обосновать намечающееся двучленное деление верхнего отдела пермской системы.

Билляхская свита (P₂₂^{bil})

Под этим названием А. В. Зимкиным была выделена верхняя часть верхнепермских отложений на северо-восточном склоне Верхоянья. Свита синхронна верхнеэндыбальской свите, однако в отличие от последней не содержит угольных пластов. Разрез свиты, построенный из мощных песчаных пачек, разделенных пластами черных сланцев и аргиллитов, прослеживается по всему северо-восточному склону хребта. В песчаных пачках встречаются многочисленные прослои и линзы конгломератов с гальками и валунами, достигающими размера 10—20 см.

В бассейне Аркачана — Билляха разрез свиты детально изучен А. В. Зимкиным (1946 г.; 1949 г.). В свите обнаружена обильная флора и редкая фауна: *Kolymia*, *Aviculopecten*, *Pterinopecten* (*Dunbarella*) aff. *rectilaterarius*; из растительных отпечатков отмечены *Noeggerathiopsis* sp., (aff. *N. Tschirocova*), *Phyllothea* (?) sp. (cf. *Ph. striata* Schmal) и др.

В области северо-восточного склона широтного участка разрез билляхской свиты проследили А. С. Каширцев и А. В. Вихерт, описав ее в верховьях Нельгехе и Уяны. Судя по разрезам, приводимым названными исследователями, разрез свиты широтного участка остается без изменения, если не считать некоторое увеличение роли аргиллитово-алевролитовых прослоев. Мощность свиты достигает 1800—2000 м.

В Нельгехинском разрезе, расположенном к западу от описанного, мощность верхней песчано-конгломератовой пачки значительно возрастает, достигая, по данным А. В. Вихерта, 500—700 м. На крайнем востоке широтного участка верхи пермского разреза описаны Б. С. Абрамовым (1957). Данные Абрамова указывают на резкое сокращение мощности свиты. Судя по стратиграфической колонке этого исследователя, мощность отложений, которые могут быть параллелизованными с билляхской свитой, не превышает 500—600 м.

Аналогичное сокращение мощности билляхской свиты наблюдается и на другом конце северо-восточного склона Западного Верхоянья. В бассейне Бытантая билляхская свита, по данным Полякова (1952 г.), сложена песчаными пачками с прослоями конгломератов общей мощностью не более 400 м.

В последний год сотрудником Дальстроя М. В. Полуботко (1957) было установлено, что в билляхскую свиту бассейна р. Эчий ошибочно включались ранне- и нижнетриасовые отложения. Полуботко выделила пермскую свиту, синхроничную по фауне верхнеэндыбальской — хоралыгской свитам западного склона (со специфическими видами пелеципод и гастропод) под названием «молодобской». Каково соотношение билляхской свиты других районов с вновь выделенной молодобской свитой, остается пока неясным.

Отложения верхнего отдела перми, как и комплекс более древних, нижнепермских пород, протягиваются далеко на север, слагая крылья складчатой структуры меридионального участка Верхоянья — хребта Орулгана и Хараулахских гор. Однако фаунистически доказаны они только в пределах Хараулаха. По данным А. А. Межвилка, к верхней перми относится толща песчано-сланцевых пород, выделяемых этим исследователем в хараулахскую свиту (1954 г.). От нижней перми свита отчленяется по появлению грубозернистых песчаников, содержащих толстостенную фауну пелеципод. А. А. Межвилк указывает, что при движении на восток мощность свиты резко возрастает. По западному склону Хараулаха, на р. Булкур ее мощность не превышает 450 м, а в центральной полосе верхнепермского поля Хараулаха достигает 1100 м. В пределах последней полосы свита интенсивно дислоцирована, что сильно затрудняло ее изучение, однако А. А. Межвилк указывает на незначительные фаунальные отличия свиты по сравнению с ее разрезом, детально изученному по Булкуру.

По р. Булкур свита начинается крупнозернистыми аркозовыми песчаниками с многочисленными линзами конгломератов (мощность 10—20 см). Выше по разрезу идет чередование флишоидных пачек с пачками средне- и мелкозернистых песчаников. Мощность флишоидных пакетов не превышает 50 м.

Из различных разрезов свиты А. А. Межвилком собрана обильная фауна пелеципод, гастропод и брахиопод. Ее монографическое описание произвел М. В. Куликов (1955), выделив в качестве руководящих форм для верхней перми следующие виды: *Kolymia inoceramiformis* Lich., *K. alata* Popow, *K. pterineaeformis* Popow, *K. lenae* Kul. (sp. n.), *Productus obrutschewi* Lich. и др.

В последние годы в верхах разреза хараулахской свиты обнаружен специфический пелециподово-гастроподовый комплекс фауны, аналогичный формам, характерным только для верхнеэндыбальской — хоральгской свит южных участков Верхоянья. Вертикальное распространение в разрезе указанных видов пока еще точно не установлено. Однако, по данным В. М. Лазуркина (1957₂) и Е. М. Люткевич (1957), эта ассоциация характеризует в основном верхние сто метров разреза свиты и полностью отсутствует в более низких слоях. Предполагается выделение этих отложений в самостоятельный беллерофоновый горизонт. Нижняя граница последнего пока еще неясна.

Верхнепермские отложения Хараулаха хорошо сопоставляются с соответствующими слоями центрального и широкого участков Верхоянья. Нижняя часть хараулахской свиты, в разрезе которой присутствуют флишоидные пакеты, соответствует нижнеэндыбальской свите; отложения беллерофонового горизонта синхронны верхнеэндыбальской, хоральгской свитам.

В области хребта Орулган верхняя пермь, как уже упоминалось выше, пока не выделена. Однако по некоторым косвенным признакам несколько условно мы сопоставляем верхние две свиты разреза по р. Натаре, изученного И. П. Атласовым (1952 г.), с верхнепермскими свитами центрального участка (см. выше описание нижней перми). Нижняя свита (II), состоящая из часто переслаивающихся песчаных и аргиллито-сланцевых прослоев, в какой-то мере напоминает флишоидный разрез нижнеэндыбальской свиты. Ее мощность порядка 1500 м. Верхняя свита (III) состоит из чередующихся песчаных пакетов с пачками углистых сланцев. Мощность свиты 400 м. Многочисленные прослойки гипса, наблюдающиеся в отложениях III свиты и трактовавшиеся

ранее как признак лагунного происхождения осадков, оказались, как это установлено И. П. Атласовым (1957), проявлением гидротермальной деятельности. Углисто-глинистые пачки в III свите сближают ее разрез с угленосными отложениями верхнеэндыбальской свиты центрального участка (см. фиг. 2).

Заканчивая описание верхнепермских отложений, отметим, что их максимальная мощность на юго-западном склоне хребта фиксируется на центральном участке (до 3000 м) и убывает к широтному (1600—1000 м) и меридиональному (2000—1000 м) участкам Верхоянья.

МЕЗОЗОИ

Мезозойские отложения в пределах западного склона Верхоянского хребта представлены мощной толщей терригенных пород триаса, юры и нижнего мела. Распространение триасовых и юрских отложений ограничено сравнительно узкой полосой, приуроченной к периферийной части хребта, где они участвуют в строении узких линейных складок передовых гряд Верхоянья. Наиболее широко распространены породы триаса и юры на центральном участке, где они далеко заходят на западный склон Верхоянского мегантиклинория, слагая ядра синклиналей верхнепермских структур. Значительно большую роль играют триасовые отложения в строении восточного склона Верхоянья, где они выполняют крупную Янскую синеклизу, ограничивающую Верхоянский хребет с востока. Юрские отложения в пределах восточного склона имеют крайне ограниченное локальное распространение и изучены еще очень слабо. Комплекс нижнемеловых осадков тянется широкой полосой вдоль западного склона хребта, участвуя в строении его передовых складок и заходя широким языком в область Вилюйской впадины.

Наиболее полная схема расчленения мезозойских отложений была предложена для центрального участка Верхоянья Н. П. Херасковым в 1934 г. Им были выделены (снизу вверх) следующие свиты.

Свита	Возраст
Кельтерская	T ₁
Байлыкская	I ₁ —I ₂
Чечумская }	I ₃ —Cr ₁
Сангарская }	

На основании наших данных и данных других исследователей, работавших в последние годы на территории Западного Верхоянья, представилось возможным значительно детализировать эту схему.

В. Д. Шутов в пределах широтного участка выделил возрастные аналоги кельтерской свиты под названием хагальжской свиты. Отложения последней существенно фациально и петрографически отличаются от пород кельтерской свиты, что и послужило поводом для их выделения. А. Г. Коссовской была уточнена стратиграфическая схема юрских и меловых отложений.

Следует отметить, что в стратиграфии юрских отложений западного склона Верхоянского хребта до последнего времени существовала значительная путаница. Объясняется это тем, что большинство геологов механически переносили схему Н. П. Хераскова на все Западное Верхоянье, пытаясь уложить в нее разрезы различных районов. В схеме Н. П. Хераскова, предусматривающей, как уже упоминалось выше, выделение в разрезе юры песчано-конгломератовой байлыкской свиты и двух угленосных — чечумской и сангарской, не оставалось места для

мощного комплекса песчано-алевритово-сланцевых пород (мощность 600—1000 м) с морской фауной, залегающего над песчано-конгломератовыми породами байлыкской свиты. Это привело к тому, что данную толщу пород (среди которых в последние годы были сделаны многочисленные находки фауны среднего лейаса, верхнего лейаса и средней юры) стали помещать в различные стратиграфические подразделения схемы Н. П. Хераскова.

Некоторые геологи (С. В. Вышемирский, В. М. Мельников, М. Б. Першуткин и А. В. Лейпциг) относили нижнюю часть данной толщи к байлыкской свите, а верхнюю — к чечумской. Другие, поступая более правильно, оставляли ее в составе байлыкской свиты и выделяли лишь как верхнюю подсвиту последней (Б. А. Руцков, Е. В. Сорокова, Е. А. Бабичев, Г. С. Борушко, А. И. Ушаков). Но так или иначе это приводило к большой неупорядоченности в стратиграфии Западного Верхоянья, следствием чего были затруднения в сопоставлении между собой разрезов различных районов. Значительная доля ответственности за эту путаницу лежит на В. С. Вышемирском, который первый считал возможным отнести к чечумской свите комплекс морских безугольных песчано-алевритовых осадков с фауной *Eumorphotis lenaensis*, в то время как работавший в том же районе Н. П. Херасков четко выделил чечумскую свиту как определенный комплекс угленосных осадков. Вслед за В. С. Вышемирским некоторые геологи Якутского управления также отнесли слои с иноцерамами к чечумской свите, выделив их как нижний безугольный горизонт последней.

Совершенно правильно разделение юрского разреза было дано В. Н. Андриановым, работавшим в восточной части широтного отрезка (Ыбыкан, Уяна, Томпо), отчленившего комплекс песчано-алевритово-сланцевых пород от нижележащей песчано-конгломератовой толщи и верхней угленосной и выделившим благодаря обильным находкам фауны на р. Ыбыкан слои среднего и верхнего лейаса и аалена.

Основываясь на результатах личных работ, исследованиях В. Н. Андрианова, а также результатах геологосъемочных работ геологов ЯКРБ, нам удалось разделить байлыкскую свиту на четыре свиты, придав последней значение серии и четко проследить эти свиты почти вдоль всего западного склона Верхоянского хребта (см. фиг. 8). В составе байлыкской серии выделяются сородогинская (T_3), градытская ($T_3 - J_1^1$), нижнеыбыканская (J_1^{2+3}) и верхнеыбыканская свиты (J_2). Пересмотрен и возраст свит. Так, сородогинская и нижняя половина градытской свиты отнесены к верхнему триасу. Подразделение байлыкской серии на ряд свит позволило хорошо сопоставить и увязать разрезы Западного Верхоянья и Вилюйской впадины, ранее не поддававшиеся точной увязке (см. фиг. 20). Более дробная разбивка была предложена также для чечумской и сангарской серий.

На характеристике материала, положенного в основу выделения предлагаемых свит и обосновании их возраста, мы остановимся ниже, при последующем описании каждой свиты.

Нижний триас

Отложения нижнего триаса имеют ограниченное распространение в пределах Верхоянского хребта, протягиваясь в виде узкой полосы вдоль обоих склонов хребта. На западном склоне, в области центрального участка, поле развития нижнетриасовых пород разбивается на ряд полос, заходящих в пределах складчатого крыла Верхоянской мегантиклинали, выполняя синклиналильные ядра в ряде верхнепермских структур.

Сопоставление схем мезозойских отложений для центрального и широтного участков

Схема Н. П. Хераскова для центрального участка		Схема А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова			
Возраст	Свита	Возраст	Серия и свита		
			Центральный участок	Широтный участок	
J ₃ — Cr ₁	Сангарская	Cr ₁ ^{apt}	Сангарская серия	Эксеняхская свита	
		Cr ₁ ^{пеос}		Батылхская свита	
	Чечумская	J ₃	Чечумская серия	Чечумская серия	Моольская свита Тынкычанская свита
T ₃ — J ₂	Байлыкская	J ₂	Байлыкская серия	Верхнебыканская свита	
		J ₁ ²⁺³		Нижнебыканская свита	
		J ₁ ¹ — T ₃		Градыгская свита	
		T ₃		Сородогинская свита	
T ₁	Кельтерская	T ₂	Перерыв и размыв		
		T ₁	Кельтерская свита	Хагалыкская свита	

В пределах различных участков Верхоянья отложения нижнего триаса претерпевают существенные фациальные изменения, в силу чего мы приводим их описание отдельно для каждого участка.

Кельтерская свита (T₁^{kelt})

Кельтерская свита была выделена Н. П. Херасковым в 1934 г. по правому притоку Неры — Кельтеру. Этот исследователь подразделил ее на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. Верхняя и нижняя подсвиты сложены песчаными пачками, чередующимися с менее мощными пакетами алевролитов и сланцев. Для всех этих пород характерна пестрота их окраски: от сиренево-бурой до светло-зеленой, что придает всей свите специфический пестроцветный облик.

Средняя подсвита сложена черными глинистыми сланцами с многочисленными конкреционными прослоями сидерита. Карбонатные конкреции часто переполнены массивными раковинами цератитов (*Hedenstroemia hedenstroemi* Keys.), характерной формы для средних зон нижнего триаса.

Верхний контакт кельтерской свиты наблюдал в ряде пунктов В. С. Вышемирский (1950 г.). По данным этого исследователя, подош-

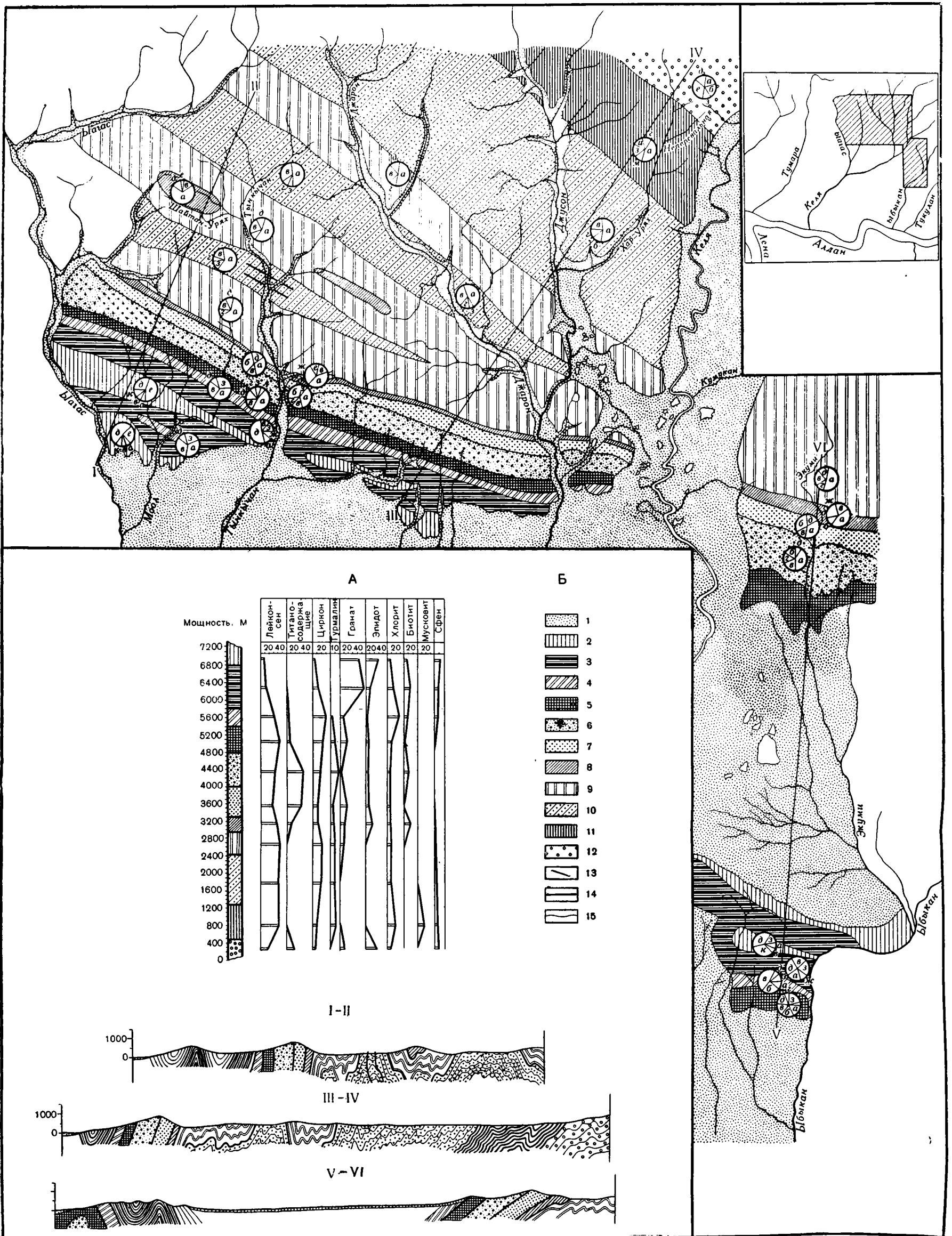
венные слои байлыкской серии ложатся на различные горизонты кельтерской свиты. Максимальная глубина предверхнетриасового размыва достигает максимума в средней части западного склона, где основание байлыкской серии ложится на нижние слои среднекельтерской под-свиты.

В самых низах кельтерской свиты по правому притоку Неры — Онедноты и р. Балбук В. С. Вышемирским была встречена и прослежена по простирацию пластовая залежь диабаз мощностью в 15 м. Залежь диабаз имеет, по мнению В. С. Вышемирского, эффузивное происхождение и принимается этим исследователем за стратиграфическую границу пермских и триасовых отложений. Аналогичные диабазовые тела обнаружены в течение последних лет многими исследователями (Н. П. Егорова, 1951, 1952 гг.; В. Д. Шутов и А. Г. Коссовская, 1952, 1953 гг.; В. Н. Андрианов, 1952, 1953 гг.; А. С. Каширцев и А. В. Вихерт, 1954 г.; и др.), причем на самых различных стратиграфических уровнях от низов нижнего триаса до низов байлыкской серии. Уже одно это обстоятельство делает очевидным невозможность использования этого «горизонта» в качестве границы между двумя системами.

В более северных районах центрального участка отложения кельтерской свиты прослежены в последние годы геологами ЯГУ по р. Дянушке В. М. Мельниковым (1954 г.), в бассейне Юндюлюнга (1954 г.) Г. С. Борушко и А. И. Ушаковым и в междуречье Бегиджан — Собопол А. В. Лейпцигом, Л. И. Санкиной и М. Б. Першуткиным (1954 г.). Во всех указанных районах кельтерская свита сохраняет свой литологический облик. Это в основном песчано-алевритовая толща с характерным пестроцветным составом отдельных слоев. В песчано-алевритовых прослоях часто встречаются сидеритовые и известковистые конкреции. Следует отметить, что отложения нижнего триаса более северных районов обнаруживают повышенное содержание в них карбонатов. Наряду с присутствием известковистых конкреций в отложениях кельтерской свиты северных районов встречаются и сильно известковистые песчаники и алевролиты, переходящие в разности песчаных известняков. Интересно отметить, что на меридиональном участке, уже на юге Орулганского хребта (бассейн Менкgere) в отложениях нижнего триаса отмечаются мощные (до 12 м) пласты собственно известняков (Рущков, 1954 г.).

Трехчленное деление свиты на три подсвиты, предложенное Н. П. Херасковым для отложений бассейна Неры, теряет свое значение в более северных районах, так как черные сланцы средней подсвиты замещаются там пестроцветными породами алевритово-песчаного состава. В нижней части свиты бассейна р. Бегиджан встречена характерная нижнетриасовая форма *Estheria aequale* Lutk. Мощность кельтерской свиты на участке между Дянушкой и Бегиджаном колеблется в пределах 1000—1350 м.

По комплексу минералов тяжелой фракции отложения нижнего триаса прекрасно отбиваются как от более древних — верхнепермских, так и от покрывающих их — байлыкских слоев. В состав тяжелой фракции входит характерная ассоциация эпидота, цоизита, составляющих вместе иногда до 60—70%, ортита (единичные проценты), граната (содержание которого всегда выше, чем в породах верхней перми, до 20—30%); из рудных минералов отмечаются ильменит, магнетит, лейкоксен, гематит и др. Единичными зернами присутствует иногда дистен, и еще реже ставролит. Указанная ассоциация выдерживается по всему центральному участку и на всем его протяжении появление ее четко фиксирует границу пермских и триасовых отложений.



Фиг. 6. Схематическая геологическая карта междуречья Благас — Бибыкан.

Среднее содержание коррелирующих минералов в породах различных свит (в %): а — лейкоксен, б — группа титаносодержащих (анатаз, брукит), в — циркон, г — турмалин, д — гранат, е — эпидот, ж — биотит, з — хлорит, и — мусковит, к — сфен, л — глаукоцит, м — ильменит. А — геологический разрез и его минералогическая характеристика; Б — возрастная характеристика отложений и их условные обозначения

Четвертичные отложения: 1 — современный аллювий; нижнемеловые отложения: 2 — сангарская серия; юрские отложения: 3 — моольская свита, 4 — тынкычанская свита, 5 — ыбыканская свита; отложения юры и триаса: 6 — градыгская свита, 7 — сородогинская свита; нижнетриасовые отложения: 8 — хагалыгская свита; пермские отложения: 9 — хорылагская свита, 10 — нижеэндыбальская свита, 11 — эчийская свита, 12 — берандинская свита, 13 — дибаз; 14 — разрывы; 15 — границы свит. I-II; III-IV; V-VI — геологические профили

Под названием хагалыкской свиты нами выделены отложения нижнего триаса в пределах широтного участка Верхоянья. Свита представляется узкой полосой вдоль поля сплошного развития пермских отложений, участвуя вместе с байлыкской серией в строении мощной мезозойской флексуорообразной моноклинали, примакающей к дислоцированным отложениям верхней перми (фиг. 6).

В западной части широтного участка свита залегает без видимого углового несогласия между комплексом верхнепермских пород и отложениями байлыкской серии, хотя и отделяется от последней крупным стратиграфическим перерывом и базальным конгломератом в основании байлыкской серии (по рекам Ыагас, Тынкычан, Келя). В бассейне Ыбыкана и на Тукулане отложения хагалыкской свиты осложнены микроскладчатостью, хотя заметного несогласия между нею и отложениями байлыкской серии обнаружить еще не удается. И, наконец, по Западной и Восточной Градыгам и по Барае хагалыкская свита интенсивно смята в серию дисгармоничных мелких складок, возникших в результате деформации сланцев свиты, зажатых между мощными песчаными толщами байлыкской и эндыбальской серий. Здесь фиксируется и азимутальное несогласие, особенно четкое между слоями хагалыкской свиты и байлыкской серии. К востоку от Бараи полоса развития хагалыкской свиты резко расширяется, и ее отложения, вместе с нижними слоями байлыкской серии, принимают участие в строении ряда плоских коробчатых складок, наложенных на дислоцированное поле верхнепермских отложений.

Хагалыкская свита представлена чередованием серых (в выветрелом состоянии белесых) тонко- и мелкозернистых слюдистых песчаников мощностью в 6—10 м с пачками тонкого переслаивания тонкозернистых песчаников и темно-серых, иногда почти черных алевролитов и аргиллитов, имеющих конгломератовидную или плитчатую отдельность. В разрезе свиты присутствуют характерные прослои брекчий мощностью от 0,1 до 0,3 см, состоящие из угловатых обломков размером 1—3 см тех же песчаников, алевролитов и сланцев, сцементированных светло-серым мучнистым песчанисто-глинистым материалом. В низах и в верхах свиты отмечаются пачки серых, среднезернистых песчаников, содержащих единичные линзы мелкогалечникового конгломерата. Мощность песчаных пачек достигает иногда нескольких десятков метров. Все породы описываемой свиты в выветрелом состоянии имеют очень характерные голубоватые, лиловатые и зеленоватые тона, позволяющие ясно отличать эти отложения в поле как от верхнепермских, так и от более молодых верхнетриасовых — нижнеюрских.

Аналогичный разрез свиты прослеживается и по правому берегу Бараи, где отложения смяты в серию причудливых складок, осложненных многочисленными разрывами и чешуйчатыми надвигами. К востоку от Бараи полоса нижнетриасовых отложений, как уже упоминалось выше, резко расширяется. Разрез свиты на этом участке описан В. Н. Андриановым (1952 г.), собравшим из средней части свиты фауну *Estheria alquale* Lutk., *Acrodus dunkeri* Auerb. и другие формы нижнетриасового возраста. В. Н. Андрианов отмечает, что верхи свиты содержат мощные пачки зеленовато-серых мелко- и среднезернистых песчаников с редкими линзами и тонкими прослоями конгломератов, состоящих из галек кварца и эффузивных пород. В одном из образцов верхней песчаной пачки найдено несколько зерен спор, напоминающие формы, указанные Е. М. Воеводовой, как характерные для среднетриасовых отложений Северо-Востока СССР (1952 г.). На основании этих

данных В. Н. Андрианов предположил среднетриасовый возраст верхних песчаных пачек мощностью около 250—300 м.

В крайнем восточном районе широтного участка разрез нижнетриасовых отложений прослежен тем же исследователем в бассейне Томпо (1955 г.), где отмечается некоторое увеличение их мощности за счет раздувания средней, сланцевой пачки. В сланцах присутствуют многочисленные известковые конкреции, содержащие фауну *Estheria alquale* Lutk., *Estheria* cf. *gutta* Lutk., *Acrodus dunckeri* Auerb. и др. Общая мощность 700—900 м. Данных в пользу присутствия среднетриасовых слоев нет.

К западу от Восточной Градыги по направлению к центральному участку Верхоянья наблюдается закономерное уменьшение мощности и количества сланцевых пачек. Разрезы изучены в бассейне Ыбыкана и Тынкычана. Наряду с сокращением сланцевых прослоев в разрезе появляются песчаники и алевролиты с бурой и сиреневой окраской, напоминающие соответствующие породы на центральном участке. Таких «пестроцветных» пород почти нет на Ыбыкане, где общий разрез составляет 400—450 м; они появляются лишь в верхней части свиты на Тынкычане. Таким образом, разрез по Тынкычану является как бы промежуточным звеном между типом сероцветного разреза хагалыкской свиты и разрезами красноцветов кельтерской свиты. Мощность его 350—400 м.

В отложениях хагалыкской (по Тынгычану) свиты встречены три пластовых тела диабазов, перемежавшихся с комплексом красноцветных сланцев и песчаников.

По комплексу тяжелых минералов породы хагалыкской свиты хорошо отчленяются как от более древних верхнепермских, так и от более молодых отложений байлыкской серии. Коррелирующими минералами является биотит, содержание которого доходит до 60—70%, характерно также присутствие граната (до 25%), апатита (до 10%), пикотита (единичные проценты), хлоритоида (единичные проценты) и титаносодержащих минералов (до 10%). Постоянно присутствуют лейкоксен (до 25%), циркон (до 15%) и хлорит (до 10%). Следует отметить, что указанная ассоциация выдерживается по всему широтному участку (от Баран до Тынкычана) и только в крайнем западном разрезе (по Тынкычану) в верхах свиты появляется ассоциация, характерная для пород кельтерской свиты центрального участка (эпидот, цонзит, ортит).

Нижнетриасовые отложения северо-восточного склона Верхоянья

Ат-атыгская и джагданская свиты

Нижнетриасовые отложения северо-восточного склона выступают узкой полосой, протягивающейся вдоль всей структуры складчатого Верхоянья, отделяя ее от крупной Янской синеклизы, выполненной мощными терригенными толщами карнийского и норийского ярусов. В пределах центрального участка отложения нижнего триаса выделены А. В. Зимкиным в ат-атыгскую свиту, прослеженную им (1949 г.) и И. И. Поляковым (1952 г.) от бассейна Эчия до Бытынта к северо-западу от Верхоянска. Отложения ат-атыгской свиты без видимого несогласия перекрывают песчаные пачки билляхской свиты. Разрез свиты состоит из пачки частого чередования темных, главным образом, мелкозернистых песчаников и черных глинистых сланцев. Соотношение песчаников и сланцевых пород меняется при переходе от одной пачки к другой, причем пачки с большим содержанием песчаников приурочены к нижней половине свиты. А. В. Зимкин и И. И. Поляков

отмечают сильное окремнение сланцев в нижней половине свиты и большое количество известковистых конкреций в разрезах верхней части свиты. В бассейне Эчия из верхней половины свиты А. В. Зимкиным собрана фауна цератитов и пеллеципод: *Paranorites cf. varuha* Dien., *Paranorites* sp. nov., *Ammonites* sp. indet., *Myalina* sp. indet. aff., *M. putiatinensis* Kipar. (определение Ю. Н. Попова). На Бытынтае в самых низах свиты обнаружена *Estheria* sp. Об истинной мощности ат-атыгской свиты судить трудно, так как значительная ее часть уничтожена предверхнетриасовым размывом. По Эчию видимая мощность свиты составляет около 800 м; в Биллях-Бытынтайском междуречье 400—500 и по Бытынтаю не превышает 100 м. Нижнетриасовые отложения трансгрессивно перекрываются серией осадков карнийского яруса с фауной *Pecten cf. niemalis* Pell., *Pecten cf. suzukii* Kol. и др. Отложения каранийского яруса ложатся на различные слои нижнего триаса и верхней перми.

В пределах северо-восточного склона широтного участка Верхоянья нижнетриасовые отложения установлены Т. Н. Спижарским в верховьях Нельгехе и Сартона (1952 г.) и Б. С. Абрамовым (1952 г.) и Л. П. Смирновым (1954 г.) в верховьях р. Томпо. Последний выделил их в джигданскую свиту. Разрез свиты образован тонким переслаиванием песчаных и глинистых пород общей мощностью до 1000 м. Мощные песчаные пачки отмечаются в нижней половине и в самых верхах свиты.

Свита связана постепенным переходом с верхнепермскими отложениями. В отличие от центрального участка, где нижний триас несогласно перекрывается отложениями карнийского яруса в верховьях Томпо, джигданская свита постепенно переходит в осадки среднего триаса. Б. С. Абрамовым найдена фауна: в нижней половине свиты *Posidonia* sp., *Ophiceras* sp., *Estheria* sp. indet и другие формы, в верхней *Hedenstroemia hedenstroemi* Keys. Такое распределение фауны в разрезе свиты дало Б. С. Абрамову основание для выделения двух горизонтов: нижнего с *Estheria* мощностью в 400 м, и верхнего — геденштремневого аналогичной мощности с большим количеством известковистых конкреций. Выделенные горизонты могут быть сопоставлены с разрезами ат-атыгской свиты центрального участка, в нижней половине которой обнаружена лишь *Estheria* (по Бытынтаю), а в верхней части свиты, содержащей обильные известковистые конкреции, фауна цератитов (по Эчию).

Сравнивая отложения нижнего триаса северо-восточного и юго-западного склонов, следует отметить, что первые отлагались в открытом море, в то время как на западе сильнее чувствуется близость берега и осадки носят часто прибрежно-дельтовый характер. Лишь в отдельные периоды море, широко распространенное на востоке, проникло и в область западного склона, о чем свидетельствует разрез среднекельтерской свиты в бассейне Неры, где встречены обильные *Hedenstroemia hedenstroemi* Keys. и *Hedenstroemia ex gr. mojsisovicsi* Dien. Содержащие их породы сопоставляются с верхним (геденштремиевым) горизонтом нижнего триаса восточного склона.

* * *

Отложения нижнего триаса прослеживаются по всему меридиональному участку Верхоянья как в области Хараулаха, так и на хребте Орулган. В отличие от центрального и широтного участков, область северного Верхоянья характеризуется в период отложения осадков триаса устойчивым режимом прогибания, обеспечившим формирование

непрерывной толщи, представленной всеми тремя отделами системы. В последние годы триасовые отложения были детально изучены сотрудниками Научно-исследовательского института геологии Арктики А. А. Межвилком, В. М. Лазуркиным и Ю. Н. Поповым. Особо следует отметить работы последнего, в которых дана детальная биостратиграфическая схема расчленения триасовых отложений, разработанная этим исследователем для всей территории Северо-Востока СССР. Согласно схеме Ю. Н. Попова, нижний триас делится на два яруса (индский и оленекский) с последующим, более дробным расчленением их на отдельные палеонтологические зоны. Ярусное деление нижнетриасовых отложений в пределах Хараулахских гор и северной части хребта Орулган проведено И. Г. Николаевым, А. А. Межвилком и группой сотрудников НИИГА под руководством В. М. Лазуркина. Следует отметить, что упомянутые районы в эпоху нижнего триаса уже не представляли собой единой в структурном отношении области. По данным А. А. Межвилка, на территории Хараулахских гор после отложения верхней перми устанавливается типичный платформенный режим. Отлагавшиеся осадки имеют здесь незначительную мощность (до 200 м) и хорошо выдерживаются по всей площади. Область Орулганского хребта продолжала интенсивно прогибаться и накопившиеся здесь осадки преобладают по мощности 1000—2000 м.

Отложения нижнего индского яруса представлены толщей глинистых сланцев с редкими прослоями алевритов и обильными карбонатными конкрециями. На Орулгане фиксируются и известняки, образующие мощные пласты, чередующиеся с песчано-сланцевыми пачками. Мощность индского яруса от 150 м на Хараулахе до 1200 м до Орулгане. К руководящим формам относятся различные *Estheria* и *Paranorites*. Отложения оленекского яруса литологически трудно отделимы от нижележащих слоев триаса. По данным В. М. Лазуркина, они представлены преимущественно сланцами морского происхождения и связаны постепенными переходами с подстилающими слоями. Отложения оленекского яруса характеризуются обильным комплексом аммонитов.

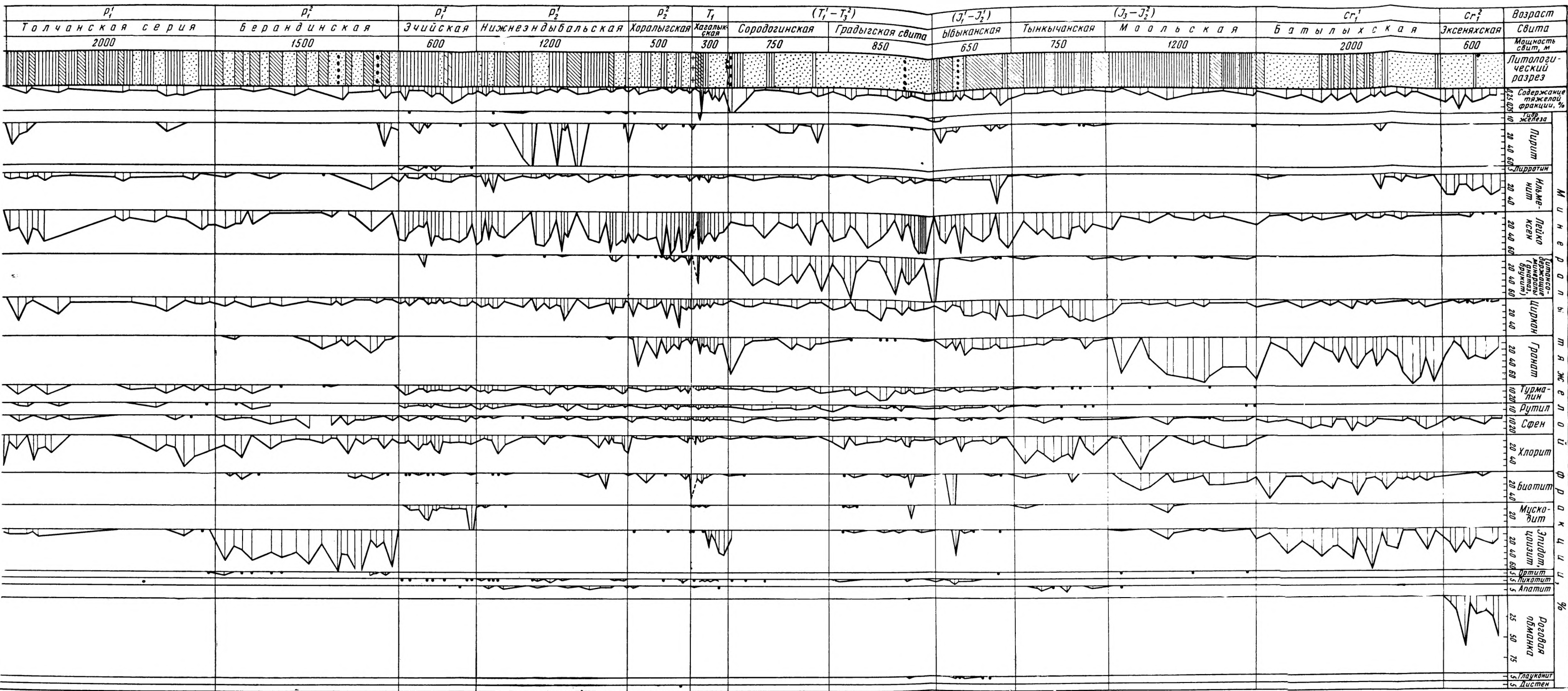
Суммарная мощность нижнетриасовых отложений на Орулгане достигает 2000 м.

По комплексу фауны отложения индского яруса Хараулаха и Орулгана хорошо сопоставимы с ниже- и среднекембрийскими подсвитами центрального участка и хагалыкской свитой широтного участка Верхоянья. Отложения оленекского яруса соответствует верхнекембрийская подсвита. Присутствие отложений оленекского яруса на широком участке остается пока недоказанным.

Таким образом, в пределах юго-западного склона Верхоянья характер разреза нижнетриасовых отложений специфичен для каждого участка: в меридиональном участке это морские отложения с единичными мощными пластами известняков; центральный участок характеризуется красноцветными фациями, преимущественно дельтового и прибрежно-дельтового происхождения и, наконец, на широтном участке развиты сероцветы лагунного типа. Разрез северо-восточного склона хребта образован морскими терригенными отложениями, характерными для более внутренних зон бассейна.

Средний триас (Т₂)

Отложения среднего триаса в области широтного и центрального участков Верхоянья отсутствуют. По всей вероятности, им соответствует крупный стратиграфический перерыв и первое региональное поднятие широтного и отчасти центрального участков Верхоянья.



Фиг. 7. Минералогическая характеристика сводного разреза мезопалеозойских отложений Западного Верхоянья. Составили А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов, 1953—1954 гг.

Условные обозначения см. фиг. 2

Среднетриасовое море было оттеснено на север и восток в пределы хребта Орулган, Янской синеклизы и восточного склона Верхоянья, где известны мощные терригенные отложения с характерной фауной среднего триаса (Б. С. Абрамов, 1952 г.; И. Г. Николаев, 1938 г.; А. А. Межвилк, 1954 г.; В. М. Лазуркин, 1957 г.). Отголоски среднетриасовых поднятий сказались только в сильном погрубении отложений и появлении линз конгломератов.

Верхний триас — средняя юра

Байлыкская серия

Отложения байлыкской серии широко распространены вдоль западного склона Верхоянского хребта. Представлены они преимущественно песчаниками с прослоями конгломератов, сменяющимися лишь в верхней части песчано-алевритово-сланцевыми породами. В области широтного участка эти отложения вместе с нижнетриасовыми слагают мощную мезозойскую моноклинал, прислоненную к интенсивно дислоцированным породам верхней перми. В пределах центрального участка полоса отложений байлыкской серии сильно расширяется. Породы байлыкской серии принимают участие в строении ряда линейных складок передовых гряд Верхоянья, подходящих в районе Китчан непосредственно к берегам Лены, и распространяются далеко на северо-восток, заходя в центральную часть западного крыла Верхоянского мегантиклинория, где они слагают синклинали верхнепермских структур.

Байлыкская серия была расчленена нами в области широтного участка Верхоянья (Западная и Восточная Градыги) на четыре свиты: сородогинскую, градыгскую, нижнеыбыканскую и верхнеыбыканскую. Эти свиты были прослежены в западной части широтного участка по притокам Кели — Тынкычану и Моолу — и Ыбыжану, а также в пределах центрального участка по глубоким скважинам и естественным обнажениям в районе сел. Китчан. Геологосъемочные работы последних лет, проводимые геологами Якутского геологического управления: В. М. Мельниковым по Дянушке и Лямпеске (1954 г.), Г. С. Борушко и А. И. Ушаковым по р. Юндюлюнг (1955 г.), М. Б. Першуткиным и А. В. Лейпцигом по р. Бегиджан (1954 г.) и В. А. Руцковым, Е. И. Сороковой, Е. А. Бабичевым и другими по Собополу и Менкере (1955 г.), — позволяют проследить широкое региональное распространение выделенных свит вдоль всего западного склона Верхоянского хребта. В восточной части широтного участка изучение мезозойских отложений проводилось геологом Дальстроя В. Н. Андриановым. В разрезах, описанных этим автором, можно отчетливо выделить нижнеыбыканскую, верхнеыбыканскую и градыгскую свиты. Им собрана многочисленная фауна, позволяющая датировать возраст нижнеыбыканской свиты как средний — верхний лейас, а верхнеыбыканской как средняя юра. Сородогинскую и градыгскую свиты мы относим к верхнему триасу — нижнему лейасу.

Сородогинская свита ($T_{\frac{2}{3}}$)

Отложения сородогинской свиты в пределах широтного отрезка западного склона Верхоянья участвуют в строении крутопадающей моноклинали, прислоненной к дислоцированным породам верхней перми и нижнего триаса. Ширина моноклиальной полосы в восточной части изученного района (междуречье Келя — Барая) достигает всего 5—8 км. В районе Западной Градыги северный край моноклинали осложнен небольшим опрокинутым синклинальным перегибом неглубокого заложения.

Отложения сородогинской свиты ложатся на размытую поверхность нижнего триаса трансгрессивно с базальным конгломератом в основании. Мощность конгломератов и состав слагающих его галек меняется по простиранию. В восточной части района, в междуречье Барая — Западная Градыга мощность конгломерата достигает 12 м. Гальки, слагающие конгломерат, представлены в основном породами, чуждыми области Западного Верхоянья; преобладают различные кислые эффузивы, метаморфизованные гранитоидные породы, кварциты, жильный кварц, черные кремнистые сланцы; значительно реже встречаются песчано-сланцевые породы верхоянского комплекса.

К западу мощность конгломерата убывает и меняется состав слагающих его обломков пород. Так, на Тынкычане мощность базального конгломерата не превышает 4 м. Состав галечного материала однороден и представлен неокатанной галькой черных алевритовых сланцев; иногда встречаются включения крупных обломков и глыб (до 1 м в диаметре) нижележащих песчаников. Выше базального конгломерата следует мощная серия песчаных пород, содержащая редкие маломощные пачки (5—7 м) плитчатых зеленоватых и серых алевролитов и алевритовых сланцев. Общая мощность сородогинской свиты в разрезе Западной Градыги около 500 м.

Разрез сородогинской свиты в западной части широтного участка, снятый нами по Тынкычану и Ыбыкану, очень близок к разрезу Западной Градыги. Отличием является состав и мощность базальных конгломератов, о которых мы уже выше упоминали, несколько большая роль глинисто-алевритовых пачек, редкие тонкие прослои, обогащенные галькой кварца и глинистые сланцы, а также отсутствие диабазов. Мощность свиты увеличивается до 700—750 м.

Отложения сородогинской свиты связаны постепенным переходом с вышележащей градыгской свитой. Граница проводится по почти полному исчезновению в градыгской свите алевритовых прослоев, более крупнозернистому составу песчаников, а также значительно большему развиту гравийных и конгломератовых прослоев. Хорошо отбивается граница сородогинской и градыгской свит по минералогическому составу. Характерными аксессуарными минералами сородогинской свиты являются гранат (3—18%), лейкоксен (10—20%), новообразованные анатаз и брукит (25—60%), турмалин с часто встречающимися характерными синими разностями (3—7%), циркон (10—15%) и рутил (1—6%). В породах нижней части свиты присутствует иногда эпидот (до 10%). На границе с градыгской свитой содержание граната резко падает, и выше он исчезает совсем (фиг. 7).

В восточной части широтного участка Уяна — Томпо отложения сородогинской свиты, по-видимому, отсутствуют и на размытую поверхность нижнего триаса непосредственно ложатся породы градыгской свиты.

В пределах центрального участка сородогинская свита хорошо прослеживается в ряде разрезов. В разрезе Дянушки и Лямпески, описанном В. М. Мельниковым (1954 г.), к сородогинской свите может быть отнесена толща песчаников с прослоями алевролитов и сланцев, приуроченная к нижней части байлыкской серии. Автор выделяет эту часть разреза как нижнюю и среднюю толщи нижней подсвиты байлыкской свиты. Выше следует толща среднезернистых и крупнозернистых песчаников с мало-мощными прослоями алевролитов и линзовидными прослоями конгломератов мощностью до 0,5—1 м, которую легко сопоставить с градыгской свитой. Интересно отметить, что и по минералогическому составу, изученному в этом районе А. Е. Киселевым, можно хорошо отделить сородогинскую свиту от вышележащих отложений. Также как в разрезах широтного участка руководящими минералами свиты являются гранат

(3—18%), лейкоксен (10—20%), турмалин (3—6%), циркон и рутил. Очень характерно постоянное присутствие слюды и эпидота, исчезающего совместно с гранатом в вышележащей толще.

При дальнейшем движении на север сородогинская свита уже не выделяется столь четко. В разрезе р. Бегиджан (М. Б. Першуткин и А. В. Лейпциг, 1954 г.) к сородогинской свите может быть отнесена нижняя песчано-глинистая подсвита байлыкской свиты (фиг. 8). В основании этой толщи встречается пачка гравийных песчаников, перемежающихся с линзовидными прослоями мелкогалечниковых конгломератов мощностью 0,5—1 м, залегающая на размытой поверхности нижнего триаса. В составе гальки хорошо окатанный кварц, пестроцветные кремнистые породы и неокатанные обломки нижележащих песчаников и сланцев нижнего триаса. Мощность базальной пачки около 15 м. Выше следует однообразная толща, состоящая из мощных пачек (до 40—60 м) средне- и крупнозернистых песчаников с тонкими прослоями мелкогалечниковых конгломератов с галькой песчаников, сланцев и реже, кварца, чередующихся с прослоями темно-серых и зеленовато-серых плитчатых алевролитов. Видимая мощность песчаной толщи превышает 200 м.

Сходный разрез описан В. А. Руцковым, Е. И. Сороковой, Е. А. Бабичевым и Р. А. Ростовым (1955 г.). Далее к северу от Менкgere, Собополе на размытой поверхности триаса залегают мощная серия песчаников с прослоями мелкогалечниковых конгломератов мощностью до 2,5 м, которую авторы относят к нижней подсвите байлыкской свиты. Нижняя часть песчаной толщи характеризуется присутствием пачек мощностью до 20—25 м черных сланцев, дающих характерные осыпи из длинных остроугольных обломков. Эта часть разреза может быть, по-видимому, сопоставлена с сородогинской свитой.

Градыгская свита (J_1^1 — T_3)

Песчаники, слагающие градыгскую свиту, являются непосредственным продолжением отложений сородогинской свиты. В пределах широтного участка характер пород обеих свит однообразен. Как уже выше упоминалось, в поле нижняя граница градыгской свиты может быть проведена только условно, по увеличению зернистости песчаников, возрастанию прослоев, обогащенных галечниковым материалом, и по исчезновению характерных прослоев зеленоватых и серых плитчатых алевролитов. Микроскопическое изучение позволяет провести границу между свитами более четко, по полному исчезновению или резкому сокращению граната в породах градыгской свиты. Эта закономерность сохраняется на территории широтного участка западного склона (Западная Градыга, БЫбыкан, Тынкычан) и прослеживается также в центральном участке (район, Китчан, рек Лямпеска и Дянушка, Бегиджан).

Верхняя граница свиты прекрасно отбивается по изменению литологического характера пород — появлению тонкозернистых темно окрашенных песчаников, чередующихся с алевролитами и алевритовыми сланцами, слагающими нижнебыканскую свиту. Изменяется и комплекс аксессуарных минералов, среди которых вновь появляется гранат (см. фиг. 7).

Градыгская свита почти полностью слагается серыми и темно-серыми, иногда зеленоватыми, иногда почти белыми кварцитовидными очень крепкими песчаниками, среднезернистыми реже, крупно- и мелкозернистыми. В виде незначительных прослоев встречаются гравийные разности. Песчаники обладают крупной плитчатостью, или глыбовой отдельностью, обычно массивны, в некоторых частях разреза наблюдается тонкая горизонтальная, реже неяснокосая слоистость. Иногда песчаники

по плоскостям напластования обогащены углистой крошкой и содержат углистые примазки и отпечатки обуглившихся грубых растительных остатков. В верхней части свиты песчаники делаются более тонкозернистыми, среди них начинают встречаться прослои (мощностью 1—4 м) темно-серых алевролитов. В толще песчаников содержатся довольно частые прослои конгломератов мощностью от 1—1,5 до 0,10 м. В составе галек наиболее распространены жильный кварц; помимо кварца, присутствуют гальки серых и розовых кварцитов, кремнистых пород и характерная светлая галька кислых эффузивов. Галька обычно хорошо окатана, размер ее колеблется от 1—2 до 5—8 см. К прослоям конгломератов часто бывают приурочены наиболее обильные примазки и включения углистого вещества.

В западной части широтного участка (бассейн Кели) в градыгской свите появляются характерные прослои светлых, почти белых кварцито-подобных песчаников, содержащих прослои мелкогалечниковых конгломератов, среди которых доминирующая роль принадлежит жильному кварцу; на Западной Градыге такие песчаники отсутствуют.

Комплекс тяжелых минералов градыгской свиты по всему широтному участку характеризуется отсутствием или очень низким содержанием граната, отличающим ее от сородогинской и вышележащей нижнеыбыканской свиты, широким распространением новообразованных титанистых минералов (анатаза и брукита), содержание которых в среднем не меньше 25—30%, но колеблется от 10 до 90%. Типично высокое содержание турмалина с встречающимися синими разностями (5—20%), циркона (10—30%), постоянное присутствие пикотита (единичные зерна — 2%), рутила (1—6%), слюд (3—10%) и лейкоксена (10—50%). Коррелирующими признаками являются отсутствие граната, широкое распространение титансодержащих минералов, присутствие рутила и турмалина. Мощность градыгской свиты в разрезе Тынкычана около 750—800 м, уменьшается на Западной Градыге до 500 м.

В восточной части широтного участка отложения градыгской свиты описаны В. Н. Андриановым (1957) по рекам Барая, Уяна и Томпо под названием нижней «пресноводной свиты». Согласно данным этого автора, свита представлена крупно- и среднезернистыми песчаниками, чередующимися с маломощными прослоями конгломератов; встречаются обуглившиеся растительные остатки и маленькие линзочки угля. В основании свиты в разрезе Уяны залегает базальный конгломерат мощностью около 12 м с галькой гранитов, разрушенных эффузивов, кварцитов, кремней и глинисто-известковистых сланцев. Мощность свиты на этом участке не превышает 300—350 м.

На центральном участке к градыгской свите может быть отнесена верхняя половина нижней подсвиты байлыкской свиты Н. П. Хераскова вплоть до венчающего ее «горизонта белых кварцитовидных песчаников». Эта часть разреза, от р. Остаконджа до р. Менкgere, повсеместно представлена крупно- и среднезернистыми иногда гравийными песчаниками, содержащими прослои преимущественно мелкогалечниковых конгломератов мощностью 0,10—1,5 м. Песчаники окрашены в светло-серый, серый или зеленоватый цвет, массивны, прослоями тонкогоризонтально-слоистые, реже косослоистые, содержат иногда углистые примазки и отпечатки обуглившейся древесины. Характерно изменение петрографического состава галек конгломератов, среди которых почти исчезают изверженные породы, замещаясь жильным кварцем, пестроцветными гальками кремнисто-карбонатных и глинистых пород, черными кремнистыми сланцами и др. К верхам градыгской свиты в центральной участке приурочен горизонт белых кварцитовидных песчаников, имеющих широкое региональное распространение в пределах этой части западного

склона Верхоянского хребта. Представлен горизонт очень светлыми, почти белыми сахаровидными песчаниками крупнозернистыми, иногда косо-слоистыми, содержащими рассеянную гальку и прослой мелкогалечниковых конгломератов мощностью 0,10—0,20 м.

Мощность горизонта непостоянна и меняется от 40—60 м в районе Китчан, уменьшаясь при движении на север до 26 м в разрезе Дянушки, до 15 м в разрезе Юндюлюнг и до 10 м в разрезе Бегиджана. В разрезе Менкере горизонт кварцитовидных песчаников уже отсутствует; отсутствует он и в пределах широтного участка. Мощность горизонта вкрест простирания пород очень изменчива. В. А. Вахрамеев и Ю. М. Пушаровский указывают на выклинивание горизонта кварцитовидных песчаников в северной части Китчанской антиклинали; не был он нами встречен и на юго-западном крыле антиклинали, в разрезах крелиусных и роторных скважин.

Существуют некоторые указания на непостоянство стратиграфического положения этого горизонта. Так, например, Г. С. Борушко и А. И. Ушаков, проводившие геологосъемочные работы в междуречье Юндюлюнг — Кюндюдей, указывают, что в северной части района горизонт кварцитовидных песчаников приурочен к верхней части байлыкской свиты, а в южной — к ее нижней половине. Однако, по данным большинства геологов, горизонт кварцитовидных песчаников приурочен к подошве верхней песчано-алевритовой половины байлыкской серии. Все фаунистические находки были сделаны выше этого горизонта.

Вряд ли все-таки кварцитовидные песчаники представляют единый горизонт, отделяющий в пределах центрального участка фаунистически охарактеризованные отложения нижнебыканской свиты от нижележащей песчаной серии. Скорее всего, это цепочка крупных линз, приуроченных в основном к верхам, а часто и к кровле песчано-конгломератовой толщи байлыкской серии.

Минералогический состав пород градыгской свиты центрального участка в общем очень близок к породам широтных разрезов. Для характеристики его мы воспользовались нашими материалами по изучению китчанского разреза, а также любезно предоставленными нам материалами А. Е. Киселева, изучавшего минералогический состав разрезов Дянушки, Лямпески и Бегиджана.

Для пород китчанского разреза характерно высокое содержание титанистых минералов (анатаз и брукит до 30—50%), постоянное присутствие турмалина (5—12%) с часто встречающимися синими разностями, циркона (8—10%), лейкоксена (10—15%) и граната (1—5%, редко до 8—10%). Присутствие последнего минерала, хотя и в очень незначительных количествах, несколько отличает ассоциацию акцессорных компонентов центрального участка от широтного. Другими отличительными особенностями является незначительное количество магнетита (2—5%) и пирротина (единичные зерна), совершенно отсутствующих в разрезах широтного участка.

* * *

Таким образом, сородогинская и градыгская свиты представляют комплекс песчано-конгломератовых пород, залегающих повсеместно на размытой поверхности нижнего триаса и отличающихся большей выдержанностью в пределах западного склона Верхоянья. Максимальная мощность песчано-конгломератового комплекса байлыкской серии приурочена к центральному участку западного склона, где она достигает 1400—1500 м. При движении к периферийным частям широтного и к меридиональному отрезку мощности последовательно убывают, как за счет

своего общего сокращения, так и за счет выклинивания нижних горизонтов разреза. Так, на широтном участке наблюдается последовательное уменьшение мощностей при движении на юго-восток. На Тынкычане, в крайней восточной части широтного участка, суммарная мощность градыгской и сородогинской свиты около 1400—1450 м, на Ыбыкане она уменьшается до 1300 м, на Западной Градыге 1000—1100 м, а в крайних восточных участках (на реках Уяна и Томпо) мощность градыгской свиты резко сокращается (до 300—350 м) и, по-видимому, полностью выклинивается сородогинская свита (см. фиг. 16).

При движении на север наблюдается также постепенное сокращение мощностей от 1400—1450 м на Дянушке до 1200 м на Бегиджане и 1000 м на Менкgere. Дальнейшее сокращение мощностей при движении на север учесть трудно, так как район к северу от Менкgere до Хараулахских гор изучен слабо, отсутствуют надежные опорные разрезы. Однако сокращение мощностей несомненно происходит и довольно резко, потому что в районе Хараулахских гор, по данным А. А. Межвилка (1955 г.), нижняя песчаная толща выклинивается.

Отсутствие фаунистических остатков затрудняет точную возрастную характеристику сородогинской и градыгской свит. Основываясь на том, что породы песчано-конгломератового комплекса с разрывом лежат на фаунистически охарактеризованных осадках нижнего триаса и перекрываются средним лейасом, мы относим их к верхнему триасу — нижнему лейасу. В течение среднего триаса почти по всей территории западного склона Верхоянья был, по-видимому, перерыв в осадконакоплении.

На основании литологического сходства и анализов палеогеографической обстановки (см. главу VII) сородогинская свита может быть условно сопоставлена с дербекинской свитой (T_3^{kar}) А. В. Зимкина, Л. И. Смирнова и Б. С. Абрамова на восточном склоне хребта (бассейн верховья Томпо), а градыгская — с нельгехинской (T_3^{nor}) и делиньяхской (J_1^1) свитами. Сопоставляя песчано-конгломератовый комплекс платформы и Верхоянья следует считать, что укугутской свите J_1^1 соответствует верхняя половина градыгской.

Осадконакопление в геосинклинальной области началось раньше, чем на платформе, и в период формирования отложений сородогинской и нижней половины градыгской свит аккумуляция осадков в Вилюйской впадине еще не происходила.

Нижнеыбыканская свита (J_1^{2+3})

Нижнеыбыканская свита широко распространена вдоль всего западного склона Верхоянского хребта (см. фиг. 10). Характер свиты несколько изменяется по простиранию. В пределах широтного участка (Келя, Ыбыкан, Западная Градыга, Уяна) свита представлена тонким чередованием, имеющим иногда флишоидный характер, темно окрашенных тонкозернистых алевритовых песчаников, алевролитов и алевритовых сланцев, перемежающихся с подчиненными пачками более светлых мелких, реже среднезернистых песчаников. При движении к центральному участку (сел. Китчаны, реки Дянушка, Лямпеска) характер свиты меняется; она сильно опесчанивается, и по своему литологическому облику близка к нижележащим отложениям. Именно это обстоятельство не позволило, по-видимому, Н. П. Хераскову выделить данную свиту в самостоятельную стратиграфическую единицу и заставило объединить весь комплекс пород, подстилающих угленосные отложения под названием байлыкской свиты.

При движении к северу (районы рек Бегиджан, Собопол, Менкгере) фациальный характер свиты вновь меняется. Здесь так же, как на широтном участке, значительное распространение получают темно окрашенные алевритово-сланцевые породы. Возраст свиты по довольно многочисленным фаунистическим находкам в разных районах определяется как средний — верхний лейас. В нижней половине свиты разными авторами найдены *Amaltheus margaritatus*, *Pseudomonotis tiungensis*, *Harpax laevigatus* и другие формы, в верхней — *Dactylioceras gracile*, *Eumorphotis ex. gr. marchaensis*, *Pleuromia*, *Unioides* и др.

Перейдем к краткой характеристике свиты в пределах различных участков.

На широтном участке свита описана по рекам Тынкычан, Ыбыкан, Западная Градыга (А. Г. Коссовская) и по рекам Ыбыкан, Тукулан, Уяна (В. Н. Андрианов). Контакт градыгской и нижнеыбыканской свит постепенный. Граница проводится по изменению литологического характера (уменьшению зернистости песчаников, появлению мощных алевролитовых пачек, более темной окраски пород) и минералогического состава аксессуарных минералов (появлению граната, уменьшению титансодержащих минералов и турмалина).

Свита отчетливо подразделяется на три крупные пачки, хорошо выдерживающиеся по простирацию: нижнюю песчано-алевритовую, среднюю песчаную и верхнюю песчано-алевритовую. Совершенно тот же характер и мощности разреза нижнеыбыканской подсвиту сохраняются и на Тынкычане (приток Кели). Здесь также отчетливо выделяются три литологических комплекса, слагающих подсвиту — две толщи переслаивания и разделяющая их мощная (75—80 м) песчаная пачка с галечными прослоями в средней части.

В разрезах Ыбыкана, Тукулана и Уяны В. Н. Андриановым из описанных отложений собрана обильная фауна, позволяющая датировать возраст их как средний — верхний лейас. Из нижней песчано-алевритовой пачки на Ыбыкане В. Н. Андриановым были собраны *Amaltheus margaritatus* Montf. *Pseudomonotis tiungensis* Petr. *Harpax terquemi* Deslong, *Harpax laevigatus* d'Orb и др. Из верхней части разреза, представленной чередованием алевролитов и сланцев, в разрезах Уяны и Тукулана В. Н. Андриановым были собраны *Eumorphotis ex gr. marchaensis* Petr., *Pleuromia unioides* Rom., *Pholadomya* sp. indet., позволяющие установить их верхнелейасовый возраст.

Минералогический состав нижнеыбыканской свиты близок к градыгской. Отличием, как уже говорилось выше, является вновь массовое появление граната, равное внизу 1—3% и достигающее при движении вверх 10—25%, широкое распространение циркона с прекрасно ограниченными, кристаллической формы зернами (среднее содержание 15—30%) и лейкоксена (15—60%). Обычно присутствует хлорит (2—10%), титансодержащие минералы (1—5%), турмалин (1—6%), рутил (единичные зерна — 4%) и пикотит (единичные зерна — 3%). Очень характерно постоянное присутствие единичных зерен глауконита. Мощность свиты 300—350 м.

В центральной части западного склона Верхоянского хребта (район Китчан) литологический характер нижнеыбыканской свиты имеет специфический характер. Представлена она здесь преимущественно песчаными породами с резко подчиненным содержанием алевролитов и сланцев. Относительно крупнозернистый состав осадков, широкое развитие хорошо отсортированных песчаников с характерными текстурами (слоистостью типа ряби мелководья, следами взмучивания, ходами илоедов и т. д.) свидетельствуют о крайне мелководном характере бассейна на этом участке. В основании свиты почти повсеместно залегает характер-

ный пласт белых кварцитовидных песчаников и мелкогалечниковых конгломератов, выклинивающихся на широтном и меридиональном участках. Мощность увеличивается не менее чем вдвое.

Свита описана нами в естественных обнажениях и по глубоким скважинам Р-1 и Р-2 в районе сел. Китчаны и В. М. Мельниковым в разрезах Дянушки и Лямпески.

При дальнейшем движении на север свита прослеживается по материалам геологов ЯКРБ в разрезах Юндюлюнга (Г. С. Борушко и А. И. Ушаков, 1955 г.), Бегиджана (А. В. Лейпциг, М. Б. Першуткин, 1955 г., В. В. Попов, 1957 г.), Менкере (В. А. Рудков и другие; см. фиг. 8). Находки фауны на различных участках — *Dactyloceras gracile*, *Pleuromya galathea* Agss. (Г. С. Борушко и А. И. Ушаков), *Tancredia* sp. indet., *Myophoria* sp. (В. М. Мельников) — датируют возраст свиты как средней — верхний лейас.

Минералогический состав пород свиты на центральном и меридиональном участках, изученный А. Е. Киселевым, очень близок к таковому на широтном участке.

Нижнеыбыканская свита соответствует морским средне-верхнелейасовым отложениям Вилюйской впадины. Выделение ее в Западном Верхоянье позволяет точно увязать разрезы платформы и геосинклинали.

В северной части Верхоянья в области Хараулахских гор среднелейасовые отложения ложатся на размытую поверхность пород анзийского или карнийского ярусов (И. П. Атласов, 1950 г.; А. А. Межвилк, 1954 г.). По данным А. А. Межвилка, нижнеюрские отложения очень сходны с ааленом, и он описывает их совместно, как толщу чередования черных аргиллитов и алевролитов мощностью около 300—350 м. В низу толщи встречены *Cardinia tas-aryensis*, *Oxytoma* cf. *du-mortieri* Roll., в средней части *Harpax spinosus* Lov., *Eumorphotis* sp. indet., в верхней — *Tancredia oviformis* Lah., *Tancredia* sp. (aff. *subtitsiah.*), *Pleuromya* sp., определяющие, по данным Воронеж, ааленский возраст вмещающих слоев.

Верхнеыбыканская свита (J₂)

Верхнеыбыканская свита связана с нижнеыбыканской постепенным переходом. Нижняя граница ее на широтном и меридиональном участках может быть проведена по исчезновению пачек тонкого переслаивания и общему опесчаниванию разреза. Верхняя граница — по появлению прослоечков и линз углей.

На Западной Градыге верхнеыбыканская свита представлена почти исключительно песчаными породами, чередующимися с подчиненными прослоями крупнозернистых алевролитов. Песчаники серые и темно-серые, массивные, толсто-, иногда тонкоплитчатые, прослоями горизонтально-слоистые, редко полого-косослоистые; некоторые разности по плоскостям напластования обогащены углистым детритом. На Тыкычане в разрезе свиты несколько большая роль принадлежит крупнозернистым алевролитам. Мощность верхнеыбыканской свиты около 300—350 м.

Минералогический состав пород позволяет хорошо отделить свиту от нижележащих отложений по появлению и широкому распространению эпидота (25—40%) и сфена (15—20%), а также по резкому уменьшению лейкоксена (10—12%). В постоянных количествах (10—25%) присутствуют гранат, циркон и хлорит (см. фиг. 7).

В восточной части широтного участка, в разрезах по рекам Барая, Уяна и Томпо, описанная В. Н. Андриановым (1952—1954 гг.) верхне-

М е р и д и а н а л ь н ы й у ч а с т о к

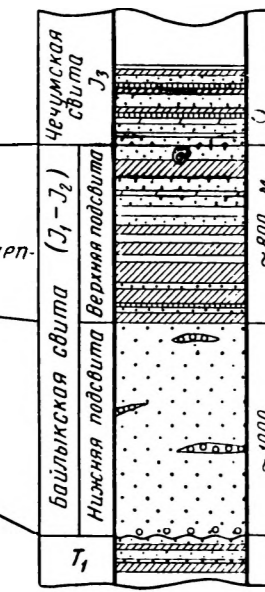
Ц е н т р а л ь н ы й у ч а с т о к

Ш и р о т н ы й у ч а с т о к

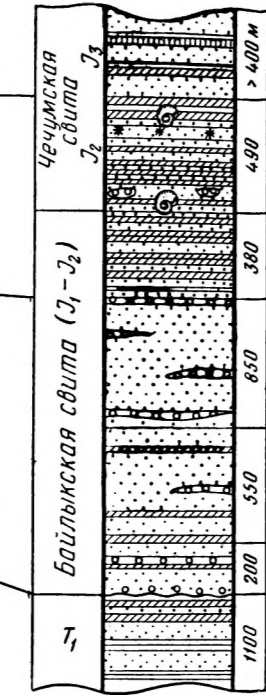
Хараулахские горы
(А.А. Мажвильк, 1954 г.)

Aucella aff. *tenuistriata* Lah.
Cadoceras sp. nov.
Cylindroceutis magnifica d'Orb.
Jnoceramus ex gr. *retrorsus* Keys.
Jnoceramus eximius Eichw.
Tancredia oviformis Lah.
Pleuromia sp. *Harpax spinosus* Sov.
Cardinia tas-aryensis Vor. *Eumorph. tas-aryensis* Vor.

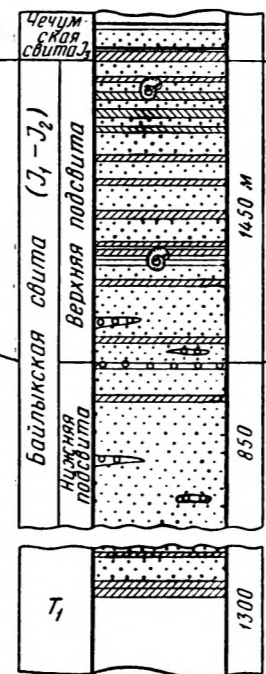
Междуречье
Менкере-Собопап
(В.А. Рущков, Е.А. Бабичев,
В.А. Ростов, 1955 г.)



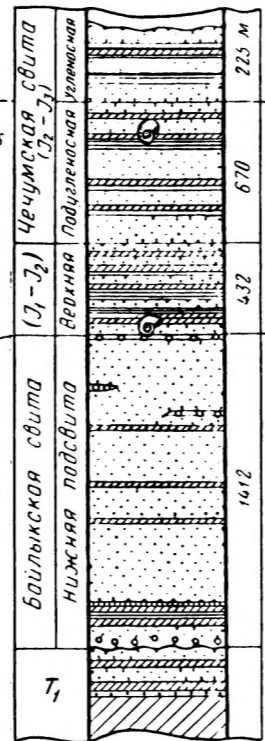
р. Бегиджан
(М.Б. Першуткин, А.В. Лейпце, 1954 г.)



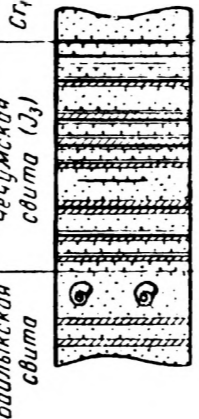
Среднее течение рек
Юндюлюк-Кюндюдей
(Борушка, Ушаков, 1955 г.)



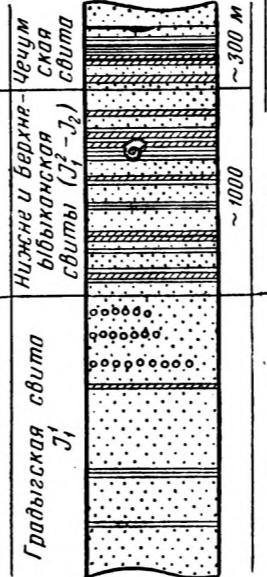
реки Данушка и Лямгеста,
среднее течение
(В.М. Мельников, 1954 г.)



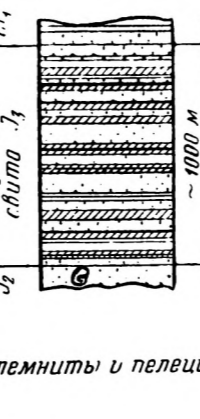
Нижнее течение
р. Лямгеста
(В.М. Мельников)



Китчань скв Р-2
(А.Г. Коссовская)

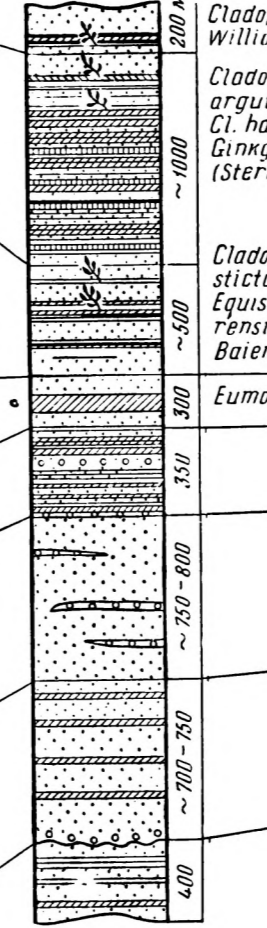


р. Чечуми
(А.Б. Киселев, 1952 г.,
М.М. Маламид, 1954 г.)

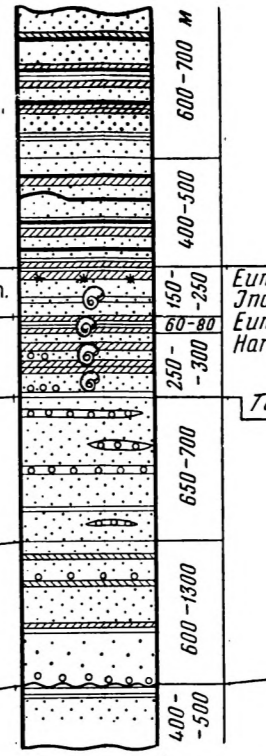


М е л ь н и к о в
Н и ж н и й м е л ь н и к
С т а н д а р т н а я с е р и я
Б а т ы л ь с к а я с в и т а
Ю р а
В е р х н я я ю р а
Ю р а
С т а н д а р т н а я с е р и я
Ч е ч у м с к а я с в и т а
Т ы н к ы ч а н с к а я с в и т а
М о л д а в с к а я с в и т а
Г р а д ы г с к а я с в и т а
С о р о г о л с к а я с в и т а
В е р х н и й т р и а с
Н и ж н и й т р и а с
Т 3
Т 2
Т 1

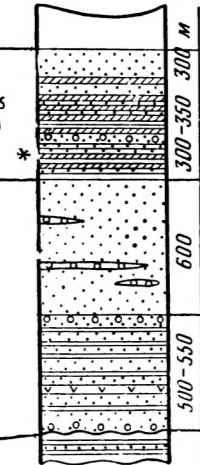
реки Тынкычан-Моол
(А.Г. Коссовская, 1953 г.)



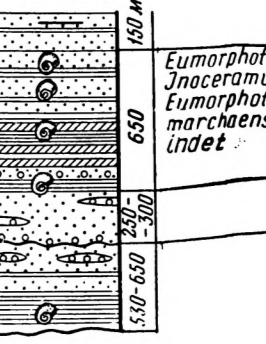
реки Водыкан-Тукулан
(В.Н. Андрианов, 1951 г.,
А.Г. Коссовская, 1953 г.)



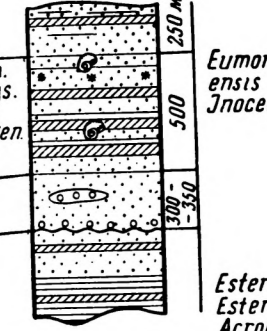
р. Зап. Градыга
(А.Г. Коссовская, 1952 г.)



Междуречье
Уяна-Борая
(В.Н. Андрианов, 1953 г.)



Междуречье
Тампа-Уяна-Хунхада
(В.Н. Андрианов, 1955 г.)



Фиг. 8. Сопоставление разрезов юрских и верхнетриасовых отложений Верхоянья (юго-западный склон).
Составила А. Г. Коссовская.

Условные обозначения см. фиг. 2

* *Amaltheus margaritatus* Montf.

ыбыканская свита сохраняет преимущественно песчаный характер. В обнажении на р. Ыбыкан, реках Эльгакан и Западная Делинья (приток Уяны), а также в районе междуречья Томпо — Уяна — Хунхала В. Н. Андриановым были обнаружены *Eumorphotis lenaensis* Lah., а также *Inoceramus parreatus* Eichw., *In. retrorsus* Keys., *In. sp. indet.* и др.

В пределах центрального участка верхнеыбыканская свита прослеживается в ряде разрезов по Остакандже, Дянушке, Лямпеске, Юндюлюнгу, Бегиджану и Менкgere (см. фиг. 16). Нижняя граница свиты проводится условно, по уменьшению алевролитовых прослоев и появлению среднеюрской фауны. Верхняя граница устанавливается по появлению первых линзовидных прослоев угля и по исчезновению *Eumorphotis lenaensis* Lah. — формы, имеющей широкое территориальное распространение. Мощность свиты довольно постоянна и равна 300—350 м. В северном Верхоянье (Хараулахские горы) среднеюрские отложения (байос, бат) представлены песчаниками с прослоями алевролитов с включениями характерных звездчатых конкреций. В этих отложениях встречена обильная фауна иноцерамов — *Inoceramus ex gr. retrorsus* Keys., *In. exinius* Eichw. и др. Мощность 150 м.

Верхнеыбыканская свита очень близка по своему литологическому составу и по мощности к сугджинской свите внешних склонов платформы. В области собственно Вилюйской впадины она соответствует прибрежно-континентальным отложениям якутской свиты, лишенной фауны.

Верхняя юра

Чечумская серия (J_3)

Чечумская серия развита в периферийной части западного склона Верхоянского хребта, слагая вместе с вышележащей сангарской серией (Cg_1) мощную полосу угленосных отложений, окаймляющих Верхоянский хребет и уходящих широким языком в область Вилюйской впадины. Отложения чечумской серии принимают участие в строении передовых складок Верхоянья.

В пределах центрального участка чечумская серия соответствует чечумской свите примерно в том объеме, в котором она была выделена Н. П. Херасковым, так как до настоящего времени она не подразделена на отдельные свиты. В пределах широтного участка подразделение удастся осуществить, и мы разделяем чечумскую серию на две свиты: тынкычанскую (J_3^{lyn}) и моольскую (J_3^{mool}), четко отчлениющиеся друг от друга по своему литологическому характеру и минералогическому составу (Коссовская, 1953 г.)

Тынкычанская свита (J_3^{lyn})

Тынкычанская свита является нижним членом мощной угленосной серии, включающей отложения как верхней юры, так и нижнего мела. Не исключена также возможность, что нижние горизонты угленосной серии относятся еще к средней юре, однако это пока не подтверждается фаунистическими или флористическими находками. Тынкычанская свита участвует в строении периферийной части мезозойской моноклинали и выходит в ядра антиклинальных структур в области развития передовых линейных складок. Разрезы свиты были изучены нами по притокам Кели — Тынкычану и Моолу, а также по Ыбыкану.

Тынкычанская свита сложена в основном светлыми, почти белыми среднезернистыми песчаниками, в выветрелом состоянии окрашенными

в слабо-розоватый цвет. Мощные пачки песчаников мощностью 30—40 м чередуются с темными мелко- и тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и реже аргиллитами мощностью 15—20 м, к которым приурочены пласты углей мощностью от 0,20—0,50 м, очень редко до 1,5—2 м. В песчаниках часто встречаются крупные округлые стяжения (до 1 м в диаметре) с сидеритовым цементом. Поверхность песчаников нередко испещрена точечными охристыми включениями окисленного сидерита. Отдельные прослои песчаников и алевролитов обладают тонкой горизонтальной и, значительно реже, косой слоистостью. Переход верхнебыканской свиты в тынкычанскую постепенный. Граница между свитами проводится по изменению литологического состава пород, появлению характерных розоватых сидеритизированных песчаников, исчезновению морской фауны, присутствию пропластков угля и некоторому изменению ассоциации тяжелых минералов.

В средней части свиты была собрана ископаемая флора, среди которой В. А. Вахрамеевым определены *Equisetites* sp., *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Sphenopteris* sp., *Coniopteris* ex gr. *burejensis* (Zal.) Sew., *Sphenobaiera uninervis* Sam., *Sph. angustiloba* Heer, *Podozamites angustifolius* (Eichw.) Heer. Характерной формой верхней юры является *Cladophlebis aldanensis*, известный в настоящее время в верхнеюрских отложениях от верховьев Алдана до Собопола. Остальные формы имеют широкое вертикальное распространение, встречаясь как среди верхнеюрских, так и нижнемеловых отложений.

Комплекс минералов тяжелой фракции пород тынкычанской свиты близок к породам верхнебыканской свиты, отличаясь лишь повышенным содержанием хлорита. Коррелирующие минералы — циркон (20—40%), хлорит (25—35%), лейкоксен (10—40%); характерно постоянное присутствие граната (2—10%), спорадическое появление апатита и сфена (до 5—7%) и почти полное исчезновение турмалина и титансодержащих минералов. Мощность тынкычанской свиты 450—500 м.

Моольская свита (J_3^{mool})

Моольская свита связана с тынкычанской постепенным переходом. Граница проводится по исчезновению мощных пачек характерных розоватых песчаников и по резкому изменению состава тяжелой фракции (исчезновению лейкоксена, массовому распространению граната, появлению биотита). В строении моольской свиты принимают участие песчаники, алевролиты, аргиллиты и угли. Доминирующая роль принадлежит алевролитам. Все породы отличаются значительной известковистостью. Содержание кальцитового цемента в алевролитах бывает столь значительно, что породы становятся близки к алевролитовым известнякам. Нижняя часть свиты состоит из чередующихся прослоев почти белых среднезернистых песчаников мощностью 10—50 м и пачек тонкого переслаивания темных алевролитов и аргиллитов той же мощности. Средняя часть свиты представлена переслаиванием алевролитов, часто известковистых с тонкозернистыми темно-серыми песчаниками и реже аргиллитами. Встречаются прослои углей мощностью 0,2—0,5 м, редко до 1—1,5 м. В верхней части свиты вновь более широкое распространение получают мелко- и среднезернистые песчаники, причем светлая, почти белая окраска, присущая песчаникам нижних горизонтов, сменяется зеленоватой.

В алевролитах, как и в песчаниках, часто встречаются разности с горизонтальной, реже косой и косо волнистой слоистостью. Некоторые прослои песчаников и алевролитов обогащены обуглившимися расти-

тельными остатками, на плоскостях напластования иногда встречаются волноприбойные знаки.

Моольская свита изучена по рекам Моол, Тынкычан и Ыбыкан. В верхней части моольской свиты по Моолу найдены следующие растительные остатки, определенные В. А. Вахрамеевым: *Cladophlebis hainburnensis* L. et H., *Cl. argutula*, *Cl. williamsonii* Brongn., *Ginkgo huttonii* (Sternb.) Heer, *Tyrnoiy* sp., *Podozamites* sp. В. А. Вахрамеев предполагает, что вмещающие их слои относятся уже к низам нижнего мела, судя по присутствию *Cladophlebis williamsonii*, часто встречающегося в вышележащей батылхской свите. Остальные формы известны как из нижнего мела, так и из верхней юры. Ниже по разрезу были встречены *Cladophlebis argutula* Heer, *Phaenicopsis angustifolia* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Sogenopteris* sp., имеющие широко вертикальное распространение. Мощность моольской свиты около 1000 м.

Минералогически породы моольской свиты значительно отличаются от нижележащих. В составе обломочного материала сильно возрастает роль полевых шпатов, главным образом кислых плагиоклазов (50—60%), и появляется, особенно в алевролитах, большое количество пластинок биотита и хлорита. Характерной особенностью свиты является резкое увеличение содержания граната, составляющего 50—70% от общего состава тяжелой фракции. Такое высокое содержание граната фиксируется в разрезе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья только начиная с моольской свиты. Широко распространен также биотит с характерным неровным «лепестковым» угасанием (10—15%), хлорит (5—20%), алатит (5—15%). Значительно уменьшается содержание циркона (3—10%) и лейкоксена (5—10%). В небольшом количестве иногда появляются эпидот и сфен.

Моольская свита постепенно переходит в отложения вышележащей сангарской серии. Граница между ними проводится условно, по появлению и широкому распространению песчаников с характерной зеленоватой окраской и изменению минералогического состава тяжелой фракции, в которой массовое распространение получают минералы группы эпидота.

В пределах центрального участка тынкычанской и моольской свите соответствует нерасчлененная чечумская серия. Классический разрез чечумской серии был изучен Н. П. Херасковым по р. Чечуме. Впоследствии этот разрез, а также разрез чечумской серии по р. Лемпеске были подробно описаны и петрографически изучены А. Е. Киселевым. Комплекс пород чечумской серии центрального участка очень близок к описанным выше синхронным отложениям широтного участка как по литологическому характеру пород, так и по их минералогическому составу. В составе чечумской серии принимают участие песчаники, алевролиты, аргиллиты и угли. Наибольшее распространение песчаниковые породы имеют в нижней части разреза. По мере движения вверх мощность песчаных пачек убывает и большим распространением начинают пользоваться алевролитово-аргиллитовые породы. Так, в нижней части разреза мощность песчаных пачек достигает 60—75 м, в верхней чаше всего 5—10 м. Мощность алевролитово-аргиллитовых пачек, напротив, в нижних частях разреза равна 5—10 м, а в верхней возрастает до 30—50 м. Типы пород чечумской серии центрального участка чрезвычайно близки к вышеописанным породам широтного отрезка. Для песчаников характерны светлые белесоватые окраски, лишь в самых верхах сменяющиеся зеленоватыми тонами; алевролиты и аргиллиты окрашены в темно-серые или зеленовато-серые цвета. Песчаники и алевролиты часто слоисты, причем преобладает горизонтальная слоистость; косоволнистые текстуры приурочены главным образом к нижней и верхней частям серии.

Характерной особенностью чечумской серии центрального участка является повышенная угленосность. А. Е. Киселев отмечает в разрезе Чечумы 16 пластов угля мощностью более 0,5 м, а на Лемпеске 32 пласта угля мощностью от 0,5 до 3 м. Угли распространены довольно равномерно по всему разрезу.

Сопоставляя разрезы чечумской серии центрального и широтного участков, нетрудно заметить сходство в их строении. Нижняя часть разреза с преобладанием мощных песчаных пачек близка по своему строению к тынкычанской свите, а верхняя, в которой доминирующая роль принадлежит алевролитам, может быть сравнена с моольской свитой. Это сходство обнаруживается и в минералогическом составе пород различных частей разреза. А. Е. Киселев (1957 г.) подчеркивает, что для нижней части чечумской серии характерно высокое содержание циркона (до 30%), слюд (15—20%) и апатита (30%) при сравнительно малом содержании граната (менее 10%). В верхней половине состав минералов сохраняется таким же, но резко возрастает содержание граната (до 25%).

Типоморфные особенности минералов тяжелой фракции чечумской серии центрального и широтного участков сохраняются с удивительным постоянством. Характерно присутствие тех же листочков биотита с «клепестковым» угасанием, бесцветных оскольчатых гранатов, и иногда розовых гиацинтовых цирконов.

На Чечуме М. М. Маландиным (1956) были обнаружены отпечатки *Cladophlebis aldanensis* Vachr., формы, характерной, по данным В. А. Вахрамеева, для джаской свиты на Алдане и Лене. Эта же форма была обнаружена в чечумской серии в верховьях Лямпески и по р. Лунхубую (Вахрамеев, 1958). Мощность чечумской серии в разрезах по Чечуме и Лямпеске около 1000 м.

При движении на север угленосность чечумской серии уменьшается. Так, в междуречье Собопол—Менкере чечумская серия, по данным В. А. Руцкова, Е. И. Сороковой, Е. А. Бабичева и Р. А. Ростова (1955 г.), представлена мощными песчаниками, чередующимися с темно-серыми алевролитами, иногда с текстурами *сопе in сопе*, и подчиненными прослоями темно-серых известняков. Угли встречаются редко, и мощность их не превышает 0,10—0,15 м. В северной части района угли выклиниваются. Мощность чечумской серии около 900 м.

При дальнейшем движении на север чечумская серия сменяется комплексом чисто морских осадков. Морские отложения верхней юры в Хараулахских горах описаны А. А. Межвилком. Представлены они чередованием алевролитов, аргиллитов с редкими прослоями песчаников с фауной *Aucella* aff. *tenuistriata* Lan., *Cadoceras* sp. nov., *Cylindroteuthis magnifica* (d'Orb.). Мощность верхнеюрских отложений всего 50 м.

Нижний мел

Сангарская серия

Нижнемеловые угленосные отложения широко распространены в западном Приверхоянье, протягиваясь широкой полосой вдоль склонов хребта и уходя на запад в область Вилюйской впадины.

Батылыхская свита ($C_{1}^{неос}$)

Отложения батылыхской свиты изучены нами в пределах центрального участка в районе пос. Сангары по естественным обнажениям и ряду разведочных скважин и на широтном участке, на правобережье

Алдана по Ыагасу (приток Кели), Тынкычану, Ыбыкану, Западной и Восточной Градыгам. В восточной части широтного участка в области замыкания прогиба эти отложения были изучены З. М. Старостиной и нами в 1952 г. в береговых обрывах Алдана, между реками Тыра и Хандыга.

На указанной территории батылхская свита сохраняет постоянство своего литологического облика. Представлена свита характерными зеленоватыми и зеленовато-серыми средне- и мелкозернистыми песчаниками, чередующимися с пачками алевролитов и аргиллитов, к которым приурочены пласты углей. В песчаниках широко распространены конкреции плотного известкового песчаника (так называемые «каравай») размером до 1—3 м. Они обычно образуют цепочковидные прослои, выдерживающиеся на значительном расстоянии, и часто сливающиеся в карнизоподобные пласты.

В нижней половине свиты наряду с песчаниками существенная роль принадлежит алевролитово-аргиллитовым породам. В верхней — преобладают песчаники. В разрезе свиты особенно на центральном участке встречаются маломощные прослои внутрiformационных конгломератов, состоящих из галек нижележащих песчаников, алевролитово-аргиллитовых пород и иногда углей.

Как уже указывалось, нижняя граница свиты проводится условно, по появлению характерных зеленоватых песчаников, малораспространенных в чечумской серии, а также по резкому изменению минералогического состава пород.

Для отложений батылхской свиты характерен полевошпатово-кварцевый состав обломочного материала, причем содержание свежих кислых плагиоклазов достигает в них 55—60%. Среди последних часто встречаются очень характерные эпидотизированные разности, служащие одним из коррелирующих признаков описываемой свиты. Часто в породах присутствуют многочисленные пластинки гидратизированного биотита. Цементом песчаников служит хлорит, кальцит и кальциевый цеолит-ломонтит; последний является также одним из корреляционных признаков пород сангарской серии.

Содержание минералов тяжелой фракции достигает 2—2,5% в то время, как в породах чечумской серии оно не превышает сотых, редко десятых долей процента.

Руководящими минералами служат эпидот (60—70%), гранат (20—30%) с многочисленными специфическими малиновыми и бурыми разностями, биотит. Характерно сильное снижение содержания лейкоксена (2—5%) и циркона (около 1—3%).

Резкое изменение минералогического состава на границе чечумской и сангарской серий служат прекрасным корреляционным признаком позволяющим отделить эти отложения друг от друга в пределах центрального и западной части широтного участков Приверхоянья, а также на прилежащих участках Вилюйской впадины. Однако граница массового распространения эпидота не повсеместно совпадает со стратиграфической границей верхнеюрских и нижнемеловых отложений, а скользит в пространстве по разрезу, что ограничивает применение корреляции по минералогическому составу определенной ограниченной территорией. Это скольжение границы массового распространения эпидота отмечалось нами в Вилюйской впадине, где при движении на запад «эпидотовая ассоциация» постепенно опускалась вниз по разрезу, захватывая в Вилюйской скважине верхнюю часть чечумской серии, а далее на запад весь комплекс юрских осадков. При движении в юго-восточном направлении наблюдается обратная картина: «эпидотовая ассоциация» поднимается вверх поразрезу. Так, на Алдане, по данным

З. М. Старостиной, эпидот появляется лишь в верхней части сангарской серии — в эксеняхской свите, в батылыхской же свите распространена гранатово-апатитовая ассоциация, свойственная породам чечумской серии.

Для пород батылыхской свиты характерны многочисленные растительные остатки. Руководящими формами В. А. Вахрамеев считает: *Cladophlebis argutula*, *Cl. pseudalobifolia*, *Cl. lenaensis*, *Cl. sangarensis*, *Con. setacea Ginkgo huttonii* и др.

В пределах центрального участка батылыхская свита наиболее детально исследована в районе пос. Сангары. Верхняя часть свиты была изучена нами совместно с З. М. Старостиной в 1951 г. по естественным обнажениям в береговых обрывах Лены, восточнее сел. Сангары, а также по ряду разведочных скважин (112, 129). Нижняя часть свиты, в то время еще не разведанная, была изучена позднее в 1955 г. по скважинам 1^к, 2^к, 3^к, 4^к и 5^к, пробуренным ЯКРБ в 1953—1954 гг. юго-восточнее пос. Сангар. Описание Сангарского месторождения и увязка разведочных скважин по угольным пластам была сделана в последние годы Г. С. Фрадкиным (1955 г.). Схема увязки скважин Г. С. Фрадкина используется нами при описании нижней части разреза.

Батылыхская свита по характеру строения разбивается на три толщи.

1. Нижняя толща мощностью около 500 м включает хорошо прослеживающиеся по месторождению угольные пласты «Находка», «Сапропелевый», «Неизвестный», «Спутник», «Юбилейный». Эта часть батылыхской свиты характеризуется присутствием мощных песчаных пачек с подчиненными прослоями алевритов, чередующихся с не менее мощными пачками сложного, часто очень тонкого переслаивания песчаников, алевритов и аргиллитов, к которым приурочены пласты углей. Угли обычно подстилаются и перекрываются аргиллитами. В толще насчитывается девять пластов угля, из которых шесть имеют мощность от 1 до 1,75 м и три (в самой нижней части толщи) 0,50—0,60 м.

2. Средняя толща мощностью около 240 м включает угольные пласты «Западный», «Двойной», «Центральный», «Логовой», «Промежуточный» и «Сложный». Она очень близка по характеру к нижней толще, но отличается от последней меньшей ролью пачек переслаивания алевритово-аргиллитового состава и преобладанием в разрезе песчаников. Пласты углей приурочены обычно к алевритово-аргиллитовым прослоям, но иногда мощность этих прослоев крайне мала. Некоторые пласты углей переслаиваются непосредственно песчаниками и даже несут следы небольшого размыва. В толще насчитывается шесть пластов углей, три мощностью 1,10—1,60 м и три 0,50—0,60 м.

3. Верхняя толща мощностью около 550 м отличается преобладанием песчаников. Она охватывает угольные пласты от «Нагорного» до пласта «А». Мощности песчаных пачек колеблются от 30—50 до 70—80 м, в то же время мощность переслаивающихся пачек не превышает 10—25 м, а часто и значительно меньше; угольные пласты особенно в верхней части толщи залегают иногда непосредственно в песчаной пачке, имея в подошве и реже в кровле лишь маломощный прослой алевритово-глинисто-углистой породы. Кровля углей часто перекрывается песчаниками. В толще насчитывается десять пластов углей («Нагорный», «Нижний», «F», «Д₁», «Д₂», «Новый», «Дальний», «С», «В» и «А»), из которых только два имеют мощность 1—1,30 м и восемь 0,20—0,65 м. Нижняя толща описана по скв. 4^к, верхи ее по скв. 3^к, средняя толща по скв. 1^к и 2^к, верхняя по скв. 2^к, по обнажениям в береговых обрывах Лены, восточнее пос. Сангары и по разведочным скв. 112 и 129.

Характер разреза остается постоянным. Толща состоит из пачки песчаников средне- и мелкозернистых, неслоистых, реже косо волнисто-слоистых мощностью 30—55 м, чередующихся с алевритово-глинисто-угольными пачками мощностью в 1—10 м. Нередко маломощные угольные пласты залегают непосредственно в песчаной пачке. В верхней толще, помимо пласта «Нагорного», насчитывается восемь угольных пластов мощностью от 0,65 до 0,20 м.

При движении снизу вверх по разрезу батылхской свиты отчетливо фиксируется увеличение роли песчаных пород, уменьшение значения песчано-алевритово-глинистых пачек переслаивания и убывания мощностей угольных пластов.

В. А. Вахрамеевым в обнажениях восточнее пос. Сангар, а также в районе мыса Кальвица собрана обильная флора, характерная для батылхской свиты: *Coniopteris burejensis* Sew. (Zal.), *Con. setacea* Prun., *Con. nympharum* Heer, *Cladophlebis lenaensis* Vachr. Cl. *sangarensis* Vachr. *Ruffordia* cf. *goeppertii* (Dunk.) Sow., *Cladophlebis ketovae* (Vachr.) и др.

Минералогический состав свиты постоянен; ассоциация тяжелых минералов характеризуется высоким содержанием минералов группы эпидота, наличием ортита, обилием гранатов с характерными малиновыми и оранжевыми разностями, присутствием хлорита, биотита и апатита. Мощность батылхской свиты около 1300 м.

В пределах широтного участка батылхская свита развита в предгорной части хребта и выходит в ядрах и на крыльях синклинальных складок по Багасу, Моолу, Тынкычану и Ыбыкану, Западной и Восточной Градыгам. При движении на юг нижнемеловые отложения скрываются под плащом четвертичных и современных осадков Приалданской равнины и выступают на дневную поверхность лишь в отдельных брахиантиклинальных поднятиях (увал Дельгинях, Градыгская антиклиналь).

Характер строения батылхской свиты в области широтного участка остается в общих чертах очень близким к вышеописанному. Отличием является повышенная песчанистость пород нижней половины свиты, значительно меньшая угленосность, а также присутствие в верхней половине свиты грубого гравийного и даже галечного материала с галькой пород, чуждых Верхоянью (различные эффузивы, кварциты и пр.). Самые нижние горизонты свиты вблизи границы с чечумской серией были изучены по притоку Кели Моолу, где слои батылхской свиты непосредственно продолжают разрез моольской свиты. В 200—300 м выше по течению Моола от крайних выходов чечумской серии обнажаются характерные зеленовато-серые песчаники с известковистыми конкрециями, чередующимися с пачками алевритово-аргиллитового состава, к которым приурочен прослой углей мощностью 0,40 м. Минералогический состав тяжелой фракции пород из этих отложений резко отличается от пород чечумской серии и представлен характерной батылхской ассоциацией с высоким содержанием минералов группы эпидота, сфена, гранатов и слюд.

В изученном разрезе по Западной Градыге была собрана флора, определенная В. А. Вахрамеевым: *Equisetites* sp., *Coniopteris gracilis* Heer, *Con. ex gr. burejensis* Sew. (Zal.), *Nilssoniopteris ovalis* Sam., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Pityophyllum Nordenskioldi* Heer. Ряд форм известен из батылхской свиты других районов.

Как это можно видеть из приведенного описания, батылхская свита на широтном и центральном участках отличается большим сходством. В обоих районах наблюдается постепенный переход от верхнеюрских отложений к нижнемеловым, позволяющий границу между ними услов-

но проводить по массовому появлению эпидота (в пределах территории Сангары — Восточная Градыга). Для обоих районов характерен более тонкозернистый состав и большая угленосность нижней половины свиты по сравнению с верхней.

Эксеняхская свита (Сг₁²)

Эксеняхская свита в пределах центрального участка была изучена нами на Лене, в разрезе брахиантиклинальной складки возвышенности Эксеня-Хаята, откуда данная свита и получила свое название. Хорошее обнажение эксеняхской свиты расположено севернее пос. Сангары, в районе Аэродромного мыса. В пределах широтного участка эксеняхская свита была изучена по Западной Градыге по северному и южному крыльям брахиантиклинальной складки (Градыгской антиклинали), расположенной на левом берегу Западной Градыги, в 10 км от ее устья.

Эксеняхская свита сложена в основном песчаниками с очень редкими маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов; угли почти отсутствуют, встречаются в виде маломощных линзовидно-вклинивающихся прослоев. Для песчаных пород характерно частое присутствие косослоистых серий, плохая сортировка обломочного материала, наличие прослоев, обогащенных глинистой галькой — следы внутриформационных размывов. В пределах широтного участка так же, как в батылыхской свите, присутствуют прослой конгломератов с галькой изверженных и метаморфических пород. По своему минералогическому составу пески и песчаники близки к породам нижнего горизонта, но отличаются еще более высоким содержанием тяжелой фракции (до 3,5% и более). Среди минералов тяжелой фракции, помимо эпидота, широкое распространение получает роговая обманка (до 30—40%).

Характерными растениями эксеняхской свиты В. А. Вахрамеев считает *Onychiopsis elongata* Geyl. и *Coniopteris onychioides* Vas. et K.-M., *Ginkgo adiantoides* Ung., *Paratoxodium jacutensis* Vachr.

Нижняя граница свиты проводится по исчезновению в разрезе углей и по четкому изменению состава тяжелой фракции. Для эксеняхской свиты коррелирующими минералами являются: роговая обманка (20—40%), эпидот (25—50%), гранат (10—20%), рудные минералы — ильменит, магнетит (5—15%), постоянно присутствуют биотит и хлорит (достигающие иногда 25—30%), сфен и апатит. Мощность эксеняхской свиты в Сангарском районе равняется 600—650 м.

На широтном участке эксеняхская свита сохраняет близкий литологический и минералогический характер. Нижняя часть разреза снята по северному крылу Градыгской антиклинали, верхняя — по южному. Замеренная мощность свиты в этом разрезе около 200 м. В нижней части разреза развиты пески и рыхлые песчаники с караваеобразными прослоями известковистых песчаников. Породы окрашены в зеленовато-серый цвет, преобладают средне- и крупнозернистые разности, иногда встречаются прослой, обогащенные гравийным материалом. Характерно широкое распространение косослоистых серий, обилие обуглившихся растительных остатков и обломков древесины, наличие рассеянных галек, переходящих иногда в пудинговые конгломераты. В составе галек присутствуют кварц, кварциты, темно-красные гальки кварцевых порфиров, альбитофиров, редкая галька гранит-порфиров, песчаники и сланцы верхоянского комплекса. Часто встречаются прослой глинистых катунов и обломки обуглившейся древесины. Верхняя часть разреза характеризуется чередованием пачек зеленовато-серых песков, мелко- и среднезернистых, с известковыми конкрециями мощностью 20—30 м и пачек переслаивания серых алевролитовых глин и алевролитов мощ-

ностью 5—10 м. К пачкам переслаивания приурочены два прослоя угля мощностью 0,10—0,40 м. В песках часто встречаются линзовидные прослой конгломератов мощностью 0,10—0,15 м или рассеянная галька того же состава, что в нижележащей пачке. Песчаные пачки с конгломератом в основании иногда эрозионно срезают прослой углей или кровлю безугольных глинисто-алевролитовых пачек.

В глинисто-алевролитовых породах найдены отпечатки *Onychiopsis* sp. и *Cephalotaxopsis* sp.

Минералогический состав тяжелой фракции эксеняхской свиты на Западной Градыге тот же, что и в сангарском разрезе: роговая обманка (15—50%), эпидот (35—40%), гранат (20—30%), ильменит (15—25%).

В восточной части широтного участка, в области замыкания прогиба, в разрезах Алдана, между Тырой и Хандыгой, сангарская серия сохраняет в общем тот же литологический облик, что в северо-западных районах. Нижняя часть серии, обнажающаяся по левому берегу Алдана, несколько ниже устья Тыры до северного окончания Черепановых островов, представлена чередованием мелкозернистых зеленоватых песчаников мощностью 10—30 м с пачками переслаивания песчанисто-алевролитовых пород, к которым приурочены пласты углей мощностью 0,20—2,5 м. Большая роль в разрезе принадлежит красным и бурым горелым породам, прослеживающимся в береговых обрывах мощными горизонтами на значительное расстояние. По простиранию эти породы иногда замещаются нормальными песчаниками и алевролитами. В алевролитах и аргиллитах описываемой толщи обнаружены отпечатки флоры, собранные В. А. Вахрамеевым и В. А. Самылиной (определения В. А. Самылиной).

В нижней части разреза против устья Тыры собраны *Equisetites asiaticus* Pryn., *Coniopteris nymphorum* (Heer) Vachr., *Cladophlebis pseudolobifolia* Vachr., *Aldania auriculata* Sam., *Tyrmia palynovii* (Nov.) Pryn., *Heilungia amurensis* Sam. и другие формы. Выше по разрезу в обнажениях, расположенных напротив Черепановых островов, встречен несколько иной комплекс флоры, для которого характерны *Coniopteris nymphorum* Heer, *Cladophlebis sangarensis* Vachr., *Gonatosorus ketovae* Vachr., *Ctenis burejensis* var. *typica* Pryn., *Jacutiella amurensis* (Nov.) Sam. Флора нижней части разреза может быть сопоставлена с флорой средней части батылхской свиты сангарского разреза, а флора из верхней части — с флорой верхней части этого же разреза.

Верхняя часть серии обнажается ниже по левому берегу Алдана до устья Восточной Хандыги. Представлена она характерными «сангарскими» песчаниками зеленовато-серого цвета, среднезернистыми, с почкообразными прослоями караваеобразных известковых конкреций до 1,5—2 м в диаметре, чередующимся с редкими маломощными пачками переслаивания алевролитово-глинистого состава, к которым приурочены тонкие прослой углей (0,10—0,20 м); мощность пачек переслаивания 3—10 м. Большое значение в описываемой пачке имеют прослеживающиеся по простиранию довольно мощные горизонты рыхлых горелых пород красного и розового цвета, достигающие иногда нескольких десятков метров. Среди отпечатков флоры, собранных В. А. Вахрамеевым и В. А. Самылиной на левом берегу Алдана, против устья Восточной Хандыги, В. А. Самылиной определены *Nilssonia jacutica* Sam., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Ginkgo adiantoides* Ung. Schap., *Podozamites angustifolius* Heer и др.

По заключению В. А. Вахрамеева, преимущественно песчаная толща, обнажающаяся выше устья Хандыги, может быть сопоставлена с эксеняхской свитой.

Минералогический состав пород сангарской серии алданского разреза, по данным З. М. Старостиной, несколько отличается от более западных районов. Нижняя часть сангарской серии охарактеризована комплексом минералов, типичным для чечумской серии западных районов. В ней встречены гранат (до 60%), циркон (2—10%), биотит и хлорит (до 40—60%), апатит (20—40%). Эпидот появляется и получает широкое развитие лишь в верхней толще, особенно в верхней ее половине, т. е. характеризует часть разреза, относящуюся к эксеняхской свите. Коррелирующими минералами этой части разреза являются гранат (20—35 до 50—70%) в нижней части толщи, эпидот (до 30—40%), биотит и хлорит (20—35%) и апатит (до 20—30%).

Таким образом, здесь мы видим скольжение границы массового распространения эпидота при движении на восток, вверх по разрезу. На Западной Градыте в батылхской свите наблюдается вклинивание отдельных «гранатовых» пачек в толщу пород, охарактеризованных эпидотовой ассоциацией: на Алдане уже вся часть разреза, соответствующая батылхской свите, характеризуется распространением «гранатовой ассоциации».

* * *

Комплекс угленосных отложений нижнего мела протягивается вдоль всего меридионального отрезка Верхоянского хребта и на севере уходит далеко на запад в область Хатангской впадины. Литологический и минералогический состав нижнемеловой толщи остается исключительно выдержанным и характеризуется широким распространением зеленоватых песчаников с крупными караваеобразными известковыми конкрециями, чередующимися с пачками песчанисто-алевритово-глинистого состава, к которым приурочены пласты углей. Для всей толщи сохраняется корреляционное значение эпидота, являющегося руководящим минералом тяжелой фракции.

Севернее Булуна нижние горизонты нижнего мела (валанжинский ярус) замещаются морскими осадками. Валанжин в пределах северной части меридионального отрезка прогиба, а также в Хатангской впадине повсеместно ложится с размывом на отложения верхней, а иногда и средней юры (А. А. Межвилк, 1954 г.; П. И. Глушинский, 1950 г.).

Песчаники валанжина отличаются хорошей сортировкой обломочного материала, имеют полевошпатово-кварцевый состав и так же, как песчаники сангарской серии, характеризуются обилием кислых плагиоклазов и наличием ломонтитового цемента.

Состав тяжелой фракции совершенно идентичен нижнемеловым отложениям центральных районов Приверхоянья. Присутствуют эпидот (60—30%), гранат (20—10%) и сфен (20—6%), составляющие около 90—95% всей тяжелой фракции. В ничтожных количествах встречены циркон, биотит, хлорит и апатит. Выше морские песчаники валанжина постепенно переходят в мощную серию угленосных осадков, подробно описанных в районе Булуна П. И. Глушинским (1954 г.). Угленосная серия разделяется на две толщи: ленскую и оленекокую. Ленская толща и нижняя часть оленекокой толщи соответствуют нижнему мелу (верхний валанжин — альб), верхняя часть оленекокой толщи условно относится к верхнему мелу (сеноман).

Ленская толща состоит из шести свит: трех песчаных и трех алевритово-глинисто-углистых, чередующихся в разрезе. Ниже мы приводим описание ленской угленосной серии, по П. И. Глушинскому.

К и г и л я х с к а я с в и т а согласно залегает на слоях валанжина и связана с ними постепенным переходом. Представлена зеленоватыми песчаниками, часто косослонистыми, с волноприбойными знаками, с редкими прослоями алевритов и маломощных углей. Мощность 180—430 м.

Кюсюрская свита сложена чередованием темно-серых мелкозернистых песчаников и алевролитов со сложно построенными пластами углей. Встречены многочисленные растительные отпечатки и фауна солоноватоводных и пресноводных пелеципод, определенных Г. Г. Мартинсоном и отвечающая верхам валанжина — низам готерива: *Unio parva* Martin., *Unio* sp., *Corbula* cf. *Sowerbii*, *Corbula* cf. *Sed.* Мощность 100—170 м.

Надкюсюрская свита — серые песчаники среднезернистые, часто косослоистые, с караваеобразными удлиненными известковыми конкрециями (длиною до 5 м, шириною до 1 м). Мощность 520—800 м.

Булунская свита представлена чередованием мелкозернистых песчаников, алевролитов и углей. Встречены многочисленные растительные отпечатки. Мощность 40—100 м.

Надбулунская свита — песчаники, часто косослоистые, с крупными известковыми конкрециями, внизу с галькой серых алевролитов и линзами углей. Мощность 500—550 м.

Огонер-юряхская свита — темно-серые алевролиты и мелкозернистые песчаники со сложными пластами углей. Многочисленная флора гинкговых, папоротников и хвощей и фауна пресноводных моллюсков — *Pseudocardinia ovalis* Martin., *Pseudocardinia arctica* Martin., *Ps. intervudica* Martin sp., *Pseudocardinia* sp., *Unio* aff. *senectus* White. Мощность 280—380 м.

П. И. Глушинский отмечает разнофациальный характер фаунистических комплексов кюсюрской и огонер-юряхской свит. Корбулевый комплекс кюсюрской свиты указывает на лагунно-лиманное, или эстуариевые, условия осадкоотложения с солоноватым характером водной среды; в отдельных участках, где существовали *Unio*, вода была опреснена, очевидно, за счет впадения рек. Псевдокардиниевый комплекс огонер-юряхской свиты говорит о дальнейшем опреснении бассейна.

Выше следуют отложения оленекской толщи. В районе Булуна присутствуют лишь ее нижние горизонты (лукумайская свита). Полный разрез оленекской толщи известен в более северных районах и описан П. И. Глушинским в районе Оленека и Оленекской протоки.

Ископаемая флора угленосных отложений северных районов была изучена Н. Д. Василевской (1956; 1957), которая выделила три комплекса, связанные соответственно с кюсюрской, булунской и огонер-юряхской свитами. В. А. Вахрамеев (1958) считает, что флора батыльхской свиты хорошо сопоставляется с флорой кюсюрской и булунской свит, обладая рядом общих видов: *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *Consetacea* Pryn., *Cladophlebis lenaensis* Vachr., *Cl. williamsonii* (Brong.) Pryn., *Ginkgo Huttonii* (Sternb.) Heer, *G. sibirica* Heer и др.

Флора эксеняхской свиты хорошо сопоставляется с флорой огонер-юряхской свиты: для обеих характерно широкое распространение *Coniopteris onychioides* Vas. et K.—M., *Ginkgo adiantoides*, более редкие *Gteichemia lobata* Vachr. и представителей рода *Adiantites*. Подобный же комплекс развит в нижней половине оленекской серии (лукумайская и укинская свиты). Таким образом, эксеняхская свита может быть параллелизована с огонер-юряхской свитой и двумя нижними свитами оленекской серии (Вахрамеев, 1958).

Верхние две свиты оленекской серии, возможно, отвечают хатырыкской свите. Они отличаются более грубозернистым составом песчаных пачек и появлением разнообразного галечникового материала. Как и в хатырыкской свите, в них присутствуют пласты углей рабочей мощности.

Минералогический состав нижнемеловых отложений северных районов, изученный Б. И. Тест, совершенно идентичен составу пород батыльхской свиты¹. Характерного обогащения роговой обманкой пород

¹ Благодаря любезности Б. И. Тест имелась возможность просмотреть шлифы и препараты тяжелой фракции ленской толщи и сопоставить их с породами сангарской серии.

верхней части разреза (соответствующих эксеняхской свите) не наблюдается, однако появление роговой обманки и огонер-юряхской свите все же фиксируется. Песчаники ленской толщи имеют полевошпатово-кварцевый состав, причем характерно высокое содержание кислых плагиоклазов. Цементом служит хлорит, кальцит и ломонтит. Присутствие последнего особенно интересно, так как ломонтит довольно редкий минерал в осадочных отложениях. Широкое распространение его в нижнемеловых породах прогиба, прослеженное от Булуна до Восточной Градыги и, вероятно, продолжающееся далее на восток, является прекрасным корреляционным признаком для описываемых отложений, подтверждающим сходство обстановки их накопления, диагенеза и эпигенеза.

Содержание минералов тяжелой фракции высокое, обычно превышающее 1—1,5%. Состав их аналогичен батыльхской свите. Доминирующие минералы — эпидот (15—50%), гранат (10—50%); в меньшем количестве встречаются сфен (1—19%), рудные минералы (1—8%) и апатит (2—10%), спорадически присутствует биотит (1—17%); резко подчиненное значение имеют циркон (1—2%) и лейкоксен (1—3%). В огонер-юряхской свите появляется роговая обманка (до 17%).

Общая мощность ленской толщи в районе Булуна достигает 1600—2300 м, уменьшаясь в районе Оленекской протоки до 600 м.

В заключении глав, посвященных стратиграфической характеристике мезозойских и верхнепалеозойских отложений, мы приводим схемы их расчленения и сопоставления для территории двух сопряженных структурных областей — Лено-Вилюйской впадины и Верхоянской складчатой зоны. В схемах дается характеристика отдельных участков этих структур, выделенных, как уже указывалось ранее, по принципу полноты разреза слагающих их отложений и их фациальной специфики. В пределах складчатой зоны Верхоянья дается характеристика сводных разрезов трех его участков: широтного, центрального и меридионального. В пределах Лено-Вилюйской впадины рассматриваются разрезы ее внешних склонов, сопряженных с широтным и меридиональным отрезками Верхоянской области, ее внутренних склонов (южного, западного и северо-западного), оконтуривающих непосредственно самую впадину и разрез ее центральной части, сопряженной с центральным участком Верхоянской дуги, по своему характеру являющийся переходным от разрезов типа платформенных склонов к геосинклинальным разрезам.

Для разреза каждого участка, помимо краткой литологической и палеонтологической характеристики, слагающих его комплексов и свит, дается перечень главнейших петрографических признаков, имеющих корреляционное значение в пределах данного, а иногда и нескольких участков (табл. 3, 4).

СХЕМА СОПОСТАВЛЕНИЯ ПЕРМСКИХ И НИЖЕТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ВЕРХОЯНСКОГО ХРЕБТА
(составил В. Д. Шутов)

Отдел	Ярус	Лито-генетический комплекс (формация)	Этапы цикла	Широтный участок (бассейны Томпо, Уяны, Бараи, Градыги, Ыбыкана, Кели)	Центральный участок (бассейны Тумары, Неры, Дянушки, Юндолюнга, Бегиджана)	Меридиональный участок, Северное Верхоянье (бассейны Собопола, Натары, правобережье Лены до ее устья)	
Триас	Средний	Ладинский (Т ₂ ²) Анзыйский (Т ₁ ²)	Песчаный континентальный	Общих поднятий	Региональное поднятие		
	Нижний	Оленекский (Т ₁ ²) Индский (Т ₁ ¹)	Красноцветный (дельтаво-лагунная формация)	Прогрессивно развивающаяся регрессия	Мощность 100 м Маломощные песчаные отложения, иногда с прослоями глинистых углей. Среднетриасовый комплекс спор. Континентальные фации. Локальное распространение (крайний юго-восток)	Мощность 300 м и более Размыв Маломощные песчаники с конгломератами. <i>Papanoceras, Gervilia arctica</i> Kipar Песчаники с редкими линзами конгломератов, реже песчаные сланцы с включением гальки кварцитов и пестрых яшмовидных роговиков. Морские и прибрежно-морские фации. Обильная фауна: <i>Trigonodus, Myophoriopsis, Pseudomonotis, Hungarites</i> Лейкоксен, магнетит, пирротин, циркон, рутил, новообразования рутила и циркона	
Пермь	Верхняя	Татарский (Р ₂ ²) Казанский (Р ₁ ²)	Угленосный	Энды-бальская серия	Мощность 150—500 м Хоралыгская свита Переслаивание мощных песчаных пачек с пачками черных алевролитов. Цемент порово-пленочный, монотермитоподобного состава и кварцево-регенерационный. Включения гальки кварцитов и метаморфизованных гранитоидов. На юго-востоке присутствуют линзы конгломератов. В крайней западной части в песчаных пачках появляются прослои углито-глинистых сланцев. <i>Paracalamites</i> sp., <i>Kolymia pterineaformis</i> , <i>K. alata</i> . Микрофауна <i>Nodosaria</i> off. <i>elabuge</i> , <i>N. salidissima</i> и др. Фации мелководья, прибрежно-морские и аллювиальные Гранат, циркон, турмалин	Мощность 500—1800 м Верхнеэндыбальская свита Циклическое строение разреза: чередование пачек песчаников, алевролитов, аргиллитов с присутствием каменных углей. Максимальная мощность углей до 2 м приурочена к центральному району. <i>Kolymia, Edmondia, Nodosaria, Noeggerathiopsis aequalis</i> и др. Фации мелководья, прибрежно-морские и лагуно-континентальные.	Хараулахская свита
			Флишоидный	Начальный этап общей регрессии	Мощность 700—1200 м Нижнеэндыбальская свита Переслаивание флишоидных пачек с песчаными. На юго-востоке преобладают песчаники, появляются линзы конгломерата. Отмечаются волно-прибойные знаки в кровле пластов, иногда фукоиды и фунтиковые структуры. <i>Spirifer regulatus, Kolymia inoceramiformis, K. pterineaformis</i> и др. Лейкоксен, циркон, турмалин, апатит, рутил	Мощность 1000—2000 м	
	Нижняя	Кунгурский (Р ₂ ¹) Артинский (Р ₁ ¹) Сакмарский (Р ₁ ¹)	Сланцевый	Максимального распространения и стояния бассейна	Эчийская свита Мощность 400—500 м Черные алевролитоглинистые и глинистые сланцы с караваями сидерита. Характерно повышенное содержание органического углерода (до 3%) и интенсивная пиритизация. <i>Productus verchojanicus</i> Fred., <i>Chonetes brama</i> . Мусковит, хлорит, ильменит, турмалин, лейкоксен, циркон, турмалин, апатит	Мощность 400 м	Верхоянская свита
			Песчано-сланцевый	Трансгрессивный	Мощность до 1500 м Берандинская свита Груборитмичное чередование песчаных и алевролитовых пачек. Наверху пласты гравелитов, линзы конгломератов и пакеты углистых сланцев с <i>Noeggerathiopsis</i> и <i>Paracalamites</i> . Песчаники со сноповидным, мусковитовым, хлоритовым или кварцево-регенерационным цементом. Морские фации в нижней половине; в верхней — прибрежные и частично аллювиальные. Эпидот, цоизит, гранат	Мощность 1000 м	
				Мощность до 2000 м Толчанская серия Черные филитоподобные сланцы, переслаивающиеся наверху с мощными пачками песчаников. В сланцах характерная ассоциация стрессовых минералов: мусковит, хлорит, кварц, иногда железистый карбонат. Песчаники с шиповидными структурами, обусловленными новообразованиями мусковита, хлорита, кварца и полевых шпатов; начальные явления сегрегации. Фауна пелеципод и брахиопод плохой сохранности. Характерно отсутствие <i>Productus verchojanicus</i> Fred. Гиацинтовый циркон, турмалин, титанистые минералы и хлорит	Мощность 1000 м	Тиксинская свита и нижние три сланцевые свиты Атласова на Орулгане Черные глинистые сланцы, алевролиты и очень редкие прослои песчаников. Морские фации, иногда напоминающие флишоид. Фауна <i>Productus gruenewaldti, Spirifer strangwaysi, Schizophoria resupinata</i> и др.	

Фауна: *Productus verchojanicus, Chonetes brama, Spirifer kharaulakhensis, Spiriferella sarandae*

СХЕМА СОПОСТАВЛЕНИЯ ВЕРХНЕТРИАСОВЫХ, ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ВЕРХОЯНСКОГО ХРЕБТА И ВИЛЮЙСКОЙ ВПАДИНЫ (составила А. Г. Коссовская)

Отдел	Ярус	Серия	Литолого-генетические комплексы (формации)	Этапы цикла	Западный склон Верхоянского хребта			Центральные, наиболее прогнутые участки Вилюйской впадины (район Вилюйска, скв. Намцы)	Платформенные склоны Вилюйской впадины и продольного краевого прогиба												
					Широтный участок (Уяна, Западная Градыга, Ыбыкан, Кея)	Центральный участок (Чечума, пос. Сангары, сел. Китчани, Лямпеска, Джанушка, Юндолоит)	Меридиональный участок (Бегуджан, Собопок, Мевкере)		Южное крыло Вилюйской впадины и восточный склон Адагского цита		Западное крыло Вилюйской впадины	Северное крыло Вилюйской впадины и восточный склон Анабарского массива									
									район нижнего течения Адага	район Якутска, Синяя		район Вилюя среднее течение Мархи и Ыгытты	район Жиганска	район Чекуровка, Булуу							
Верхний мел	Верхний турон	Верхний ман	Вилюйская	Комплекс аллювиальных каолинизированных песков	Общих подъятий	Отложения не известны			Вилюйская серия	Отложения отсутствуют											
						Линденская свита Мощность 100 м Пески сильно каолинизированные, с прослоями песчаных глин и лигнитов; линзы галечников. Преимущественно кварцевый состав песков Ильменит (до 80%), гранат Тимердякская свита Мощность 800 м Пески и рыхлые песчаники каолинизированные, косослоистые, с прослоями песчаных глин с янтарем, лигнит, линзы галечников. Аллювиальные отложения Гранат, дистен, ильменит, эпидот Хатырыкская свита Мощность 200 м Белые каолинизированные пески с прослоями глин с янтарем и маломощными углями. В намцкой скважине (в основании) гранодиоритовые туфопесчаники Дистен, гранат, ильменит				Преимущественно песчаники, разделяющиеся пачками алевролитово-глинистых пород с углями. Выделяются четыре свиты											
						Эксеняхская свита Мощность 500 м Пески и песчаники с редкими прослоями алевролитов, алевролитовых глин и маломощных углей. Крупные карбонатные конкреции. Преимущественно континентальные аллювиальные отложения. На широтном участке маломощные прослои конгломератов с гальками кварцитов, эффузивов и пород верхоянского комплекса. <i>Onychopterus elongata</i> , <i>Coniopteris onychioides</i> . Содержание тяжелой фракции >2-2,5% Роговая обманка, эпидот Батылхская свита Мощность 2000 м В нижней половине циклическое чередование хорошо отсортированных песчаников с пачками чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов. Вверху увеличивается роль песчаников и ухудшается их сортировка. На широтном участке — появление галечникового материала; в составе гальки метаморфические породы и кислые эффузивы. Угли приурочены к пачкам чередования, реже к песчаным. Состав песчаников полевшпатово-кварцевый, преобладают свежие кислые плагиоклазы, часто с включениями эпидота. Цемент хлоритовый, ломонитовый (кальциевый цеолит) и карбонатный. Крупные песчано-карбонатные конкреции. Фауны в первой половине прибрежно-морские, во второй — преимущественно континентальные. <i>Cladophlebis lenaensis</i> , <i>Cl. argutula</i> , <i>Coniopteris burejensis</i> и др. Содержание тяжелой фракции — 2% Эпидот, гранат (розовый, иногда бурый или оранжевый), биотит, апатит; на широтном участке прослой, обогащенные гранатом				Угленосные отложения, представленные чередованием песчаников с пачками алевролитов, аргиллитов и углей Эпидот, гранат, биотит, апатит, верху роговая обманка		Эксеняхская свита Мощность 350 м Песчаники с подчиненными прослоями алевролитовых глин, иногда углей Роговая обманка, эпидот, гранат Батылхская свита В нижней половине — чередование песчаников с алевролитоглинистыми пачками с углями, в верху — преимущественно песчаники. Песчаники полевшпатово-кварцевые Эпидот, гранат, хлорит, биотит		Эксеняхская свита Песчаники с крупными карбонатными конкрециями. <i>Coniopteris onychioides</i> , <i>Ginkgo adiantoides</i> Эпидот, гранат, биотит Батылхская свита Чередование песчаников с пачками переслаивания алевролитов, аргиллитов и углей. <i>Cladophlebis argutula</i> , <i>Taeniopteris amurensis</i> , <i>Ctenis</i> , <i>Tyrnia</i> Гранат, апатит, сфен		Кангаласский тип угленосной толщи Мощность 250 м Циклическое чередование песчаных пачек с пачками переслаивания, к которым приурочены мощные угли. Выделяются два цикла. В нижнем цикле руководящие минералы Эпидот, гранат; в верхнем цикле — роговая обманка, эпидот		Мощность 500 м Циклическое чередование песчаных пачек с пачками переслаивания алевролитов, глин и углей. Содержание тяжелой фракции >2,5-3% Эпидот, биотит, хлорит, апатит, гранат, роговая обманка		Огомер-юрьская свита Угленосная свита Надбулунская свита Песчаниковая свита Булунская угленосная свита Надююрская свита Песчаниковая свита Кюсюрская свита Песчаники среднезернистые и алевролиты. Сложные пласты углей. Фауна солоновато-водных корбулей Кигильская свита Песчаники	
						Моольская свита Мощность 1000 м Чередование песчаников с алевролитами, аргиллитами и углями. Иногда флюидный тип переслаивания. Хорошая сортировка обломочного материала. Цемент песчаников хлоритово-гидрослюдистый. Состав песчаников кварцево-полевшпатовый; обилие свежих кислых плагиоклазов. Сильная известковость всех пород. Прибрежно-морские фауны. <i>Cladophlebis haiburensis</i> , <i>Cl. argutula</i> Обилие граната, хлорит, биотит, циркон, апатит Тынкычанская свита Мощность 400 м Чередование мощных пачек песчаников розоватого цвета с подчиненными пачками алевролитов, аргиллитов и углей. Хорошая сортировка обломочного материала. Характерные вкрапленники сидерита в песчаниках. Цемент гидрослюдистый и кальцитовый. Прибрежно-морские фауны. <i>Baiera universis</i> , <i>Equisetites angar</i> Циркон, гранат, хлорит, биотит				Мощность 1000 м Сложное чередование мощных пачек песчаников с пачками переслаивания алевролитов, аргиллитов и углей. Прибрежно-морские фауны. <i>Cladophlebis aldanensis</i> Vachr., <i>Cladophlebis argutula</i> . Угленосность уменьшается на север Гранат, циркон, хлорит, биотит, апатит		Мощность 650-700 м Циклическое чередование песчаных пачек с пачками алевролитов и углей. Сложный характер цикличности. Песчаники и алевролиты хорошо отсортированы; сложные текстуры взмучивания, ходы илоедов, слоистость типа «ряби мелководья». Прибрежно-морские фауны. Фауна ауцелл Гранат, циркон, хлорит, биотит, апатит (в Вилюйской скважине верху эпидот)		Сытогинская свита Мощность 200-13 м Морские мелкозернистые песчаники, алевролиты и глины. <i>Aucella rugosa</i> , <i>A. mosquensis</i> , <i>A. lindstroemi</i> Джаскойская свита Мощность 400-500 м Циклическое чередование песчаных пачек с алевролитоглинистыми пачками с углями. <i>Raphaelia diamensis</i> , <i>Cladophlebis aldanensis</i> Гранат, циркон, биотит, апатит		Кильдямский тип угленосной толщи Мощность 300-350 м Циклическое чередование песчаных пачек с пачками переслаивания, к которым приурочены мощные пласты углей. Выделяются три макроцикла. Пески и песчаники слабо отсортированы; глины каолинированные в подошве углей, монтмориллонитово-гидрослюдистые в межугельных пачках. Континентальные, верху континентально-прибрежные фауны Гранат, циркон, ильменит, биотит, апатит, сфен		Сытогинская свита Мощность 30-60 м Морские мелкозернистые песчаники, алевролиты и глины Джаскойская свита Мощность 150 м Циклическое чередование песчаных пачек с пачками переслаивания с углями. Выделяются три цикла. <i>Raphaelia diamensis</i> , <i>Baiera ahnertii</i> Эпидот, гранат, роговая обманка, ильменит		Мощность 130-300 м Морские песчаники с ауцеллами. Эпидот, слюды, гранат	
Верхняя юра	Келловей	Оксфорд	Чулымская	Развивающейся регрессии	Верхнеыбыканская свита Мощность 200-250 м Песчаники серые, мелкозернистые, хорошо отсортированные мелководных участков морского бассейна с <i>Eumorphotis lenaensis</i> Циркон, гранат, турмалин, иногда сфен, эпидот			Мощность 200-250 м Преимущественно песчаники с <i>Eumorphotis lenaensis</i> , <i>Inoceramus retrorsus</i> и др. Циркон, гранат, турмалин, иногда сфен		Мощность 400 м Песчаники с прослоями алевролитов. В разрезе скв. Намцы в основании мелкогалечниковые конгломераты		Мощность 250 м Мелководные морские песчаники с <i>Eumorphotis lenaensis</i> , <i>Inoceramus retrorsus</i> Циркон, гранат, сфен, эпидот		Якутская свита Мощность 300 м Аллювиально-дельта-вые пески и песчаники, верху с прослоями алевролитов и маломощных углей Циркон, гранат, слюды, сфен Эпидот, роговая обманка, ильменит В основании грубые пески с дистеном		Мощность 300 м Мелководные морские песчаники с прослоями алевролитов. Характерные известковистые звездчатые конкреции. <i>Inoceramus retrorsus</i> , <i>Eumorph. lenaensis</i> Эпидот, гранат, слюды		Мелко- и среднезернистые песчаники с подчиненными прослоями алевролитов. <i>Inoceramus retrorsus</i> и др.			
					Средняя юра	Кемрицкая	Чулымская	Нижнеыбыканская свита Мощность 300-600 м Чередование, часто флюидное, темно-серых и черных алевролитов, алевролитовых сланцев и песчаников. Обилие пирита, повышенная битуминозность пород. <i>Pseudomonotis tiungensis</i> , <i>Amaltheus margaritatus</i> , <i>Eumorphotis marchensis</i> Циркон, гранат, турмалин			Мощность 200-250 м Чередование песчаников и алевролитов, часто темноокрашенных. <i>Dactyloceras gracile</i> (simp.), <i>Tancredia stubendorffi</i> Schm., <i>Eumorphotis marchensis</i> Циркон, гранат, турмалин, иногда хлоритовид, титано-содержащие		Мощность 250 м Мелководные морские песчаники с прослоями алевролитов и глин, часто пиритизированными <i>Eumorphotis marchensis</i> <i>Belemnites of brevis</i> Морские прибрежные песчаники <i>Amaltheus margaritatus</i> , <i>Harpax</i> , <i>Myophoria laevigata</i> , <i>Pseud. tiungensis</i> Циркон, гранат, лейкоксен, слюды, глаукоцит		Мощность 70-100 м Преимущественно глинистые осадки с прослоями песчаных известняков. Обилие пирита. <i>Leda acuminata</i> и др. Морские мелкозернистые известняки. Хорошо отсортированные песчаники с глаукоцитом. <i>Pseud. tiungensis</i> , <i>Harpax laevigatus</i> и др. Эпидот, роговая обманка, ильменит		Мощность 230 м Чередование глин, алевролитов и мелкозернистых песчаников морского мелководья. Обилие пирита. <i>Pseud. tiungensis</i> , <i>Leda acuminata</i> , <i>Leda jacutica</i>		Мощность 200 м Серые глины и алевролиты с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников. <i>Veolopecten</i> и др. Циркон, гранат, лейкоксен, слюды		
Нижняя юра	Верхний лелас	Средний лелас	Верхняя юра	Нижний конгломератово-песчаный				Градыгская свита Мощность 300-800 м Прибрежные песчаники с подчиненными прослоями и линзами конгломератов типа подводных выносов. Хорошая сортировка обломочного материала. Состав кварцево-полевшпатовый. Характерно широкое развитие кварцитовидных структур песчаников. В крыле (на центральном и меридиональном участках) прослой конгломератов Анализ, брукит, турмалин (чисто синий), циркон, гранат, иногда хлоритовид; на широтном участке отсутствие граната, пирротина			Отложения не вскрыты		Укутская свита Мощность 200-30 м Песчаники с прослоями конгломератов, отложения приустевых участков рек. Сортировка слабая. Цемент глинистый, обычно каолинистый Гранат (до 88% циркон), турмалин, дистен, ставролит		Песчано-конгломератовые аллювиально-руслевые отложения Эпидот, роговая обманка, ильменит		Отложения отсутствуют		Морские песчаники мелкозернистые зеленоватой окраски		
					Верхний триас	Каринский	Нижний триас	Сородогинская свита Мощность 500-750 м Прибрежно-морские песчаники, светлоокрашенные, с редкими прослоями зеленоватых алевролитов. Состав кварцево-полевшпатовый, иногда обломки эффузивов В основании — конгломерат мощностью до 12 м с галькой изверженных и метаморфических пород В основании — иногда конгломерат с галькой кварца, известняков и подстилающих пород Анализ, брукит, турмалин, циркон, гранат, слюды, в основании эпидот													

Глава V

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОРОД, СЛАГАЮЩИЕ ИХ

Анализ разрезов верхнепалеозойских и мезозойских отложений Западного Верхоянья и Вилюйской впадины позволяет выделить в пределах обеих структур ряд литологических комплексов или формаций.

Литологический комплекс представляет устойчивую парагенетическую ассоциацию фациальных типов пород, характеризующих определенные физико-географические обстановки, соответствующие отдельным крупным этапам развития данной территории. Каждый литологический комплекс имеет четко выраженный облик, определяющийся составом и текстурно-структурными особенностями слагающих его пород, а также характером их соотношения и распределения в пределах комплекса. Выделенные комплексы имеют широкое площадное распространение и следуют друг за другом в определенной возрастной последовательности. В том случае, если литологический комплекс развит в одной структурной зоне, характеризующейся определенным тектоническим режимом, он будет равнозначен формации. Но часто единый литологический комплекс прослеживается в разных структурных зонах, отличающихся по своим тектоническим условиям, но связанных общей историей развития. В этом случае литологический комплекс может объединять две (или более) гомологичные формации.

В разрезе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья и Лено-Вилюйской впадины отчетливо устанавливаются десять характерных литологических комплексов, отвечающих двум крупным геотектоническим циклам: верхнепалеозойскому, охватывающему отложения от нижней перми (верхнего карбона?) до нижнего триаса, и мезозойскому, соответствующему интервалу от верхнего триаса до мела включительно. Верхнепалеозойский и мезозойский циклы разделены в области Западного Верхоянья крупным стратиграфическим перерывом (средний триас) и региональной поверхностью размыва.

Отложения верхнепалеозойского цикла полно представлены в области геосинклинальной зоны. В платформенной области эти отложения известны только в крайних северных районах. В центральных, наиболее прогнутых участках поперечной структуры Вилюйской впадины они, по-видимому, присутствуют, но погружены на значительную глубину и скрыты под покровом более молодых образований. Отложения мезозойского цикла хорошо прослеживаются как в платформенной, так и в периферийной части геосинклинальной области.

Каждый литологический комплекс мезозойского цикла представлен своим типом формаций в области геосинклинали и платформы. Эти формации, с одной стороны, очень близки между собой, так как отра-

жают общность отдельных этапов развития двух сопряженных структур, с другой стороны, они имеют свои специфические черты различия, определяющиеся как различными структурными условиями, так и характером палеогеографических обстановок.

В верхнепалеозойском цикле выделяются следующие комплексы.

1. Песчано-сланцевый (P_1^{1+2}) охватывает отложения толчанской серии, берандинской свиты и их возрастные аналоги на других участках Верхоянья. Формирование комплекса соответствовало начальному этапу развития трансгрессии, отмечавшемуся в Верхоянье в первую половину нижней перми и начавшемуся, возможно, еще в верхнем карбоне.

2. Сланцевый (P_1^3) соответствует эчийской свите. Формирование его происходило в эпоху максимального распространения трансгрессии, происходившего во вторую половину нижней перми.

3. Флишоидный (P_2^1) соответствует нижнеэндыбальской свите. Формирование комплекса падает на первую половину верхней перми, являющуюся начальным этапом общей регрессии бассейна.

4. Комплекс угленосных отложений (P_3^2) охватывает верхнеэндыбальскую и хоралыкскую свиты, а также их возрастные аналоги. Вместе с отложениями вышележащего красноцветно-дельтового комплекса он определяет общую регрессию бассейна.

5. Красноцветный (T_1) охватывает кельтерскую и хагалыкскую свиты и завершает отложения верхнепалеозойского цикла.

Средний триас является периодом общих региональных поднятий и интенсивного размыва в пределах Западного Верхоянья и прилежащих участков платформы. Возможно, лишь на отдельных участках шло накопление континентальных песчаных отложений. Мезозойский цикл начинается с верхнего триаса и заканчивается в верхнем мелу. В состав его входят следующие комплексы.

6. Песчано-конгломератовый ($T_3—J_1^1$) в Западном Верхоянье охватывает отложения сородогинской и градыгской свит, на платформе — отложения укугутской свиты. Формирование комплекса происходило в условиях нового опускания и развития трансгрессии.

7. Алевроитово-глинистый (J_1^{2+3}) соответствует отложениям среднего и верхнего лейаса. Формирование его происходило в период максимального распространения и кратковременного стояния бассейна.

8. Песчаный (J_2) относится к средней юре. Формирование его соответствовало начальному этапу общей регрессии.

9. Угленосный ($J_3—C_1^{ap1}$) охватывает верхнюю юру и почти весь нижний мел. Формирование его характеризует регрессивный этап цикла.

10. Комплекс аллювиальных каолинизированных песков ($C_1^{alb}—C_2$) соответствует концу нижнего мела и верхнему мелу. Образование его характеризовало заключительный этап замыкания Верхоянской геосинклинали.

Каждому литологическому комплексу соответствует свой тип формации в пределах геосинклинали и платформенной зон. Это не относится лишь к последнему аллювиально-песчаному комплексу, завершающему мезозойский цикл, образование которого протекало только в центральных участках Вилюйской впадины. Ниже мы приводим характеристику выделенных литологических комплексов и соответствующих им формаций и детальное описание слагающих их типов пород.

Описание типов пород по комплексам позволяет подчеркнуть ту фациально-палеогеографическую специфику, которая имела в отдельные этапы развития региона, а также выявить определенную направленность процесса осадконакопления как в пределах верхнепалеозойского и мезозойского циклов, так и во всем разрезе в целом.

Песчано-сланцевый комплекс (P_1^{1+2})

Строение комплекса

В основании верхнепалеозойского цикла залегает серия, относимая нами к песчано-сланцевому трансгрессивному комплексу, охватывающему отложения двух свит (серий): толчанской и берандинской, а также их возрастные аналоги на других участках Верхоянья. Отложения песчано-сланцевого комплекса соответствуют начальному этапу формирования мощной серии терригенных пород верхнего палеозоя и мезозоя, известных под названием верхоянского комплекса, сменивших после незначительного перерыва карбонатные отложения среднего палеозоя.

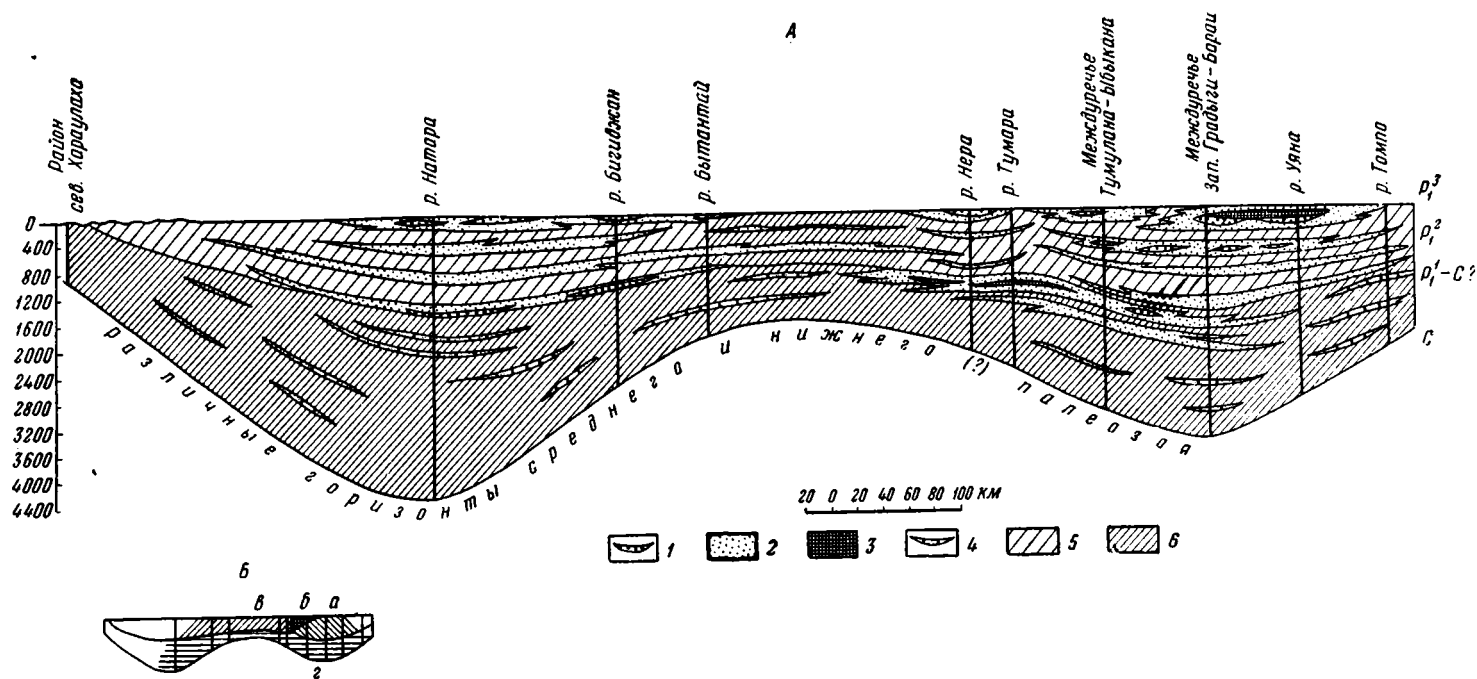
Накопление осадков песчано-сланцевого комплекса происходило в условиях регионального развертывания трансгрессии на территории всего Верхоянья. Трансгрессивный характер налегания песчано-сланцевого комплекса на более древние слои прослеживается в крайнем юго-восточном (периклиналь Сетте-Дабанского антиклинория) и крайнем северном (Северный Хараулах) районах. В пределах остальной части Верхоянской зоны более древние отложения не обнажаются.

Породы комплекса представлены сланцами, алевролитами и песчаниками; подчиненное значение имеют гравелиты и конгломераты. Указанные породы концентрируются в однородные пачки, мощность которых закономерно уменьшается при движении снизу вверх по разрезу (от 100—200 м и более в низах, до 50—20 м и менее в верхах). Эта характерная черта строения комплекса хорошо выдерживается почти по всей территории Верхоянской области.

В фациальном отношении породы комплекса характеризуют в основном широкую зону относительно мелководных морских образований, сменяющихся на восточном склоне более глубоководными осадками и переходящих в периферийных частях западного склона в типичные прибрежные и прибрежно-континентальные накопления вплоть до сохранившихся реликтов древнего аллювия.

Нижняя половина комплекса повсеместно представлена преимущественно сланцевыми породами. Песчаные породы наблюдаются лишь на отдельных участках в самых верхах сланцевой части комплекса. Так, в зоне сопряжения широтного и центрального участков в разрезе появляются мощные пачки прибрежно-морских песчаников. Их крупные линзы прослеживаются в ряде случаев по простиранию склона на значительное расстояние, вплоть до центральных частей обоих участков (разрезы по рекам Барая, Тумара, Нера; фиг. 9). Разрез этой части комплекса представлен переслаивающимися пачками песчаников и сланцев по 50—100 м мощности. В песчаниках встречаются линзовидные прослои углистых сланцев с многочисленными отпечатками растительных остатков хорошей сохранности. К сланцевым пачкам приурочены находки гастроподовой и брахиоподовой фауны плохой сохранности.

В верхней половине строение комплекса существенно меняется: увеличивается роль песчанистого материала, расширяется площадь его распространения; разрез характеризуется груборитмичным чередованием пачек песчаников, алевролитов и подчиненных сланцев мощностью по 5—10 и реже по 30—50 м. Следует отметить, что наибольшая насыщенность песчаным, а также гравийным и галечниковым материалом наблюдается в центральных частях широтного (разрезы по рекам Уяна, Бария, Келе) и меридионального (разрезы по рекам Бегиджан, Натара) участков Верхоянья, т. е. тех областей, которые



Фиг. 9. А. Схема фациального строения песчано-сланцевого (трансгрессивного) комплекса в пределах западного склона Верхоянского хребта.

1 — конгломераты и гравелиты прибрежной зоны (подводные выносы рек, возможно, частично аллювий); 2 — мелко- и среднезернистые песчаники побережья и зоны относительного мелководья; 3 — углистые сланцы и аргиллиты прибрежных заливающихся болот; 4 — мелкозернистые песчаники и алевролиты относительно удаленных участков морского бассейна; 5 — алевролиты, реже сланцы и аргиллиты относительно удаленных участков морского бассейна; 6 — черные глинистые сланцы относительно удаленных участков морского бассейна

Б. Терригенно-минералогические провинции.

а — эпидото-поизито-гранатовая с ортитом; б — слюдяная (мусковитово-хлоритовая); в — апатито-цирконо-рутиловая; г — цирконо-турмалиновая

непосредственно примыкали к Алданскому и Анабарскому массивам. Очевидно, последние представляли приподнятые участки суши, с которых сносился наиболее грубый обломочный материал. На центральном участке отложения верхней половины комплекса представлены более тонкозернистыми осадками (бассейны Неры, Юндюлюнга). Так, пачки алевролитов замещаются здесь сланцами, а песчаники — более мелкозернистыми разностями и алевролитами, однако общее грубо ритмичное строение разреза полностью сохраняется.

В направлении с запада на восток (вкост простирания хребта) нижняя половина комплекса не претерпевает значительных фашиальных изменений. Следует лишь указать на некоторое сокращение мощности песчаных пачек в ее верхах (разрезы по рекам Нера, Эчий и Бытантай). Верхняя половина комплекса характеризуется резким замещением песчаных, участками грубозернистых осадков прибрежно-морского происхождения (разрезы по рекам Уяна, Барая) более тонкозернистыми морскими отложениями алевритово-сланцевого состава (разрезы рек Тукулан, Имтаня). Максимальные мощности отложений песчано-сланцевого комплекса приурочены к широтному и меридиональному участкам Верхоянья. Продольный профиль комплекса имеет вид корытообразного прогиба с максимальными мощностями в 3500 и 4000 м на указанных участках.

Распределение тяжелых минералов в породах песчано-сланцевого комплекса неоднородно. Нижняя, существенно сланцевая его часть повсеместно характеризуется цирконово-турмалиновой ассоциацией. В пределах верхней половины комплекса наблюдается несколько терригенно-минералогических провинций, свидетельствующих о различном происхождении обломочного материала (Алданский щит и Анабарский массив). Породы широтного участка характеризуются богатой ассоциацией, состоящей из эпидота, цоизита, ортита, граната и др. На центральном и меридиональном участках ассоциация тяжелых минералов представлена апатитом, рутилом, цирконом и лейкоксеном. Между указанными провинциями, в области сопряжения центрального и широтного участков выделяется еще одна локальная, слюдястая провинция, которая получает в вышележащих отложениях сланцевой формации широкое распространение в пределах всего широтного участка.

Характерные типы пород

Конгломераты и гравелиты

Конгломераты и гравелиты играют значительную роль в строении песчано-сланцевого комплекса, концентрируясь главным образом в верхней половине разреза. По составу и происхождению в этой группе пород выделяются два характерных типа: полимиктовые образования аллювиально-дельтового происхождения (широтный участок) и аркозовые породы прибрежно-морского генезиса (центральный участок).

Конгломераты и гравелиты широтного участка

Эти породы образуют ряд изолированных линз в верхах разреза. Нижняя граница гравелитовых линз всегда четкая, иногда с отчетливыми следами размыва подстилающих слоев. Верхний контакт расплывчатый: наблюдается постепенное уменьшение величины обломочных зерен и плавный переход пород в песчаники и даже алевролиты, иногда

с прослоями углистых аргиллитов, переполненных отпечатками *Noeggerathioipsis* sp. и *Paracalamites* sp. (Беранда, Уяна и Келя). На Барае зафиксирован 5-сантиметровый пропласток графитизированного угля. Мощность гравелитов достигает иногда 8—10 м, однако, как правило, она значительно меньше, составляя в среднем несколько десятков сантиметров. Линзы конгломератов имеют мощность 0,10—0,50 м.

Конгломераты лишены слоистости. Для них характерно неравномерное распределение более крупной гальки, достигающей 10—12 см и образующей неправильные, сгруженные скопления в различных частях пласта. Средний размер гальки колеблется от 1 до 3—5 см. Представлены гальки кварцем, лейкократовыми разностями кислых эффузивов, кремнями, кварцитами, слюдистыми и слюдисто-кремнистыми сланцами и различными осадочными породами песчано-алевритового состава. В виде единичных галек встречается обломки катаклазированных и эпидотизированных гранитов и гнейсов. Цементация конгломератов осуществляется за счет тесного соприкосновения (иногда явления *epidücken*) галек и заполнения пор песчаным материалом.

Гравелиты обладают характерной лилово-серой окраской, горизонтальной слоистостью, иногда отчетливой косой однонаправленной слоистостью. Косые серии наклонены под углом 20—30° при прямолинейной субпараллельной их ориентации. Падение косых серий, с учетом деформации слоев при складчатости СВ 20—40° (по пяти замерам в обнажениях Беранды). Слоистость обусловлена груборитмичной сортировкой обломочного материала с закономерным уменьшением величины терригенных зерен, наблюдаемым снизу вверх как в пределах каждого слоя, так и всего пласта в целом.

Микроскопически гравелиты представляют собой плохо отсортированные породы с размером зерен, колеблющимся от 5—10 до 0,1 мм. Наряду с окатанными зернами присутствуют и резко угловатые. Состав терригенного материала крайне разнородный, полимиктовый: кислые плагиоклазы, галечки молочного кварца, обломки прозрачного кварца, микроклины, ортоклаз, обломки микропегматитов, крупные зерна ортоклаза с ленточными пертитами, полевой шпат и кварц с мирмекиновыми вростками, галька обломков кислых эффузивов, обломки мозаичных агрегатов кварца, обломки различных окварцованных пород и др. Цементирующим веществом является поликристаллический кальцит, образующий сложные полисинтетические, сетчатые двойники. Карбонат разъединяет терригенные зерна кварца и полевых шпатов, оставляя от них отдельные разрозненные островки.

Помимо кальцита, в цементе присутствуют колломорфные выделения светло-зеленого хлорита. Хлорит обладает аномальной темно-синей интерференцией. Оптические свойства хлорита: $N_g = 1,646 \pm 0,001$; $N_p = 1,631 \pm 0,001$; $N_g - N_p = 0,015$.

Комплекс фациальных признаков — наличие грубой косой, однонаправленной слоистости с прямолинейными субпараллельными сериями. Ритмическая сортировка обломочного материала в пределах каждого слоя и общее постепенное утоньшение материала при движении вверх по пластам говорит об аллювиальном происхождении описанных гравелитов и генетически тесно связанных с ними конгломератов. В пользу аллювиального происхождения этих пород говорит и характер их линзовидного залегания, прослеживающийся по простиранию всего юго-западного склона широтного участка.

Сохранившиеся обрывки этих отложений представляли собой русловые накопления приустьевых участков рек, стекавших с приподнятой области Алданского щита. Следует отметить, что этим в значительной степени обусловлена и определенная специфика в минералогии-

ческом составе песчаных пород верхней половины песчано-сланцевого комплекса на широтном участке (присутствие в породах этого участка специфической эпидотово-цоизитово-гранатовой ассоциации, отсутствующей в породах центрального участка).

Конгломераты и гравелиты центрального участка (бассейн Неры)

Гравелиты и конгломераты бассейна Неры изучались в верховьях реки, по ее левому притоку Солончану (Нерокому). Залегают они также в верхах разреза, слагая единичные пласты по 1,0—0,7 м мощности. Конгломерат имеет типично пуддинговое строение и состоит из редких окатанных галек величиной до 3—5 см, вкрапленных в неслоистую массу крупнозернистого песчаного материала. Галька представлена серым гранитом, жильным белым кварцем, слюдястыми сланцами и черными мелкозернистыми песчаниками. Интересно отметить, что в верховьях р. Саганджи, находящихся на одном простирании с истоком Неры, П. Ф. Бочков (Н. П. Херасков, 1938) указывает на аналогичные пуддинговые конгломераты в верхах описываемого комплекса. В составе гальки конгломератов Саганджи значительная роль принадлежит серым гранитам.

С пластами пуддингового конгломерата генетически связаны гравелитовые породы. В бассейне Солончана они представлены неслоистыми, массивными породами, состоящими из неокатанных обломков (дресвы) гранитного состава. Гравелиты неравномерно пропитаны гидроокислами железа, придающими породе характерную мясо-красную окраску. Участки, лишенные гидроокислов железа, интенсивно окварцованы, напоминая внешне структуру мелкозернистого гранита (гранитовидный аркоз Броньяра).

Микроскопически гравелиты представляют собой породу с ярко выраженной гранобластовой структурой. В разностях с гидроокислами железа последние играют роль пленочного или контактного цемента. В отдельных участках породы поровые пространства выполнены кристаллическим сидеритом. В состав терригенного компонента входят кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, гидратизированные пластинки мусковита и в небольшом количестве обломочки сланцевых пород. Для кварца характерна неправильная ксеноморфная форма, связанная, очевидно, с первичной формой этого минерала в граните. Часто наблюдаются сильно трещиноватые зерна кварца с волнистым угасанием (табл. I, 2). В случае регенерации кварца полностью сохраняется неправильная, иногда сложная, пережатая конфигурация его зерен.

В отличие от кварца зерна полевых шпатов обладают характерным призматическим габитусом (табл. I, 1). Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом, часто с многочисленными вростками ленточных пертитов. Плагиоклаз относится к олигоклазу № 16—18; его зерна имеют буроватую окраску (пелитизация) и контрастно выделяются на белом (кварцево-ортоклазовом) фоне породы. Пластинки мусковита, как уже указывалось выше, почти всегда несколько гидратизированы; они изогнуты и часто расщеплены на отдельные волокна, в промежутке между которыми выкристаллизовались мелкие мозаичные агрегаты кварца или кислого плагиоклаза.

Характерной чертой гравелитов является отсутствие в них глинистого материала и возможных вторичных продуктов его преобразования (хлорита, гидрослюда и т. д.). Петрографическое исследование гравелитов и пуддинговых конгломератов позволяет прийти к выводу о формировании указанных пород за счет разрушения гранитоидных. Последнее

Соотношение отдельных компонентов в гравелитах

Компонент	Содержание, %	
	среднее	предел колебаний
Обломочный кварц	52	48—70
Ортоклаз	15	5—18
Олигоклаз № 16—18	11	3—14
Мусковит	5	2—8
Обломки сланцев	5	1—4
Вторичный альбит	1	0—2
Вторичный кварц	10	5—15
Сидерит	3	0—12

происходило поблизости от зоны отложения осадков в прибрежно-морских условиях, так как обломочные зерна кварца и полевых шпатов, как правило, лишены каких-либо следов окатывания и сохраняют первичную, иногда сложную и причудливую форму, характерную для материнских пород.

Песчано-алевритовые породы

Песчаники и крупнозернистые алевролиты являются наиболее распространенными породами, слагающими нижний комплекс пермских образований. Указанные породы претерпели значительные изменения под действием процессов глубинного эпигенеза и начального метаморфизма, что привело к их сильному уплотнению, а в некоторых случаях и довольно полной перекристаллизации, сопровождавшейся изменением минералогического состава.

Однако, как показали проведенные исследования, эпигенетические изменения еще не стирают первичных текстурных признаков пород; сохраняются также и основные черты их гранулометрического состава. Выделяются две крупные группы: средне- и крупнозернистые песчаники, мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты. В связи с несколько иной историей формирования отдельных участков складчатой структуры Верхоянья слагающие ее отложения, в том числе и песчано-алевритовые породы, характеризуются различной степенью измененности, почему и описываются раздельно.

Средне- и крупнозернистые песчаники

Эти породы распространены по всему разрезу, за исключением самых низов комплекса. Песчаники массивные, часто с крупноплитчатой или глыбовой отдельностью, образуют крупные пачки или мощные пласты (мощность 5—50 м). Среди массивных песчаников широтного участка характерны неправильные включения бурых сидеритовых конкреций, достигающих иногда размера 30—50 см. Породы окрашены в светлые тона: в нижней части преобладают кремовые или серо-желтые цвета, в верхней части комплекса песчаники окрашены в характерные светло-стально-серые цвета. В некоторых разностях среднезернистых песчаников наблюдается неясная горизонтальная слоистость, обусловленная присутствием на плоскостях напластования глинистых примазок или пластинок слюды. Следует отметить, что крупнозернистые песчаники встречаются редко; они образуют небольшие прослои (до 0,5—0,3 м) среди среднезернистых разностей. Характерным признаком всех песчаных пород комплекса на широтном участке является наличие в них секу-

щих жил кварцевого и реже кварцево-кальцитового состава мощностью от 0,5 до 10—15 см. Интересно отметить, что чаще всего кварцевые прожилки приурочиваются к песчаным пластам, слепо выклиниваясь на контакте со сланцевыми пачками.

По петрографическим признакам среди средне- и крупнозернистых песчаников широтного участка Верхоянья выделяются следующие разновидности: 1) кварцево-полевошпатовые песчаники с «шиповидной» структурой регенерационного разрастания; 2) кварцево-полевошпатовые песчаники со структурой разнозернистого кварцита; 3) кварцево-полевошпатовые песчаники с поликристаллическим кальцитовым цементом; 4) полевошпатовые и полимиктовые песчаники с пойкилокластическим хлоритовым цементом; 5) кварцево-полевошпатовые и полевошпатовые песчаники со слюдяным (мусковитовым) цементом.

1. Кварцево-полевошпатовые песчаники с «шиповидной» структурой регенерационного разрастания характерны для нижней половины комплекса. По составу обломочных компонентов они приближаются к аркозовому типу. От собственно аркозовых песчаников их отличает почти полное отсутствие калиевых полевых шпатов (в том числе и микроклина) и значительная примесь различных обломков пород, раскристаллизованных в мозаичные кварцевые и кварцево-слюдяные агрегаты. Среди других терригенных компонентов отмечаются пластинки мусковита (при полном отсутствии биотита) и бедный комплекс тяжелых минералов (турмалин, циркон, лейкоксен). Для пород характерна сложная шиповидная структура, возникающая в результате регенерации кварцевых и полевошпатовых зерен в присутствии чешуйчатого агрегата новообразований мусковита и хлорита более ранней генерации (табл. I, 2). Чешуйки хлорита, перемежающиеся со слюдяными пакетиками, крустификационно окружают терригенные зерна. Обломочкам регенерационного разрастания кварца и полевого шпата приходится как бы вклиниваться между пакетиками хлоритовослюдяного агрегата, в результате чего и возникли сложные «шиповидные» ограничения сочленяющихся зерен, а отдельные пластинки слюды и хлорита оказывались включенными в новообразованную кристаллическую оболочку кварца или полевого шпата (табл. I, 3). В песчаниках присутствуют окисленные агрегаты ромбоэдрических кристалликов сидерита, равномерно распределенные по всей породе в виде характерных порфирированных выделений. Агрегаты сидерита замещают регенерированные зерна кварца и полевого шпата, представляя, таким образом, наиболее поздние новообразования.

2. Кварцево-полевошпатовые песчаники со структурой разнозернистого кварцита отличаются плотным сливным строением. Под микроскопом обнаруживается сильная перекристаллизация породы, при которой даже зерна обломков пород раскристаллизованы в мозаичные агрегаты кварца.

По составу обломочных компонентов описываемые песчаники не отличаются от предыдущего типа. Основным компонентом является кварц (до 60—80%), значительно меньше полевых шпатов, представленных только плагиоклазами — альбитом и олигоклазом (до 20—25%), калиевые полевые шпаты отсутствуют. Все компоненты затронуты явлением регенерации, причем характерна сложнотапчатая форма сочленяющихся зерен, сопровождающаяся глубоким бухтообразным проникновением одного индивидуума в другой, иногда с присутствием многочисленных капельных пойкилокластов. Лапчато-мозаичная структура породы осложняется наличием мелких агрегатов кварца, возникших за счет перекристаллизации обломков пород. Все вместе создает структуру, напоминающую разнозернистый кварцит. В породе присутствуют сиде-

ритовые агрегаты, образующие иногда сложные дендритообразные сростки, замещающие кварц и полевые шпаты. Эти песчаники характерны для нижних частей разреза комплекса, где они образуют непрерывное чередование с типом, описанным выше. Значительно реже они встречаются в верхней половине разреза комплекса.

3. Кварцево-полевошпатовые песчаники с поликристаллическим кальцитовым цементом имеют локальное распространение в середине разреза комплекса. Как правило, они представлены крупнозернистыми разностями, обладающими хорошей сортировкой обломочного материала. В составе обломочных зерен присутствуют кварц (до 60—70%) и кислые плагиоклазы (до 30—35%). Обломки пород составляют не более 5—7%. Цементом песчаников является поликристаллический кальцит. Отдельные неделимые кристаллы кальцита обладают полисинтетическими решетчатыми двойниками. В результате давления (стресса?) в некоторых кальцитовых кристаллах наблюдается оптическая деформация эллипсоида индикатрисы, приводящая к появлению двуосности минерала и образованию так называемых двойников скольжения. Комплекс аксессуаров в описанных типах песчаников содержит ограниченное число минералов: лейкоксен, циркон, турмалин, хлорит и сидерит (в единичных зернах или в количествах, не превышающих 1—2%), встречаются ильменит, эпидот, рутил, титансодержащие минералы, апатит, сфен и корунд.

4. Кварцево-полевошпатовые и полимиктовые песчаники с пойкилокластическим хлоритовым цементом встречаются главным образом в верхней половине комплекса. Породы характеризуются плохой сортировкой обломочного материала. Почти в каждой породе отмечается широкий диапазон размеров обломочных зерен от 1,0 до 0,01 мм. Такая сортировка обусловлена и большое количество первично-глинистого вещества, перекристаллизованного впоследствии в агрегат мелкозернистого хлорита.

Терригенные компоненты песчаников представлены кварцем, кислым плагиоклазом, микроклином, ортоклазом, обломками различных эффузивов, обломками сланцевых и кремнистых пород и др.

Зерна кварца слабо окатаны, иногда с мозаичным, или облачным, погасанием. Кислые плагиоклазы представлены альбитом, кислым олигоклазом, реже основным олигоклазом и единичными зернами кислого андезина. Для полевых шпатов характерна остроугольная призматическая форма зерен, которая часто маскируется явлением регенерационного их разрастания. Щелочные полевые шпаты представлены свежими корродированными зернами решетчатого микроклина и сильно пелитизированными обломками ортоклаза. Почти все обломки эффузивных пород относятся к кислым разностям. Среди других обломков пород характерны продолговатые зерна кварцево-слюдистых сланцев и хорошо окатанные обломочки кремнистых, хлоритово-кремнистых сланцев и алевролитов. Из терригенных слюд часто встречаются удлиненные пластинки мусковита.

Пластинки собственно биотита отсутствуют. Они превращены в крупные прямолинейные пакеты чередования хлорита и мусковита, достигающие размеров 0,1—0,15 мм. «Биотитовая» природа этих новообразований установлена благодаря последовательному прослеживанию характера изменений обломочных пластинок биотита в более молодых отложениях — верхней перми, нижнего триаса и юры.

Соотношение отдельных терригенных компонентов зависит от характера гранулометрии пород. В крупнозернистых песчаниках растет содержание полевых шпатов (до 60%) и количество обломков эффузивных пород (до 20%), содержание кварца снижается иногда до 20—30%.

Наоборот, при уменьшении зернистости песчаников растет содержание в них устойчивых компонентов. Так, в среднезернистых песчаниках содержание кварца достигает иногда 70—80%, количество полевых шпатов уменьшается до 15—35%. Прочие компоненты, в том числе и обломки эффузивов, составляют в среднезернистых песчаниках не более 10—15%.

Хлорит в виде пленок обволакивает все терригенные зерна, занимая вместе с тем все поровые пространства породы. Хлорит окрашен в светло-зеленый цвет, изотропен, имеет агрегатную структуру и показатель преломления $1,630 \pm 2$. Выполняя все пространство между терригенными зернами, однородным изотропным агрегатом, хлорит придает породе пойкилитовую структуру. На контакте хлорита с терригенными зернами кварца и полевых шпатов образуется узкая каемочка, состоящая из капелек розового аморфного кремнезема и зеленых чешуек хлорита. Такие каемочки, возникающие, очевидно, в результате частичного «растворения» терригенных зерен, наблюдаются во всех шлифах с хлоритовой цементацией.

5. Кварцево-полевошпатовые и полевошпатовые песчаники со слюдистым (мусковитовым) цементом по составу терригенных компонентов не отличаются от описанного выше типа. Следует лишь отметить, что среди зерен полевых шпатов преобладают в основном кислые плагиоклазы. Калиевые полевые шпаты претерпевают интенсивное растворение и замещение новообразованным мусковитом (табл. I, 1, 6).

Цемент песчаников представлен в основном мусковитом, имеющим лучисто-сноповидную агрегационную структуру и следующие оптические свойства: $Ng = 1,604 \pm 2$; $Nm = 1,595 \pm 2$; $Np = 1,556 \pm 2$; $Ng - Np = 0,048$; $-2V = 45^\circ$. Сноповидные агрегаты мусковита развиты в промежутках между терригенными зернами и непосредственно проникают внутрь кварцевых зерен. В тех случаях, когда в породе одновременно присутствуют слюдистые агрегаты и изотропный хлорит, хорошо видно, что образование слюды предшествовало выделению хлорита. Хлорит обычно выполняет центральные участки.

В некоторых образцах обогащенных новообразованным мусковитом наблюдалось явление начальной сегрегации, заключающееся в перераспределении цементирующего вещества и его концентрации в отдельных прослоях — зонах, совпадающих или секущих плоскость напластования. К сегрегационным линзочкам мусковита «пристраивалась» и вторичная регенерация зерен полевых шпатов и кварца, что еще более подчеркивало намечающуюся полосчатость (табл. I, 5).

Характерной особенностью песчаных пород является широкое распространение в них новообразованных минералов — эпидота и цоизита. Так же как и в вышележащих отложениях, новообразования эпидота наблюдаются при наличии в породе терригенных зерен этого минерала.

По своей форме новообразования эпидота и цоизита могут быть разделены на три группы: древовидно разветвленные формы агрегатов эпидота в поровых пространствах породы; новообразования цоизита в виде мелких ромбических кристаллов в цементирующей массе; новообразования цоизита в виде корочек и оторочек, облегающих терригенные зерна цоизита и эпидота.

Наряду с новообразованиями эпидота и цоизита в породах описываемого горизонта отмечается интенсивное разъедание обломочных зерен этих минералов и замещение их кварцем. Разъедание обломочных зерен эпидота и цоизита приводит к образованию причудливых шиповидных выступов, а иногда к частичному или полному разделению первичных зерен на ряд изолированных частей, обладающих одинаковой оптической ориентировкой. Разъеденные участки обломочных зерен эпидота и

цоизита, равно как и промежутки между новообразованными кристалликами цоизита, заполнены прозрачным вторичным кварцем.

Формирование новообразований эпидота связано с частичным растворением обломочных разностей минерала, микромиграцией компонентов и их последующим переотложением. Центрами кристаллизации эпидота становились микроскопические обломочки минералов этой же группы, играющие роль затравок при кристаллизации. В круг микромиграции включался также ряд компонентов первичного глинистого вещества, обусловившего некоторую специфику оптических свойств (и, очевидно, химического состава) новообразованных эпидотов, что особенно хорошо видно в случае регенерационного обрастания обломочных зерен аутигенными корочками. Таким образом, формирование аутигенного эпидота в значительной степени происходило за счет перераспределения вещества — растворения минерала в одних участках и переотложения в других, явления, видимо, очень распространенного при эпигенезе, особенно протекающем в условиях несколько повышенных температур и давлений.

Для трех описанных выше типов песчаника характерен эпидотово-цоизитово-гранатовый состав тяжелой фракции. Помимо эпидота и цоизита, составляющих вместе до 80—85% тяжелой фракции, и граната, достигающего в некоторых образцах 30—40%, присутствуют ортит (до 5%, но чаще встречающийся в виде следов) и новообразованные титансодержащие минералы: анатаз, брукиит (до 20%), возникшие за счет перекристаллизации лейкоксена. В значительно меньших количествах отмечаются циркон, хлорит, рутил, сфен, пирротин и др.

Средне- и крупнозернистые песчаники центрального участка Верхоянья делятся по петрографическим признакам на следующие типы: 1) кварцево-полевошпатовые песчаники с пленочно-гидрослюдистым цементом и мозаичной регенерационной структурой, 2) полимиктовые известковистые песчаники, 3) полимиктовые кремнистые песчаники с колломорфными выделениями шамозита.

1. Кварцево-полевошпатовые песчаники с пленочно-гидрослюдистым цементом и мозаичной регенерационной структурой резко выделяются среди других типов плотным сложением и «сливной» структурой. Микроскопически порода состоит из довольно однородного мозаичного агрегата зерен кварца, полевых шпатов и незначительной примеси хорошо окатанных обломков кремнисто-слюдистых пород. Среди полевых шпатов различаются зерна кислых плагиоклазов (альбита и альбита-олигоклаза), единичные обломки андезина (№ 35—40), решетчатый микроклин и ортоклаз с пертитовым ленточным прорастанием. Соотношение различных терригенных зерен указано ниже (среднее из шести образцов): кварц 45—55%, полевые шпаты (в основном кислые плагиоклазы) 32—40%, обломки кремнистых пород 13—20%.

Мозаичная структура породы обуславливается как регенерационным разрастанием кварца и полевых шпатов, так и явлением «припая» вторичного аутигенного кварца поровых участков к терригенным зернам этого минерала. В процессе «припайвания» аутигенный кварц пристраивается к оптической ориентировке смежных терригенных зерен (кварца), образуя вместе с ними однородный мозаичный агрегат. Поровая природа аутигенного кварца выясняется по характерной гидрослюдистой каемке, оконтуривающей первичные формы терригенных зерен (табл. I, 4). Каемочки состоят из пакетиков слабо раскристаллизованного гидрослюдистого минерала, ориентированного своими базальными плоскостями перпендикулярно поверхности терригенных обломков. Описанный тип песчаника является слабо раскристаллизованным аналогом песчаников с шиповидными структурами широтного участка.

2. Полимиктовые, известковистые песчаники имеют, как и в области широтного участка, ограниченное распространение. Состав их обломочного материала очень пестрый. Наряду с компонентами, указанными для предыдущего типа, здесь присутствуют обломочки эффузивных пород с крупными микролитами призматических плагиоклазов и фельзитовым базисом низкого светопреломления. Увеличивается и число кремнистых, кремнисто-слюдистых и других обломков. Цементом служит поликристаллический, участками пойкилитовый кальцит. Неделимые кальцита иногда полисинтетически сдвойникованы. В некоторых участках шлифа отмечается замещение зерен полевого шпата (плагиоклаза) кальцитом. В отличие от аналогичных песчаников широтного участка кальцитовый цемент описываемой породы обладает более мелкозернистой структурой. В нем отсутствуют также сложные сетчатые двойники и явление деформации кристаллической решетки, приводящие к слабой двуосности минерала и образованию характерных двойников скольжения.

3. Полимиктовые кремнистые песчаники с коллоидными выделениями шамотита по составу терригенных компонентов отличаются от вышеописанных пород и характеризуются очень плохой сортировкой обломочного материала. Величина зерен колеблется от 0,35 до 0,01 мм. Цемент представляет собой разнородную кремнистую, слабо поляризующую массу, среди которой часто наблюдаются мелкие обломочки (до 0,01 мм) кварца и листочки мусковита, непрозрачные включения рудного минерала и др. Цемент — типа структуры заполнения пор, однако из-за обилия кремнисто-слюдистых обломков и бурых спатизированных зерен эффузивного происхождения иногда трудно отличить цемент породы от ее терригенных компонентов. Явление начального бластеза приводит часто к сложной деформации кремнистых и эффузивных обломков, что еще больше стирает грань между структурными элементами породы. В отдельных участках кремнистого цемента наблюдается начальная раскристаллизация его основной массы. Появляются мозаичные агрегаты аутигенного кварца, образующие вместе с его обломочными зернами начальные стадии развития структур разнородного кварцита. В отдельных участках породы среди терригенных зерен включены крупные (до 0,3—0,4 мм) коллоидные агрегаты зеленовато-бурого хлоритового минерала типа шамотита. Крупные чешуйки этого минерала имеют следующие оптические свойства: $N_g = 1,650 \pm 0,002$; $N_p = 1,643 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,007 \pm 0,002$. В шлифах агрегаты шамотита изотропны или слабо поляризуют. Благодаря начальному бластезу и частичной перекристаллизации кремнистой массы цемента выделения шамотита часто деформированы, пережаты и вдавлены в поровые участки смежных обломочных зерен.

Описанный песчаник является в некоторой степени аналогом кварцитоподобных песчаников широтного участка (песчаники со структурой разнородного кварцита), отличаясь от них несравненно меньшей степенью перекристаллизации и отсутствием сложных зубчато-лапчатых сочленений между отдельными зернами. Минералы тяжелой фракции описанных типов песчаника имеют много общего с комплексом аксессуарий, характерных для пород широтного участка: лейкоксен, циркон, турмалин, хлорит, рутил и др. Кроме того, в тяжелую фракцию часто попадают и агрегаты шамотита.

Подводя итоги петрографического описания исследуемых песчаников, необходимо еще раз отметить различную степень их эпигенетической измененности на широтном и центральном участках Верхоянья.

Для песчаников широтного участка характерны шиповидные и сложные кварцитоидные структуры, обусловленные полной раскристалли-

защией первично-глинистого вещества и содержащихся обломков пород, а также интенсивной регенерацией кварца и кислого плагиоклаза. В песчаниках, содержащих большое количество первичного глинистого вещества, сформирован пойкилитовый хлоритовый или слюдистый (мусковитовый) сноповидно-агрегационный цемент. Соотношение мусковитового и хлоритового цемента определялось первичным составом глинистого материала, в большей или меньшей степени обогащенного тонко измельченными железистыми и магнезиальными минералами (биотит, эпидот и др.). Для формирования мусковита большое значение имело также наличие обломочных зерен калиевого полевого шпата. Данный минерал в условиях начального метаморфизма испытывает разрушение с освобождением калия, идущего на формирование решетки мусковита. Разрушение калиевого полевого шпата и его замещение мусковитом неоднократно наблюдалось в шлифах (табл. I, 4). Таким образом, первично-глинистое вещество цемента песчаников раскристаллизовывается в характерную низкотемпературную ассоциацию стрессовых минералов: хлорит, мусковит, кварц (альбит),—свойственную породам первой зоны регионального метаморфизма (Харкер, Тернер, Гольдшмидт). Для пород центрального участка типичны более простые структуры песчаных пород — мозаичные, бластические, иногда с еще заметным «припаем» аутигенного кварца к его терригенным зернам. Интенсивная перекристаллизация затрагивает лишь основную массу глинистого цемента, где наряду с хлоритом присутствует гидрослюда, а иногда и халцедон.

Причина различной перекристаллизации песчаных пород заключается в различной структурно-тектонической характеристике участков. В пределах широтного участка структура складчатого Верхоянья наиболее пережата, в силу чего процессы начального метаморфизма развиты здесь наиболее полно. Центральный участок обладает менее напряженной тектоникой и характеризуется широким полем развития относительно просто дислоцированных пермских отложений, что и обусловило их менее интенсивную перекристаллизацию.

Песчаники описываемого комплекса отлагались в прибрежно-морской обстановке в условиях трансгрессии нижнепермского (верхнекаменноугольного?) бассейна.

Несмотря на сильную структурно-минералогическую перестройку пород под действием процессов глубинного эпигенеза и начального метаморфизма, сохранившиеся структурные особенности и некоторые черты текстур позволяют составить представление о фациальных условиях их формирования. При всем разнообразии петрографических типов песчаные породы могут быть сведены к двум генетическим группам.

1. Песчаники плохо отсортированные, как правило, полимиктовые с обильным содержанием хлоритово-мусковитового (первично-глинистого) цемента. Эти породы, парагенетически связанные с прослоями гравелитов и конгломератов, концентрируются в верхней части комплекса в пределах широтного участка. Формирование их происходило в прибрежно-морской обстановке за счет подводных выносов рек, стекавших в бассейн с приподнятых участков Алданского щита. Ареал распространения описанных песчаников хорошо фиксируется по характерной ассоциации тяжелых минералов (эпидот, цоизит, ортит, гранат).

2. Песчаники более или менее хорошо отсортированные, с разнообразными кварцитовидными структурами или карбонатным цементом. Образование этих пород происходило, видимо, в условиях многократной переработки и переотложения обломочного материала в прибрежных участках морского бассейна. Они прослеживаются в нижней части комплекса на широтном участке и характеризуют весь разрез центрального участка.

Акцессорные минералы этой группы песчаников представлены бедным комплексом устойчивых видов — цирконом, турмалином и титанистыми минералами.

Мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты

Мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты распространены по всему разрезу комплекса в пределах и широтного и центрального участка. Они образуют пачки до 5—20 и реже 40 м мощности. Микроскопически это темно-серые или черные породы однородного плитчатого сложения или с характерной тонкослоистой текстурой, образованной переслаиванием крупно- и более мелкозернистых пород. Толщина отдельных слоев измеряется, как правило, несколькими миллиметрами; в том случае, когда присутствуют глинисто-сланцевые прослои, мощность слоев может уменьшаться и до долей миллиметра. Большинство пород обладает горизонтальной слоистостью, обусловленной микрочередованием прослоев различной зернистости, подчеркнутой примазками углисто-глинистого материала. Наряду с четкими, строго параллельными слоями часто наблюдаются породы с горизонтально-прерывистой или волнистой слоистостью. Последняя в породах широтного участка, претерпевших большие изменения в связи с проявлением начального метаморфизма, часто осложняется вторичной деформацией в виде образования характерных стилолитовых швов (табл. II, 1).

Характерной особенностью описываемых пород является незначительное содержание в них органического углерода (0,2—0,3%), что на первый взгляд может показаться парадоксальным, так как породы окрашены в темно-серые и очень часто черные тона. Темная окраска пород обязана тонкодисперсному состоянию присутствующей органики, что в свою очередь связано с формированием пород в участках морского бассейна, относительно удаленных от его береговой линии.

Характер структурно-минералогических признаков мелкозернистых песчаников и алевролитов различен для разных участков Верхоянья, в силу чего и дается их раздельное микроскопическое описание.

Песчано-алевролитовые породы широтного участка Верхоянья близки к описанным выше средне- и крупнозернистым песчаникам того же участка. Во избежание повторений мы остановимся здесь лишь на тех их особенностях, которые отличают эту группу от описанных выше песчаников. Состав терригенных компонентов алевролитов и мелкозернистых песчаников резко меняется в сторону увеличения более устойчивых компонентов. Так, например, у большинства алевролитов обломочный кварц составляет не менее 70—80%. Соответственно сокращается содержание полевых шпатов и обломков пород. Описанные в песчаниках сложные структуры шиповидно-кварцитовидной регенерации не характерны для алевролитов (и мелкозернистых песчаников). Они наблюдаются лишь в отдельных участках породы, в то время как основная их масса представляет собой более или менее однородный мозаичный агрегат из тесно прижатых друг к другу зерен кварца, кислых плагиоклазов и реже обломков пород. Редкие промежутки между зернами заполнены слабо поляризующим зеленым хлоритом и сноповидно-лучистыми агрегатами мусковита. Слюдистые агрегаты образуют также тонкие каемочки вокруг терригенных зерен или линзовидные прослойки в плоскости слоистости (сланцеватости). Часто наблюдаются вторичные выпадения кальцита, представляющие собой пятнистые, колломорфные образования с характерной радужно-концентрической интерференционной окраской; выделения кальцита разъедают и замещают терригенные зерна кислых плагиоклазов и реже кварца.

В общем микроскопическое строение алевролитов довольно однообразно. Следует отметить, что с изменением гранулометрии пород, от крупнозернистых песчаников к алевролитам, наблюдается постепенное стирание их типовых петрографических признаков.

Песчано-алевролитовые породы центрального участка Верхоянья характеризуются малоизмененной обломочной структурой с очень редкими участками регенерационного разрастания зерен, что обусловлено, по-видимому, значительной примесью слабо раскристаллизованной кремнисто-хлоритовой массы цемента. Обломочные зерна представлены в основном кварцем; в значительном количестве присутствуют также различные обломки и неопределимые агрегаты кремнистого состава (до 25%). В поровом цементе песчаников и алевролитов отмечаются бурые агрегаты шамозитоподобного миндаля; агрегаты шамозита образуют иногда цепочкообразные линзочки и прослойки, совпадающие с плоскостью напластования. На отдельных участках линзочки шамозита имеют плейчатое строение — агрегат волнисто деформирован и частично вдавлен в поровые пространства соседних терригенных зерен.

Среди мелкозернистых песчаников наблюдаются разности с кальциевым цементом базального типа. В виде отдельных ромбоэдрических включений присутствует окисленный сидерит, а в самых низах разреза наблюдается микроконкреционный пирит. По степени эпигенетического изменения породы центрального участка существенно отличаются от песчаников и алевролитов широтного участка. На широтном участке основная цементирующая масса пород раскристаллизована в микроскопически обособленные чешуйки хлорита и мусковита; иногда наблюдается и сложная бластическая регенерация кварца и полевых шпатов. В области центрального участка песчано-алевролитовые породы изменены еще очень слабо. Основная масса цемента остается часто в виде слабо раскристаллизованного кремнисто-хлоритового агрегата, бластические структуры отсутствуют. Различный характер изменения описанных пород на широтном и центральном участках повторяет закономерность изменения более крупнозернистых пород. Однако для мелкозернистых песчаников и алевролитов она проявляется в менее заметной форме.

Совокупность структурно-текстурных признаков позволяет считать, что отложение мелкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов проходило в спокойной обстановке относительно глубоководных участков материкового моря (пологая горизонтальная слоистость, относительно хорошая сортировка обломочного материала, тонкая перетертость органических остатков и отсутствие крупных растительных фрагментов и др.). К этим породам приурочено также и большинство находок брахиоподовой фауны. Периодическое появление волнистой слоистости и наличие косослоистых серий говорит о том, что волнения достигали иногда придонных участков бассейна, обуславливая перемещение обломочного материала. Не исключена также возможность перемещения терригенного материала за счет донных течений.

Сланцы и рассланцованные глинистые алевролиты

Сланцевые породы слагают в основном нижнюю часть комплекса, где они образуют мощные пачки, достигающие 100 м и более. В верхней половине комплекса сланцевые пачки отмечаются лишь на центральном участке (мощность 5—20 м); в области широтного участка наблюдаются единичные прослои или маломощные пакеты до 1—2 м мощности, перемежающиеся в разрезе с песчаными и гравелитовыми образованиями.

По условию образования отчетливо выделяются две группы: морские

сланцы и углисто-графитизированные сланцы континентального происхождения. Первые концентрируются в нижней половине разреза и парагенетически связаны с мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, содержащими фауну брахиопод. Это черные, тонкогоризонтально-слоистые породы иногда с включением крупных конкреций пирита.

Углисто-графитизированные сланцы слагают пакеты и единичные прослои в верхней половине разреза. Для этих пород характерно отсутствие плавных гранулометрических переходов к песчаным образованиям. Иногда они непосредственно залегают на грубозернистых песчаниках или гравелитах с характерной косослоистой текстурой. Макроскопически породы черные слоистые или комковатые с обильными растительными отпечатками. Отложение углистых сланцев происходило, очевидно, в условиях проточных торфяных болот, развивающихся в застойных участках поймы или прибрежной долине.

Изучение сланцев показало, что их генетические признаки не улавливаются в микроскопическом строении пород. Они полностью стираются перекристаллизацией и минералогическим преобразованием основной массы пород в процессе эпигенеза и начального метаморфизма. По структуре пород и их минералогическому составу в пределах широтного и центрального участков Верхоянья отчетливо выделяются различные типы сланцев, находящиеся как бы на разных стадиях их изменения. В соответствии с общим, более сильным эпигенетическим изменением пород на широтном участке сланцы этой территории превращены в филлитоподобные разности. Сланцы центрального участка изменены значительно меньше, они, по сути дела, еще остаются собственно глинистыми или аргиллитовыми образованиями.

Филлитоподобные сланцы и рассланцованные алевролиты широтного участка Верхоянья представляют собой темные, кочки черные породы с характерным шелковистым блеском по плоскостям напластования, на последних часто присутствуют характерные новообразования таблитчато-шестоватого минерала, образующего изолированные кристаллики размером до 5—7 мм. Изучение минерала в иммерсии и на федоровском столике дало следующие константы: $Np=619\pm 2$; $Ng=622\pm 2V$ — малый; острая биссектриса перпендикулярна (001); оптические данные позволяют отнести минерал к хлориту типа репидолита.

Под микроскопом в породах обнаруживается сланцевая структура, обусловленная ориентировкой линзочек углистого вещества. Основная масса состоит из сложных агрегатов призматических чешуек хлорита и слюдоподобного минерала, пронизанных выделениями кремнезема, раскристаллизованного в ряде мест до халцедона или кварца. Терригенных минеральных зерен в собственно сланцах почти не видно. В алевролитах они представлены сильно корродированными кварцевыми зернами, реже зернами кислого плагиоклаза.

Среди цементирующей массы иногда присутствуют крупные сегрегационные линзочки, расположенные параллельно плоскости сланцеватости и состоящие из многократного переслаивания хлоритовых и мусковитовых «пакетов» (табл. II, 2). Хлоритовые «пакеты» под микроскопом имеют бледно-зеленый цвет, слабый плеохроизм, положительное удлинение. Отдельные крупные «пакеты» были измерены на федоровском столике. Минерал оптически отрицательный, $2V=25^\circ$. С плоскостью базопинакоида совпадает сечение $NgNm$, двупреломление низкое. Показатель преломления, измеренный в базальной плоскости, равен $1,640\pm 2$. По оптическим константам минерал может быть отнесен к хлориту типа афросидерита. Пластинки мусковита узенькие, с низким (относительно хлорита) показателем преломления и большим двупреломлением ($Ng-Np=0,045$).

Таблица 6

Химический состав филлитоподобных сланцев (в %)

Номер образца	SiO ₂	H ₂ O ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	S	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	C	Сумма
339	46,96	23,02	3,00	5,32	0,40	0,56	4,50	0,26	0,95	4,97	0,66	4,88	0,18	0,85	91,51
393	48,12	24,00	2,58	5,70	0,40	0,60	5,13	0,59	0,97	5,48	0,80	4,92	0,10	0,91	100,34
404	47,56	23,40	2,43	6,03	0,90	0,48	4,51	0,36	0,94	5,49	0,92	5,27	0,18	1,19	99,63
581	49,58	23,51	3,37	5,10	1,20	0,24	4,32	—	1,13	4,81	0,82	4,31	0,16	0,65	99,20
Кварцево-мусковито-хлоритовый филлит метаморфического комплекса Норвегии *	58,32	20,00	2,01	4,98	0,98	0,66	1,85	0,06	1,26	4,49	0,05	4,05	0,43	0,36	99,97

* В филлите Норвегии определены также BaO = 0,10, P₂O₅ = 0,15, MnO = 0,22

Ниже приводится химический анализ филлитоподобных сланцев. Для сравнения дан анализ кварцево-хлорито-мусковитового филлита из метаморфического комплекса Норвегии, по В. М. Гольдшмидту (Goldschmidt, 1920). Привлекает внимание большое сходство химического анализа филлита Норвегии с нашими филлитоподобными сланцами (табл. 6). Пониженное содержание SiO₂ в наших сланцах объясняется удалением мелких зерен обломочного кварца при отмучивании тонкой фракции породы. Большое содержание в наших сланцах MgO связано с присутствием более магниевого хлорита. Среди анализов филлитоподобных сланцев привлекает внимание высокое содержание K₂O и ничтожное количество низкотемпературной воды, что обусловлено появлением среди раскристаллизованной массы сланцев собственно мусковита. Данные рентгена, термички и оптики хорошо увязываются между собой, подтверждая в основном трехкомпонентный состав сланцевых пород: кварц, мусковит, хлорит. Так, термические кривые обнаруживают полное отсутствие эндотермической обстановки, связанной с выделением межслоевой воды и присутствие двух эндотермических обстановок в районе 700 и 1000°, характерных для мусковита. На рентгенограммах, снятых С. И. Берхин в камерах большого диаметра, появляются характерные для мусковита линии межплоскостного расстояния, в том числе и интенсивный рефлекс базальной плоскости, равный 9,90 кХ. Следует отметить, что в сланцевых алевролитах, где из-за наличия более крупных пор основная, первоначально-глинистая масса лучше раскристаллизована, можно хорошо различать ее три основные компонента: мусковит, хлорит и кварц (иногда халцедон). В отдельных порых алевролита хорошо видно зонально-концентрическое расположение минералов: мусковит, хлорит и в центре кварц (табл. II, 3). Крупные чешуйки мусковита, измеренные в иммерсии, показывают характер-

ные константы этого минерала: $N_g = 1,586$, $N_p = 1,560$; $N_g - N_p = 0,026 - 0,030$.

Характерной чертой всех сланцевых пород является наличие в них сгустковых выделений прозрачного кальцита, достигающих размеров 0,01—0,04 мм. Чаще всего это изолированные прозрачные «капельки», обладающие характерной радужной интерференцией; иногда они сливаются в неправильные «натечные» агрегаты, разъедавая и замещая главным образом обманки терригенных минералов.

Глинистые сланцы центрального участка Верхоянья аналогичны сланцевым породам более верхних горизонтов; во избежание повторений их микроскопическое строение будет описано вместе со сланцами следующего комплекса.

Сланцевый комплекс (P³)

Строение комплекса

Сланцевый комплекс охватывает верхи нижнего отдела перми, полностью соответствуя отложениям эчийской свиты и ее возрастным аналогам. К моменту формирования комплекса произошла значительная пенеппенизация приподнятых участков суши, окружавших пермский бассейн со стороны Сибирской платформы. Это способствовало быстрому расширению бассейна и его проникновению на территорию краевых участков Сибирской платформы. Так, в области меридионального участка Верхоянья, в ряде районов к западу от Лены, породы сланцевого комплекса налегают непосредственно на известняки и доломиты нижнего палеозоя (мыс Чекуровка и др.). Аналогичное трансгрессивное залегание сланцевого комплекса фиксируется и в некоторых пунктах широтного участка. В районе Восточного Верхоянья установлено налегание сланцевой толщи нижней перми непосредственно на породы нижнего палеозоя, прослеженное по западному склону Сетте-Дебанского антиклинория. Однако наибольшее распространение бассейна на запад должно было проходить на центральном участке Верхоянья, где область сопрягается с поперечной структурой Вилюйской впадины. Присутствие пермских отложений в наиболее прогнутых частях Вилюйской впадины доказывается рядом косвенных признаков, на которых мы подробно остановимся в главе, посвященной палеогеографии.

Расширение нижнепермского бассейна к западу и затопление низких, сильно эродированных областей суши сопровождалось ничтожной абразией ее берегов, что вместе с общим низким базисом эрозии и поступлением с континента главным образом тонкозернистого материала обусловило глинисто-алевритовый состав формирующихся осадков. Сланцевый комплекс сложен однородной толщей черных глинистых и алевритово-глинистых сланцев с редкими прослоями и единичными маломощными пачками мелкозернистых песчаников и алевролитов. Повсеместно в сланцах наблюдаются включения крупных караваев сидерита, достигающих 1,5—2 м в длину. Нижняя граница комплекса четкая, связанная с резким изменением литологического состава подстилающих пород песчано-сланцевого трансгрессивного комплекса. В ряде пунктов (Бегиджан и др.) в подошве сланцевого комплекса прослеживаются маломощные пласты мелкогалечниковых конгломератов или гравелитов, состоящие из галек кварца и нижезалегающих песчаников и сланцев. В отдельных районах отмечаются местные несогласия, связанные с локальным формированием складчатых структур. Верхняя граница комплекса совпадает с начальным этапом регрессивного сокращения бассейна — началом формирования флишоидного комплекса. Этот момент фик-

сируется в разрезе появлением песчаных пачек, чередующихся с более или менее мощными пакетами флишоидного строения. Кроме того, на этом уровне происходит и резкая смена фауны. Наблюдается сокращение брахиоподовой фауны и массовое появление пеллеципод. Таким образом, сланцевый комплекс соответствует этапу быстрого расширения бассейна, происходившего в условиях сильно снивелированной суши, и последующему этапу его кратковременного стояния.

Мощность сланцевого комплекса отличается удивительным постоянством в направлении простирания складчатой зоны. Так по всему западному склону, от Сетте-Дабанского антиклинория до Хараулахских гор, она колеблется лишь в пределах 400—500 м (фиг. 10). В направлении вкрест простирания Верхоянья мощность сланцевого комплекса меняется. К востоку она резко увеличивается, причем наиболее резкое увеличение, как это недавно установил А. В. Вихерт (1956), происходит непосредственно за складками главного водораздела хребта, где мощность комплекса достигает 1000—1500 м (фиг. 11). При движении на запад, по-видимому, происходит более плавное сокращение мощностей до полного выклинивания слоев.

По характеру минералогического состава пород в пределах сланцевого комплекса Верхоянья выделяются две терригенно-минералогические провинции: 1) слюдистая, состоящая из мусковита (до 52%), хлорита и зеленой слюды (до 20—25%), ильменита (10—14%), лейкоксена (20—25%) и турмалина (10—12%), распространенная среди пород широтного участка; 2) апатито-рутило-цирконовая, содержащая апатит (5—20%), циркон (10—30%), рутил (3—10%), ильменит и магнетит (20—25%) и характеризующая центральный участок Верхоянья.

Характерные типы пород

Основными типами пород данного комплекса являются алевриты и глинистые сланцы. Реже встречаются песчаники, мелко- и среднезернистой структуры. Характерной чертой всех пород данного комплекса является обилие в них органического вещества, представленного как крупными фрагментами обуглившихся растительных остатков, так и перетертой растительной трухой, доведенной иногда до дисперсного состояния. Среднее содержание органического углерода в песчаных и алевритово-сланцевых породах комплекса приведено в табл. 7.

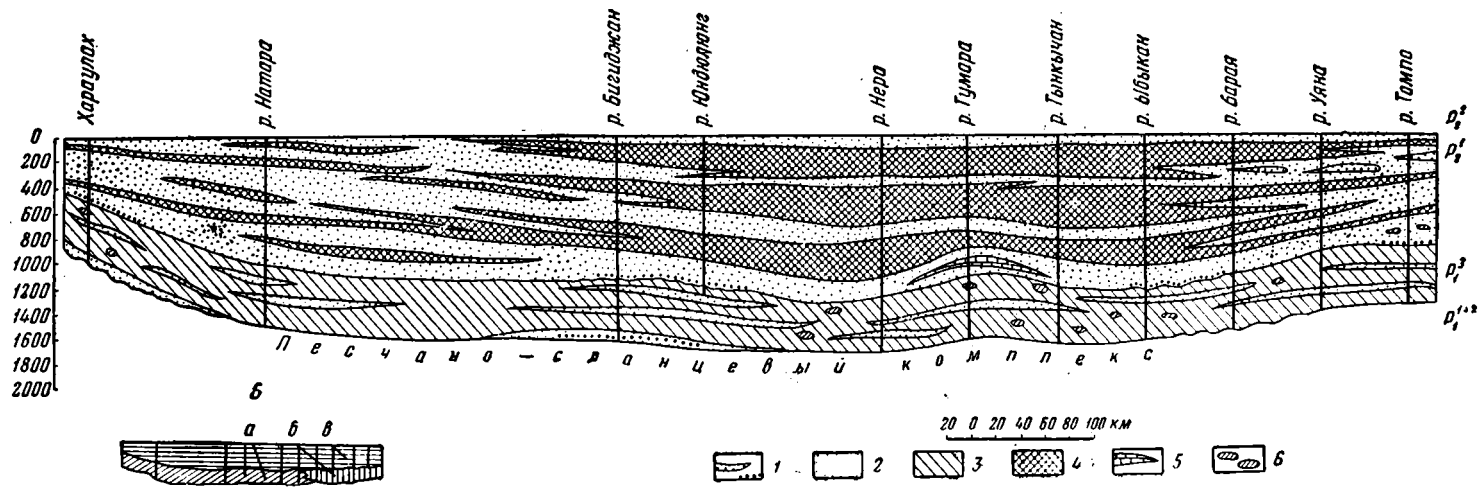
Таблица 7

Среднее содержание углерода в песчаниках, алевритах и сланцах (в %)

Порода	Предел колебания	Среднее
Песчаники	0,1 — 0,72	0,29
Алевриты и сланцы	1,36 — 2,90	2,1

Наличие значительных количеств органического вещества предопределило сильную пиритизацию и сидеритизацию песчано-алевролитовых пород и относительное сокращение развития в них хлоритовых минералов.

Следует отметить, что степень уплотнения пород и интенсивность воздействия на них процессов эпигенеза проявляется более или менее одинаково на различных участках Верхоянья. Поэтому описание пород сланцевого комплекса дается совместно для различных его участков.

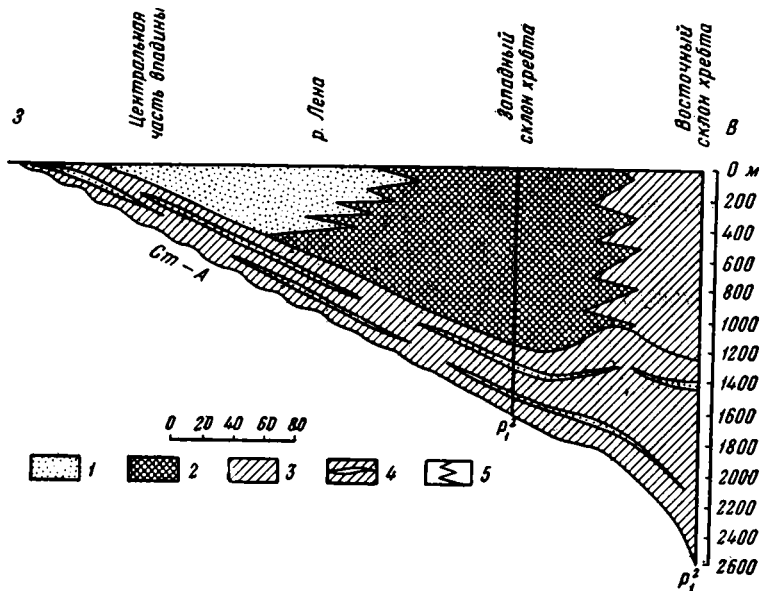


Фиг. 10. А. Схема строения сланцевого (P_1^3) и флишного (P_2^1) комплексов в пределах западного склона Верхоянского хребта. 1 — конгломераты прибрежной зоны; 2 — мелко- и среднезернистые песчаники, реже алевролиты зоны относительного мелководья; 3 — черные глинистые сланцы и аргиллиты относительно глубоководных участков морского бассейна; 4 — песчано-алевролитно-аргиллитовые пачки флишного строения относительно глубоководных участков морского бассейна; 5 — линзовидные прослои детритусовых известняков относительно глубоководных участков морского бассейна; 6 — крупные конкреции глинистого сидерита

Б. Терригенно-минералогические провинции

а — цирконо-турмалино-рутило-апатитовая; б — мусковито-хлорито-ильменито-лейкоксовая; в — цирконо-турмалиновая

Средне- и мелкозернистые песчаники встречаются редко, в виде единичных пропластков или маломощных пачек в самых низах и верхах комплекса. Это темно-серые или черные породы с горизонтальной слоистостью, образованной обильными присыпками мусковита и растительного детрита. Часто горизонтальная слоистость имеет прерывисто-линзовидный характер, что обусловлено наличием линзочек среднезернистого материала, включенных в основную массу мелкозернистого песчаника.



Фиг. 11. Схема предполагаемого строения сланцевого и флишoidного комплексов в зоне сопряжения Верхоянья и Лено-Вильюйской впадины.

Флишoidный комплекс (P_1^1): 1 — область накопления преимущественно песчаных пород континентального и прибрежно-морского происхождения; 2 — область накопления преимущественно флишoidных (и песчаных) пород в краевой части морского бассейна; 3 — область накопления глинистых (и песчаных) пород в открытой части моря; сланцевый комплекс (P_1^3): 4 — область накопления преимущественно глинистых пород открытого моря; 5 — границы фациального замещения

Линзовидные прослойки обладают более светлой окраской, что еще более подчеркивает направление слоистости. Микроскопически породы слагаются зернами величиною от 0,12 до 0,08 мм.

Относительно пород нижнего комплекса в песчаниках сланцевого комплекса заметно увеличивается степень сортировки терригенного материала. Среди обломочных зерен преобладают кварц (35—50%) и обломочки пород (20—40%). Подчиненное значение имеют полевые шпаты: кислые плагиоклазы и микроклин, общее содержание которых не превышает во всех случаях 20%. Еще меньше терригенных пластинок мусковита и хлорита. Следует отметить, что с уменьшением зернистости песчаников содержание в них слюд и пластинок хлорита значительно повышается.

Зерна кварца неправильной остроугольной формы часто с волнистым угасанием и характерной трещиноватостью. Среди полевых шпатов пре-

обладают зерна разрушенных плагиоклазов (№ 5—20). В группе обломков пород наряду с мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, перекристаллизованными в мозаичные агрегаты кварца, в большом количестве присутствуют обломки черных сланцев, обогащенных органикой и вторичным серицитом. В песчаниках широтного участка наряду с указанными компонентами в большом количестве присутствуют обломки эффузивных пород. Они представлены сильно опатизированным стекловатым базисом, иногда с включением альбит-олигоклазовых микролитов. По характеру структуры и состава цемента среди песчаных пород выделяются два типа: 1) песчаники с кварцитоподобными структурами; 2) песчаники с агрегатным кремнисто-хлоритовым цементом контактной или поровой структуры.

1. Песчаники с кварцитоподобными структурами характеризуются сильным развитием явления бластеза, приводящего к сложному взаимопроникновению регенерированных кварцевых оболочек друг в друга. Структура имеет вид сливного гранобластического мозаичного агрегата. Часто песчаники рассечены сетью кварцевых микрожилок мощностью до 1 до 2—3 мм. Жильный кварц обладает такой же, но более однородной мозаичной структурой. По зальбандам мозаичных жиллок кварца наблюдаются призматические кристаллики новообразованного альбита. Характерно присутствие вкрапленников ромбоэдрических кристаллов слабоокисленного сидерита, образующих иногда дендритовидные сростки из нескольких кристаллов.

2. Песчаники с агрегатным кремнисто-хлоритовым цементом контактной или поровой структуры характеризуются так же более богатым содержанием обломочных слюдистых минералов: мусковита и сильно измененного, переработанного биотита. Цемент представляет собой агрегат мельчайших чешуек хлорита, перемежающихся со слабо преломляющей углисто-кремнистой массой. В отдельных участках наблюдается раскристаллизация основной массы цемента в халцедоново-хлоритовый и кварцевый агрегат. В цементирующей массе встречаются лимонитизированные агрегаты ромбоэдрических кристаллов сидерита (табл. II, 5), окруженных прозрачным кальцитом более поздней генерации и микроконкрециями пирита. Кроме того, отдельные узлы терригенных зерен цементируются новообразованиями лейкоксена и ильменита, формирующимися иногда за счет изменения терригенных слюд (табл. II, 6).

Наиболее характерные новообразования связаны с разрушением терригенного биотита. Весь комплекс процессов, связанных с изменением и разрушением терригенного биотита, может быть сведен к трем основным видам: 1) аморфизация биотита; 2) гидратация, обесцвечивание биотита и появление различных новообразований в промежутках между расщепленными волокнами минерала; 3) послонное замещение биотита минералами со слюдистой решеткой и образование характерных пакетов чередования. Начальные стадии аморфизации биотита наблюдаются в более молодых отложениях, начиная с пород верхней юры и мела. В породах описываемого комплекса процессы изменения биотита находятся на одной из последних стадий своего преобразования, когда сохраняются еще реликты этого минерала. В том случае, когда сохраняются пластинки биотита, они обладают сильно пониженными светопреломлением и двупреломлением ($N_g - N_p$ до 0,012). Изменение оптических свойств связано с сильной гидратацией минерала и выносом из его решетки железа и щелочей. Удаленное железо часто фиксируется в виде новообразованных сгусточков сидерита (табл. II, 7), кристалликов пирита или примазок гидроокислов железа (табл. II, 8). Наряду с обесцвеченным, но еще сохраняющим свою кристаллическую структуру биотитом при-

сутствуют деформированные волокнисто-расщепленные пластинки минерала, переходящие часто в изотропные бурые сгустки.

К другим изменениям терригенного биотита относятся новообразования ряда минералов в промежутке между его гидратизированными и расщепленными волокнами. Наблюдаются случаи, когда между гидратизированными и частично хлоритизированными волокнами биотита образуются кристаллы кварца, альбита, агрегаты лейкоксена, ильменита и призматические кристаллики рутила (табл. II, 4, 9, 10).

Наконец, к последней группе изменений биотита относится его послойное замещение другими минералами, обладающими структурой слоистой решетки: гидромусковитом и хлоритом. Процесс этот также начинается в более молодых отложениях — в породах средней и нижней юры. В его начальные стадии происходит послойная хлоритизация биотита, при которой хлоритовые волокна чередуются с волокнами гидробиотитового состава. В породах описываемого комплекса наибольшее распространение получают пакеты, состоящие из чередования хлорита и мусковита или гидромусковита. Следует отметить, что при движении от молодых к более древним отложениям описываемые «пакеты чередования» приобретают все большую прямолинейность и параллельность в своих очертаниях (табл. III, 2). Наиболее прямолинейные формы, как это отмечалось уже выше, характерны для пород песчано-сланцевого комплекса. Песчаники сланцевого комплекса занимают в этом отношении промежуточное положение.

Тесная генетическая связь описанных песчаников с более мелкозернистыми породами — алевролитами и сланцами, содержащими морскую фауну, а также некоторые текстурно-структурные признаки пород: горизонтальная слоистость, относительно хорошая сортировка обломочного материала говорит об их образовании в относительно удаленных участках открытого морского бассейна.

Алевролиты и алевролитовые сланцы

Алевролиты и алевролитовые сланцы широко распространены по всему разрезу комплекса. Они образуют относительно мощные пакеты, чередующиеся с песчаными прослоями (в низах и верхах разреза) или чисто сланцевыми пачками (в середине разреза). Для некоторых районов намечается определенная ритмичность в чередовании алевролитовых пород со сланцами (бассейн Бегиджана).

Макроскопически алевролиты и алевролитовые сланцы — черные сланцеватые породы с плитчатой отдельностью, тонкой горизонтальной слоистостью или характерной комковатой текстурой. Текстуры горизонтальной слоистости относительно просты и не нуждаются в подробном их описании. Они образованы слоями различной зернистости материала. Интересно отметить, что в ряде случаев они контрастно проявляются благодаря вторичным процессам окисления содержащегося в породе пирита. Так, на выветрелой поверхности породы отдельные прослой, сложенные алевролитом, покрываются белым налетом сульфатных солей. Белые полосы толщиной от 0,5 до 2—3 мм чередуются с темными слоями, сложенными более глинистым материалом, препятствующим быстрому окислению содержащегося пирита (табл. III, 6). Комковатые текстуры алевролитов сложны и многообразны. Для них характерна неправильно-горизонтальная слоистость, часто нарушающаяся из-за появления округлых или эллипсоидальных включений, состоящих из глинисто-алевролитового материала. В отдельных случаях отчетливо заметно концентрическое строение песчано-глинистых включений (табл. III, 5). Подобные структуры возникали, очевидно, в ре-

зультате придонных волнений, взмучиваний и некоторого перемива материала, находящегося в пластично-текучем состоянии. Комковатые текстуры иногда почти лишены каких-либо элементов слоистости и представляют собой сгущение мелких неправильных в основном глинистых комков.

Глинистые включения обнаруживаются и при микроскопическом исследовании пород. Они имеют округлую или эллипсоидальную форму, иногда с четкими, иногда с расплывающимися очертаниями (табл. III, 1) и чаще всего в виде цепочкообразного слоя располагаются в плоскости напластования породы. Последнее подчеркивается линзовидными тонкими прослойками углистого вещества. Линзочки углистого вещества деформированы, образуя совместно с агрегатом аморфизированного биотита и редкими выделениями вторичного ильменита сложную древовидную систему прожилков.

Кластический материал алевролитов по своему составу близок к обломочным компонентам более крупнозернистых пород. Существенным отличием является лишь повышенное содержание обломочных слюд (главным образом мусковита), составляющих в отдельных образцах до 10—15%. Алевролиты характеризуются незначительным содержанием цементирующей массы, имеющей кремнисто-хлоритовый состав. Терригенные зерна тесно прижаты друг к другу, а в отдельных участках заметны явления их регенерации и бластеза. Характерной чертой алевролитов является присутствие наряду с вкрапленниками сидерита микроконкреционных выделений пирита, равномерно распределенных по всей породе. Сферические выделения сульфидного железа, достигающие размеров 0,02—0,05 мм, располагаются по периферии терригенных зерен, как бы участвуя в цементации обломочной части породы. Количество пирита в сланцевых разностях алевролита сильно возрастает.

Отложение алевролитов происходило в участках материкового моря, относительно удаленных от береговой линии. Об этом свидетельствует состав пород и их тонкая горизонтальная слоистость. Породы с явными следами волнений и взмучивания осадков характеризуют более мелководные участки.

Глинистые сланцы

Макроскопически глинистые сланцы — черные тонкогоризонтально-слоистые породы, содержащие конкреции пирита и крупные караваи сидерита. В местах сопряжения сланцев с конкрециями наблюдается раздувание слоев и огибание ими конкреционных тел. Особенно четко это намечается вблизи караваев сидерита.

Микроскопически сланцы представляют собой бурый слабо поляризующий агрегат чешуек хлорита, гидрослюды и аморфизированных сгусточков биотита, пронизанных кремнистым опалово-халцедоновым веществом. В основной массе сланцев отмечаются сильно корродированные терригенные зерна кварца и реже полевых шпатов (0,025—0,01 мм). Сланцеватость пород подчеркивается линзочками углистого материала и цепочкообразными прослойками из сгустков аморфизированного биотита. Равномерно по всей породе присутствуют сферические микроконкреции пирита. Химический анализ тонкой фракции сланцев приведен в табл. 8.

По сравнению со сланцами нижнего комплекса привлекает внимание некоторое повышение кристаллизационной воды и снижение содержания K_2O , связанные с заменой собственно мусковита на гидрослюдистый минерал. Характерно высокое содержание органического углерода (2,02). Данные рентгена показывают исчезновение характерных мусковитовых линий (9,90 Å и др.), и появление межплоскостных расстояний,

соответствующих параметрам гидрослюдистых минералов (10,87 кХ и др.). Помимо гидрослюды, присутствуют линии, характерные для продуктов разложения биотита, хлорита и высокодисперсного кварца.

Термическая характеристика сланцев сложна и не поддается детальной расшифровке. Видимо, присутствие большого количества углеродизированной органики сильно осложняет кривую добавочными эндотермическими пиками, связанными с ее окислением и сгоранием. Интересно появление четкой эндотермической обстановки в районе 100°, связанной с наличием межплоскостной воды у гидрослюд. Естественно, что в сланцах нижнего комплекса, содержащих собственно мусковит, она полностью отсутствовала.

Таблица 8

Химический состав тонкой фракции сланцев (в %)

SiO ₂	50,32	S	0,2
Al ₂ O ₃	24,22	Na ₂ O	0,73
Fe ₂ O ₃	2,84	K ₂ O	4,04
FeO	3,62	H ₂ O ⁻	1,34
TiO ₂	0,80	H ₂ O ⁺	4,98
CaO	0,20	CO ₂	0,16
MgO	3,01	C	2,02

Сумма 98,48

Отложение глинистых сланцев, обогащенных тонко измельченным глинистым веществом, происходило в относительно глубоководных участках открытого морского бассейна.

Флишоидный комплекс (P₂¹)

Строение комплекса

Флишоидный комплекс соответствует мощной нижнеэндыбальской свите, прослеживающейся по всей территории Верхоянской складчатой зоны. Подошва комплекса совпадает с возрастной границей между нижним и верхним отделом перми. К началу верхней перми произошли региональные поднятия, приведшие на всей территории Северо-Востока Союза к значительному сокращению площади морского осадконакопления.

В области западного Верхоянья эта граница фиксируется по появлению песчаных пачек, сменивших однообразные глинистые образования подстилающего комплекса. Верхняя граница комплекса связана с дальнейшим сокращением бассейна и формированием мощных песчаных пачек. Однако эта граница в отличие от нижней, где в ряде мест фиксируются угловые несогласия и базальный конгломерат (Бегиджан, Тукулан и др.), имеет нечеткий характер. Флишоидный и вышележащий угленосный комплекс часто связаны постепенным переходом (Тумара, Юндюлюнг и др.).

На западном склоне Верхоянья флишоидный комплекс образован пачками тонкого «флишоидного» переслаивания, состоящего чаще всего из слоев алевролита и глинистого сланца. Указанные породы являются как бы составными элементами двухкомпонентного ритма. Иногда в качестве третьего компонента присутствует мелко- и среднезернистый песчаник.

В отличие от собственно флишевой формации флишеидный комплекс лишен того характерного постоянства мощностей и выдержанности по простиранию как отдельных ритмов, так и составляющих его элементов. Мощность ритмов в пачках флишеидного чередования составляет, как правило, 20—30 см, однако в ряде мест может возрастать до 1—2 м (Бегиджан, Томпо и др.). Кроме того, сами пачки флишеидного чередования перемежаются с чисто песчаными пачками, достигающими мощностей 5—10 м.

От чисто флишевой формации флишеидный комплекс отличается также слабым развитием типично флишевых признаков: иероглифов, фукоид и присутствием малохарактерных для флиша текстур — знаков волновой ряби, косослоистости, взмучивания и др.

В продольном профиле западного склона Верхоянья флишеидный комплекс имеет форму корытообразного прогиба с максимальными мощностями около 1500 м на центральном участке (см. фиг. 10). При движении к югу и на север мощность постепенно убывает, снижаясь до 500 м на Хараулахе и до 900 м в бассейне Томпо. Одновременно с сокращением общей мощности комплекса идет и уменьшение мощностей флишеидных пачек. Наиболее мощные пачки флишеиды (до 200—300 м) отмечаются в разрезах Кели и Неры. При движении к краевым участкам продольного профиля происходит их расщепление и частичное замещение песчаными образованиями. Особенно интенсивно это проявляется в северном конце профиля: во всем разрезе Хараулаха отмечаются всего лишь две пачки характерного флишеида мощностью по 25—30 м.

Данных для детального поперечного профиля еще очень мало. Можно предполагать, что в области центрального участка Верхоянья зона флишеидного образования, пересекая Лену, широким языком заходила в Вилюйский залив (см. фиг. 11). Некоторым подтверждением этого предположения является присутствие флишеидных пачек в разрезе комплекса периферийных частей Оленекского сводового поднятия, т. е. участков с типично платформенным основанием (разрез Чекуровка). Так же как и на севере (разрез Буор-Аякит), в центральных, наиболее прогнутых частях Вилюйской впадины при выклинивании морских флишеидных накоплений следует ожидать замещения их серией песчаных континентальных образований.

При переходе в область восточного склона характерные черты флишеида стираются; он замещается преимущественно глинистыми породами. В ряде случаев граница с нижележащим сланцевым комплексом проводится лишь на основании появления пеллеципод верхней перми (*Kolymia* и др.).

Характерной особенностью комплекса является наличие единой терригенно-минералогической провинции, подчеркивающее общность условий в продольном прогибе в период формирования флишеидных отложений. Терригенно-минералогическую ассоциацию образуют лейкоксен (15—35%), циркон (40—30%), турмалин (15—10%), рутил (5—7%) и апатит (до 20%). Последнего особенно много на центральном участке Верхоянья.

Характерные типы пород

Типы пород, участвующие в строении комплекса, достаточно разнообразны. В гранулометрическом отношении это широкий спектр — от пуддинговых конгломератов до глинистых сланцев флишеидных ритмов. Разнообразие пород еще увеличивается присутствием туфогенно-пепловых образований. Однако в количественном отношении грубозернистые

породы равно, как и вулканогенные разности, играют подчиненную роль. Основное место в разрезе занимают флишоидные породы, алевролиты и песчаники мелко- и среднезернистой структуры.

Конгломераты

Конгломераты в виде единичных пластов встречаются во многих районах (Нера, Джарон, Западная Градыга, Уяна и Томпо). Породы представляют собой средне- или крупнозернистые песчаники с цепочковидными включениями гальки. В конгломератах Западной Градыги и Неры отмечается галька кварца, серых и розовых кварцитов, кварцево-рогообманковых гнейсов, катаклазированных гранитов, метаморфизованных гранит-порфиров, окварцованных фельзит-порфиров и др. Размер гальки от 2 до 7 см. Наряду с гальками инородного состава в конгломератах иногда присутствуют переотложенные сидеритовые конкреции и крупные толстостенные створки *Coluthia* с отчетливыми следами их переотложения.

Разнородный состав галечного материала и присутствие среди них слабо окатанных раковин и перемытых сидеритовых конкреций говорит о прибрежно-морских условиях формирования пород. Возможно, это были отдельные отмели или косы, в районе которых волноприбойные движения смогли сконцентрировать разнородный крупнообломочный материал.

Крупнозернистые песчаники

Крупнозернистые песчаники встречаются в виде единичных прослоев. Макроскопические породы светло-серые или кремовые с однородной массивной текстурой. Иногда по простиранию они переходят в грубозернистые песчаники или микроконгломераты. В их подошве почти всегда фиксируется неровная, иногда карманообразная поверхность, свидетельствующая о локальных размывах в период перед их отложением.

Терригенными компонентами породы являются обломки сильно лейкоксеннизированного глинистого сланца с характерной белой окраской в отраженном свете. Величина обломков достигает иногда 2—3 мм. Из минеральных зерен присутствует главным образом кварц, альбит, реже альбит-олигоклаз. Глинистое вещество в цементе почти отсутствует и весь терригенный полимиктовый и разнородный комплекс сцементирован крупнокристаллическим кальцитом. Для пород характерна их общая высокая карбонатность, составляющая нередко 39—58%, что приближает породы к типу обломочных известняков. Описанные породы встречаются главным образом в нижней части разреза комплекса на центральном участке Верхоянья. Крупнозернистые, хорошо отсортированные песчаники с богатым содержанием карбоната отлагались в периоды локального обмеления бассейна, возможно сопровождавшиеся небольшими перерывами и последующими размывами.

Средне- и мелкозернистые песчаники

Средне- и мелкозернистые песчаники образуют относительно мощные пачки (до 30—40 м), разделяющие в разрезе участки флишоидного чередования. В виде единичных пластов или пакетов до нескольких метров мощности они встречаются и среди флишоидных пачек. И, наконец, мелкозернистые песчаники могут принимать участие в строении нижних элементов отдельных ритмов флишоида, где их мощность не превышает 0,2—0,3 м. Во всех случаях описываемые песчаники обладают однородной или слабо намечающейся горизонтально-слоистой текстурой и окрашены в светлые — серые или кремовые тона.

По петрографическим признакам песчаники довольно разнообразны. Микроскопическое их изучение позволяет выделить следующие основные

типы: 1) кварцевые песчаники с регенерационной и пленочной ильменит-лейкоксеновой цементацией; 2) кварцевые песчаники с колломорфными выделениями шамозита; 3) кварцево-полевошпатовые и полимиктовые песчаники с кварцитоподобными структурами; 4) кварцево-полевошпатовые и полимиктовые песчаники с кремнисто-хлоритовым цементом.

Первые два типа характерны для центрального участка Верхоянья. Полимиктовые разности развиты в области широтного участка.

1. Кварцевые песчаники с регенерационной и пленочной ильменит-лейкоксеновой цементацией состоят в основном из зерен обломочного кварца. Значительно меньше обломков различных пород, часто перекристаллизованных в мелко мозаичные агрегаты кварца, и лишь в единичных зернах отмечается альбит. Обломочный материал хорошо отсортирован, преобладают зерна размером от 0,35 до 0,20 мм. Зерна кварца заметно окатаны. Структура породы гранобластическая, возникающая за счет регенерации зерен кварца и альбита. Однако первичные контуры зерен хорошо фиксируются по наличию вокруг них тонкой ильменит-лейкоксеновой каемки, включенной позже в их регенерированную оболочку. Толщина каемочки составляет около 0,01—0,005 мм; по ее периметру видны переходы белого ватообразного лейкоксена в черный блестящий агрегат ильменита. Отдельные поровые участки в породе выполнены бурым шамозитом, кальцитом и очень редко сидеритом.

2. Кварцевые песчаники с колломорфными выделениями шамозита по составу обломочных компонентов очень близки к описанным выше песчаникам. Это также в основном кварцевые хорошо отсортированные породы с интенсивной регенерацией зерен, приводящей к формированию гранобластических структур. Специфической чертой породы является наличие в ней колломорфных агрегатов шамозита. В мелокозернистых песчаниках наблюдается его послойное распределение. Сферические агрегаты шамозита, во много раз превышающие размеры обломочных частиц, не цементируют их, а концентрируются в отдельные прослой, состоящие из тесно прижатых друг к другу колломорфных выделений этого минерала. В более крупнозернистых песчаниках послойное распределение шамозитовых агрегатов нарушается, однако их колломорфная форма и размеры (0,4—0,3 мм) сохраняются. Шамозит образован мелкочешуйчатым агрегатом зеленовато-желтых, иногда бурых тонов. Часто его колломорфные сгустки рассечены характерными криволинейными трещинками (синерезиса) или заметно деформированы под действием общей перекристаллизации (регенерации) обломочных зерен. Средний показатель преломления шамозита $N_m = 1,640 \pm 0,002$. Отдельные поровые участки породы также заполнены вторичным кальцитом, разъедающим и замещающим терригенные зерна альбита и кварца.

3. Кварцево-полевошпатовые и полимиктовые песчаники с кварцитоподобными структурами по характеру своего сложения и составу терригенных компонентов почти ничем не отличаются от аналогичных песчаников подстилающего комплекса. Это полимиктовые породы, перекристаллизованные в сложнобластический агрегат, иногда рассеченный системой тонких кварцевых жил. В породе присутствуют порфиривидные включения окисленного сидерита (табл. III, 4).

4. Кварцево-полевошпатовые и полимиктовые песчаники с кремнисто-хлоритовым цементом сложены зернами кварца (40—60%), полевого шпата (альбита, олигоклаза, единичные зерна андезина и решетчатый микроклин), составляющего 15—25%, и большой группы разнообразных обломков пород (20—35%). Среди

обломков пород отмечаются кристаллические, слюдястые сланцы, эффузивы, кремнистые сланцевые и алевритово-сланцевые породы. Присутствуют пластинки мусковита и агрегаты аморфизированного послыжно замещенного биотита. Обломочный материал слабо отсортирован и плохо окатан, преобладают угловатые и угловато окатанные обломки. Цементирующим веществом является мелкочешуйчатый зеленый хлорит, в массе которого наблюдаются многочисленные включения нитевидного или гнездообразного агрегата халцедона. В крупных гнездах агрегат халцедона перекристаллизован в кварцевую мозаику. Наблюдаются также случаи, когда чешуйки зеленого хлорита перемежаются в цементе с новообразованными нежными кристалликами шестоватого альбита. По периферии некоторых терригенных зерен иногда наблюдаются друзовидные таблитчатые сростки цеолитовых минералов, обладающих характерным, очень низким светопреломлением и слабой поляризацией. Постоянно присутствуют ромбоздры сидерита, окруженные более поздним выделением кальцита.

По составу, характеру сортировки и окатанности обломочного материала песчаники широтного участка довольно резко отличаются от пород, развитых в области Центрального Верхоянья. Песчаные породы широтного участка являются более прибрежными образованиями; это отражается и на их полимиктовом составе и на худшей сортировке материала. Береговая линия бассейна на этом участке проходила где-то в районе Алдана, примыкая к области относительно приподнятого и расчлененного рельефа края Алданского щита. Породы центрального участка формировались в значительном отдалении от берега, так как морской бассейн на этом участке простирался далеко на запад, заходя в виде широтного языка в Вилуйскую впадину. Обломочный материал претерпевал здесь многократное переотложение, чем и обусловлена его лучшая сортировка и более кварцевый состав. Более глубоководная обстановка иногда с замедленной терригенной седиментацией создавала благоприятные условия для диагенетического формирования шамотита, колломорфные агрегаты которого постоянно отмечаются как в мелко-, так и среднезернистых песчаниках центрального участка (разрез Неры и др.).

Флишоидные породы

В типичных флишоидных породах присутствуют два компонента: алевролиты, слагающие нижнюю часть ритма, и глинистые сланцы, образующие верхнюю половину ритма. К первому компоненту — алевролитам — иногда подстраиваются снизу мелкозернистые песчаники, а прослой глинистых сланцев начинаются иногда алевритово-глинистыми породами. Однако такое четырехкомпонентное строение ритма встречается очень редко и не типично для флишоидных пачек. Границы между отдельными элементами ритма четкие и в пределах обнажения хорошо выдерживаются по простиранию. В подошве алевролитов иногда встречается линзовидная галечка нижезалегающих слоев черных сланцев. Нижняя граница алевролитов неровная, неправильно-волнистая, иногда с мелкими карманообразными углублениями. При расколе по напластованию хорошо видно, что поверхность глинистого сланца осложнена сплюснутыми валикообразными буграми, напоминающими флишевые иероглифы (табл. III, 7). А. В. Вихерт указывает на присутствие в алевролитах характерных для флиша фунтиковых структур. В бассейне Неры нами был обнаружен типичный фукоидный алевролит с характерным елочкообразным рисунком, образованным более темным глинистым материалом. Мощность алевролитовых слоев непостоянна, как правило, она составляет 10—15 см, однако может возрастать и до нескольких метров. По своей структуре алевролиты чаще всего однородные, но наряду с ними встречаются и слоистые раз-

ности. Отмечаются горизонтально-слоистые и волнисто-косослоистые породы, причем слоистость образована тонкими прослойками глинистого материала (табл. III, 8). Наконец, часто встречаются и характерные текстуры взмучивания, представляющие собой неправильно складчато-слоистый агрегат алевритово-глинистого состава. Переход от алевролитового слоя к глинистым сланцам происходит также достаточно резко. Мощность слоев глинистого сланца — верхнего члена флишоидного ритма — непостоянна: от 10—20 см до нескольких метров. Сланцы черного цвета, тонкогоризонтально-слоистые. Слоистость обусловлена присутствием алевритового материала или наличием слоев с различным количеством органического вещества.

Микроскопически флишоидные породы аналогичны соответствующим разностям (алевролитам и сланцам) подстилающего комплекса. Некоторые отличия фиксируются в алевролитах, представляющих собой более отсортированные породы, чем их аналоги в подстилающем комплексе. В области центрального участка они содержат колломорфные агрегаты шамозита, подобно тем, которые были описаны в песчаниках. На широтном участке шамозит отсутствует; его как бы заменяют аморфизированные сгустки биотита. Глинистые сланцы представляют собой тонкочешуйчатый агрегат хлорита, гидрослюды, аморфизированных сгустков биотита и выделений халцедона и кварца. В породе присутствуют пирит и сидерит, наряду с ними много свободных гидроокислов железа, пропитывающих основную массу сланцев. Рентгенографическая и термическая характеристики тонкой фракции сланцев идентичны с соответствующими данными по породам сланцевого комплекса. Близок и химический состав (табл. 9).

Таблица 9

Химический состав глинистых сланцев (в %)

SiO ₂	50,62	S	0,24
Al ₂ O ₃	23,13	Na ₂ O	0,59
Fe ₂ O ₃	3,80	K ₂ O	4,48
FeO	3,59	H ₂ O ⁻	1,24
TiO ₂	0,80	H ₂ O ⁺	4,88
CaO	0,40	CO ₂	нет
MgO	2,79	C	2,74

Сумма 99,20

Повышенное содержание окисного железа и отсутствие CO₂ связано с вторичным разрушением сидерита, реликты которого легко обнаруживаются при микроскопическом исследовании. Флишоидные породы формировались в условиях краевой зоны бассейна, отгороженной от его внутренних частей кордильерой, простирающейся вдоль главного водораздела хребта. Пологий, частично подводный характер кордильеры, а также ее строение за счет пород сланцевого комплекса предопределили ничтожное поступление с нее обломочного материала. В отличие от типично флишевых бассейнов, где, как правило, осуществляется его двусторонняя загрузка: со стороны основного берега и растущей кордильеры флишоидный прогиб Верхоянья заполнялся обломочным материалом главным образом со стороны Сибирской платформы. В соответствии с узким характером флишоидного прогиба на широтном и, очевидно, меридиональном участках Верхоянья и близостью приподнятых областей суши (края Алданского и Анабарского массивов) здесь формировались полимиктовые и плохо отсортированные песчаники и маломощные фли-

шюидные пачки, часто с несколько раздутыми мощностями отдельных ритмов. На центральном участке в связи с общим расширением бассейна наблюдается хорошая сортировка как в песчаных породах, разделяющих мощные флишоидные пачки, так и в алевролитах, участвующих в строении флишоидных ритмов. Непрерывные мелкие колебательные движения, характерные для начального этапа общей регрессии, зафиксированы здесь наиболее полно.

Туфогенно-пепловые породы

Туфогенно-пепловые породы встречаются редко, в виде единичных пластов и прослоев. Однако следует иметь в виду, что в поле они легко пропускаются, так как по внешнему виду породы трудно отличимы от черных мелкозернистых песчаников и алевролитов комковатой текстуры. Их вулканогенная природа легко устанавливается при микроскопическом исследовании.

Породы с пепловым материалом и неясной витрокластической структурой встречены в разрезе Западной Градыги в верхней половине комплекса.

Они образуют метровые пласты, располагающиеся в основании флишоидных ритмов. Макроскопически это однородная мелкозернистая порода темно-бурого цвета, иногда с присутствием скорлуповатой отдельности. Под микроскопом обнаруживается характерная витрокластическая структура. В составе терригенного компонента выделяются две группы обломков: а) неправильные изометричные размером от 0,05 до 0,1 м, представленные водяно-прозрачным кварцем, кислым и основным плагиоклазом (до № 40); б) палочковидные, сферически изогнутые, вилокобразные и таблитчатые с эллипсоидальными пустотами, размер их 0,01×0,15 и 0,02×0,20 мм. Они представлены агрегатом халцедона и кварца. Все обломки хаотически распределены в основной массе породы, где отмечаются также пластинки мусковита и биотита. Основная масса представляет собой однородный кремнистый агрегат, пропитанный гидроокислами железа (табл. III, 3).

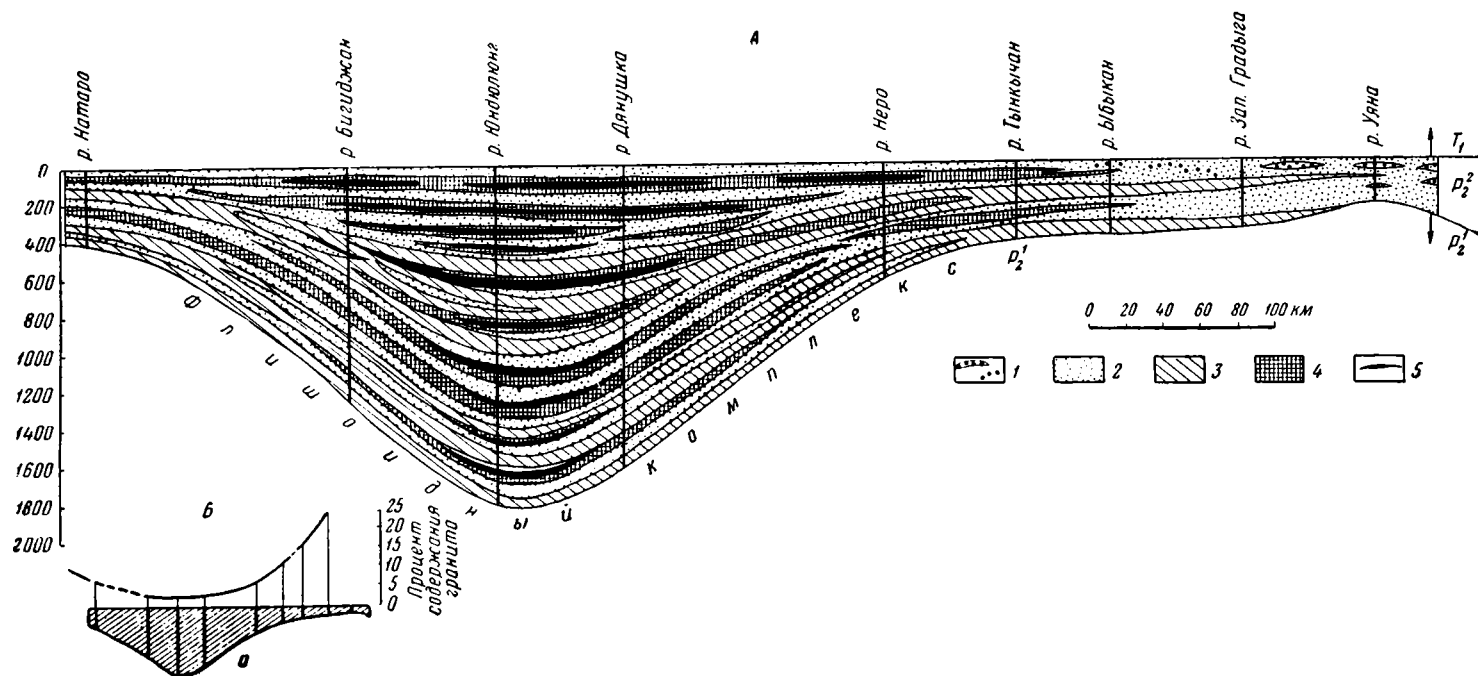
Происхождение туфогенно-пепловых пород в верхнепермских отложениях следует, по-видимому, связывать с проявлением вулканизма пермского времени в районах Восточного Верхоянья, где, по данным Серпухова (1940 г.), широким развитием пользуются кислые эффузивы и их туфогенные аналоги.

Комплекс угленосных отложений (P₂)

Строение комплекса

К комплексу угленосных отложений верхней перми мы относим мощную толщу песчано-сланцевого состава, содержащую на центральном участке Верхоянья серию пластов каменного угля. Описываемый комплекс охватывает отложения как верхнеэндыбальской (собственно угленосной свиты), так и ее возрастные аналоги — хоралыгскую свиту на широтном участке, III свиту И. П. Атласова на Орулгане и белерофеновый горизонт в Хараулахских горах. К этому же комплексу относятся однообразные отложения, развитые по всему восточному склону Верхоянского хребта (билляхская свита). Все аналоги верхнеэндыбальской свиты лишены прослоев угля и содержат лишь редкие пласты и пакеты черных углистых сланцев, чередующихся с мощными пачками песчано-конгломератового и песчано-алевролитового состава (фиг. 12).

Нижняя граница комплекса фиксируется лишь литологически, по смене флишоидных пачек мощными пачками песчаного, а на широтном



Фиг. 12. А. Схема фациального строения угленосного комплекса (P_2^3) в пределах юго-западного склона Верхоянья. 1 — конгломераты прибрежные (выносы рек); 2 — песчаники прибрежные зоны мелководья, кос, пересыпей и баров; 3 — алевриты, реже песчаники и аргиллиты зоны волнений прибрежной части моря; 4 — углистые сланцы заливно-лагунного побережья; 5 — каменный уголь — отложения прибрежных заливных торфяных болот

Б. Терригенно-минералогические провинции.

а — цирконо-турмалино-гранатовая

участке и песчано-конгломератового состава. Ценным коррелирующим признаком угленосного комплекса является также появление и постоянное присутствие в тяжелой фракции песчаников граната, минерала, который полностью отсутствовал в породах подстилающего комплекса. Этот важный минералогический коррелятив выдерживается вдоль всего юго-западного склона, как на широтном, так и на центральном участках.

Следует отметить, что в ряде мест, особенно на восточном склоне хребта, нижняя граница комплекса проводится с известной долей условности, главным образом по общим литологическим признакам, характеризующим разрез верхнепермских отложений. Так, нижняя часть разреза, наиболее сланцевая, общей мощностью 1000—1500 м относится к флишоидному комплексу, а верхняя, преимущественно песчаная, часто с конгломератовыми прослоями, к комплексу угленосных отложений.

Верхняя граница комплекса соответствует подошве нижнетриасовых отложений, резко отличающихся по своему литологическому составу от пород верхней перми.

Мощность угленосного комплекса на западном склоне растет по направлению от главного водораздела хребта в сторону Виллюйской впадины: так в районе устья р. Балбук, расположенного ближе всего к приподнятой части Верхоянского антиклинория, мощность комплекса составляет всего лишь 250 м. Далее на запад она увеличивается до 400—500 м на р. Нере и до 1200—1800 м в более западных районах центрального участка, в бассейне Бегиджана и Юндюлунга.

На широтном и меридиональном участках Верхоянья, примыкающих к приподнятым областям их терригенного питания — краю Алданского и Анабарского массивов, мощность описываемого комплекса сильно сокращается: на широтном участке до 400—200 м, на меридиональном до 400 м (в районе Натары) и до 100—150 м на Хараулахе. Изменение мощностей сопровождается изменением литологического состава осадков, определяющимся разными фациальными обстановками, господствующими в пределах различных участков.

На широтном участке Верхоянья отложения описываемого комплекса представлены грубым чередованием мощных песчаных пачек (до 80—120 м) и пачек черных комковатых алевролитов (до 100—150 м). В песчаниках отмечаются включения гальки и крупных обломков окаменелой древесины. Алевролиты содержат микрофауну фораминифер, характерных, по мнению А. А. Герке, для открытых мелководных участков морского бассейна. Отложения комплекса на широтном участке формировались в условиях неоднократной смены прибрежно-морской и аллювиально-дельтовой обстановки.

При движении в сторону центрального участка мощные и однородные песчаные пачки комплекса разбиваются на отдельные пакеты, в промежутке между которыми появляются прослой углистых сланцев и алевролитов с обильными отпечатками растительных остатков (разрезы Ыбыкана, Тынкычана). Здесь как бы намечаются пока еще подчиненные осадки лагунного происхождения, отложившиеся в прибрежной части континента и отделенные от собственно морского бассейна полосой песчаных образований типа пересыпей или баров.

При переходе в собственно центральный участок Верхоянья (бассейн Неры, Дянушки, Юндюлунга и др.) одновременно с возрастанием мощностей увеличивается роль лагунных отложений. Они увеличиваются по мощности, возрастает площадь их распространения, и среди них, особенно в верхах комплекса, появляются прослой каменных углей.

Разрезы угленосного комплекса на центральном участке имеют ритмичное строение. Мощность отдельных ритмов колеблется от 5 до 30—40 м и более. Причем отмечается, что наибольшими мощностями обладают

ритмы, содержащие пачки среднезернистых песчаников с характерной косо направленной слоистостью, выше которых залегают тонкослоистые алевролиты с корневыми остатками и еще выше — углистые аргиллиты с прослоями углей. Менее мощные ритмы образованы грубослоистыми песчаниками, переходящими выше в волнисто-слоистые алевриты, иногда с характерными знаками ряби в их кровле, и еще выше в слабеволнистые или горизонтально-слоистые алевриты и аргиллиты без угольных прослоев.

Более мощные ритмы характеризуются набором пород лагунного происхождения. Они формировались при регрессивном движении береговой линии, в результате чего на косоволнистых песчаниках типа пере-сыпей или баров развиваются в конечном счете торфяные болота, приводящие к образованию углей. Менее мощные ритмы связаны с трансгрессивным движением; вертикальная последовательность слоев соответствует в них породам, формировавшимся в условиях постепенного удаления от береговой линии в глубь бассейна.

Прослеживание ритмов по разрезу комплекса — задача будущих исследований. Следует отметить, что она будет решена во всем объеме в связи с началом глубокого бурения и получением кернового материала, который заменит редкие и разрозненные обнажения слоев этого комплекса.

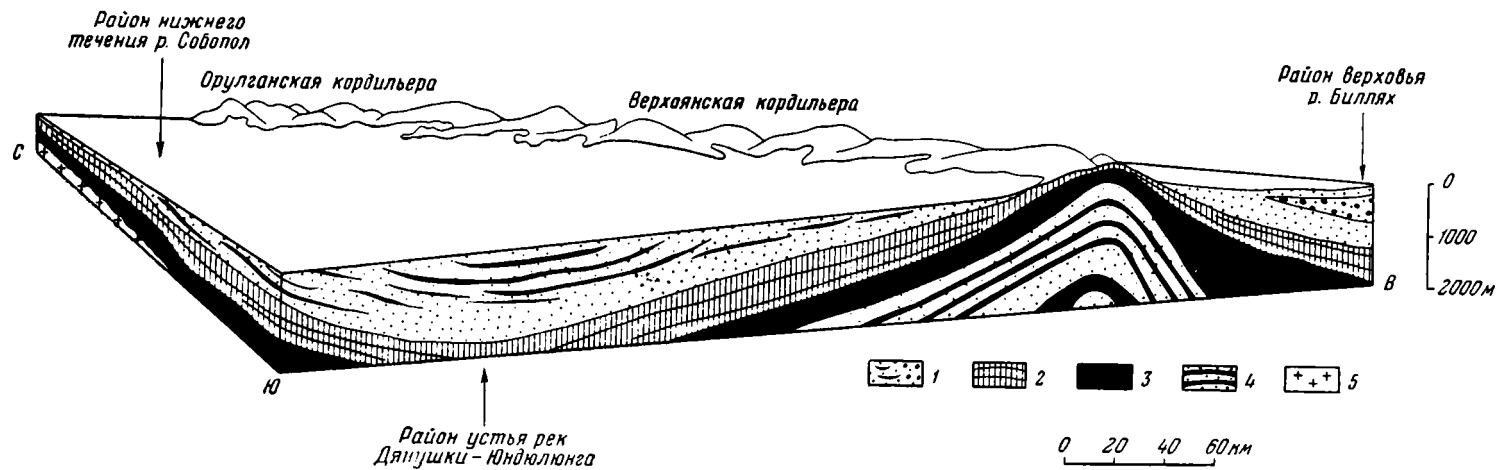
При дальнейшем движении на север, в область меридионального участка, в связи с приближением береговой линии, примыкающей к приподнятой области суши (см. главу VII), вновь наблюдается сокращение лагунных фаций и полное выпадение угленосных пластов. Среди песчаных пачек отмечаются лишь пакеты углистых сланцев (бассейн Натары).

Отложения комплекса на восточном склоне представлены главным образом песчаниками с линзами конгломерата в самых верхах разреза. Минимальная мощность описываемого комплекса приурочена к зоне приподнятой полосы. В направлении от главного водораздела к Янской синеклизе, так же как и в сторону Вилюйской впадины, идет резкое увеличение мощности (фиг. 13).

Если прослеживать комплекс по простиранию восточного склона, то вырисовывается корытообразный прогиб с максимальными мощностями на центральном участке (до 2500 м) и с постепенным сокращением мощности на север — до 400 м (бассейн Бытантая) и на юго-запад до 1800—800 м (верхове Уяны и Томпо).

Отложения угленосного комплекса в пределах западного склона Верхоянья характеризуются одной терригенно-минералогической провинцией. В ее состав входит следующая ассоциация минералов: циркон, гранат, турмалин, лейкоксен, рутил и апатит. Особенно характерно присутствие незначительного количества граната. Интересно отметить, что распределение этого минерала в породах комплекса строго закономерно. Оно максимально на широтном участке и постепенно снижается к центральному участку: Барая — 25%, Ыбыкан — 15%, Тынкычан — 10%, Нера — 5%, Бегиджан — 3%. Судя по анализам верхнепермских отложений района Чекуровки, в породах меридионального участка вновь наблюдается его повышение. Содержание граната в породах угленосного комплекса коррелируется в какой-то мере распределением грубообломочного материала. Участки, примыкающие к приподнятым областям суши (Алданского щита и Анабарского массива) характеризуются наиболее высоким содержанием граната. К концу верхней перми интенсивная эрозия вскрыла на территории указанных областей горизонты метаморфических пород, обогащенных гранатом.

Вполне естественно, что в первую очередь обогатились осадки, непосредственно примыкающие к областям сноса. Следует отметить, что



Фиг. 13. Диаграмма распространения угленосного комплекса в пределах Центрального Верхоянья и сопряженных участков платформы.

1 — угленосный комплекс с углями и конгломератами (P_2^2), регрессивный этап; 2 — флишодный комплекс (P_2^1), регрессивный этап; 3 — сланцевый комплекс (P_1^3), этап стояния бассейна; 4 — песчано-сланцевый комплекс (P_1^{2+1}), трансгрессивный этап; 5 — докембрий

начиная с этого момента, гранат, редкий минерал в верхнепалеозойских отложениях, становится постоянным компонентом почти всех пород мезозойской группы.

Характерные типы пород

Типы пород угленосного комплекса изучены недостаточно полно. Наиболее детально они исследованы в области широтного участка, где развиты в основном континентально-прибрежные и в меньшей степени морские и собственно лагунные образования. Породы центрального участка, характеризующегося широким развитием морских и лагунных (угленосных) фаций, изучены слабо. Ниже приводится описание пород, развитых в основном на широтном участке, а также в самых южных районах центрального участка (бассейн Неры).

Конгломераты

Конгломераты встречаются в виде линзовидных прослоев, не превышающих обычно 0,2—1,0 м. Они концентрируются в самых верхах разреза комплекса и хорошо прослеживаются вдоль всего западного склона, от бассейна Томпо до р. Балбук. На участке междуречья Барая — Уяна отмечаются более мощные конгломераты, образующие серию слоев общей мощностью в 12 м. Размер гальки колеблется от 1—2 до 7—10 см. Маломощные прослои конгломерата отличаются однородным распределением тесно прижатой одна к другой гальки и незначительным содержанием песчаного цемента. Мощные прослои характеризуются присутствием ритмической сортировки, при которой наиболее крупные гальки располагаются в основании слоя. При движении к кровле величина гальки закономерно уменьшается; в том же направлении происходит и увеличение песчаного цемента. Иногда среди крупных галек встречаются обломки стволов окаменелой древесины размером до 20—25 см. Все прослои конгломератов залегают среди песчаных слоев с отчетливыми следами размыва в их подошве. Одной из характерных черт конгломератов угленосного комплекса является однородный состав слагающих их галек. Во всех случаях резко преобладает галька кварца. Отмечается галька кварцита, гранит-порфира, гнейса, различных эффузивных пород и др. Все гальки отличаются округлой, хорошо окатанной формой, приближающейся часто к идеальной сфере. Хорошая сортировка породы, окатанная форма галек, представленных устойчивыми компонентами, свидетельствует о длительности пребывания крупнообломочного материала в зоне осадконакопления. Породы отлагались в прибрежно-морской обстановке, в условиях интенсивного воздействия гидродинамического фактора. Не исключена возможность, что более мощные слои конгломератов, встреченные, например, в бассейне Барая и Уяны и характеризующиеся наличием ритмической сортировки, связаны с подводными выносами рек, стекавших в бассейн с приподнятой области края Алданского массива.

Средне- и крупнозернистые песчаники

Средне- и крупнозернистые песчаники широко распространены как на широтном, так и на центральном участках. Они образуют мощные пачки до 40—100 м. В области широтного участка в основании песчаных пачек часто отмечаются прослои конгломератов или породы с рассеянной галькой; характерен резкий контакт с нижележащими отложениями, сопровождающийся иногда отчетливыми следами размыва. Верхний контакт песчаных пачек постепенный: породы становятся более мелкозерни-

стыми, обогащаются включениями углистых примазок и, приобретая черную окраску, переходят в мелкозернистые разности и алевролиты. Собранные данные по центральному участку позволяют отметить, что развитые там песчаные пачки, как правило, не превышают мощности 40 м и характеризуются постепенными переходами в пачки алевритово-сланцевого чередования. Макроскопически породы светло-серого или кремового цвета с характерным голубоватым оттенком. Песчаники массивные, однородные, иногда с включением гальки и крупных обломков окатанной древесины. Реже в породах намечается неясная горизонтальная, прерывистая слоистость или разнонаправленная косослоистость, обусловленная главным образом примазками глинистого или углисто-детритового материала (табл. IV, 1).

По микроскопическому строению и главным образом по характеру цементации выделяются три типа песчаников: 1) кварцево-полевошпатовые песчаники с порово-пленочным гидрослюдистым цементом типа гидрослюдизированного каолинита; 2) кварцево-полевошпатовые песчаники с пленочным и порово-пленочным гидрослюдистым цементом; 3) кварцево-полевошпатовые песчаники с кварцево-регенерационной структурой.

1. Кварцево-полевошпатовые песчаники с порово-пленочным гидрослюдистым цементом типа гидрослюдизированного каолинита развиты лишь в пределах широтного участка (табл. IV, 2). Терригенная часть породы представлена хорошо отсортированными и окатанными зернами кварца, микроклина, кислого плагиоклаза, обломками микропегматитов, сростками кварца и полевого шпата мирмекитовой и пертитовой структуры, обломками кристаллических сланцев, эффузивных пород и пластинками слюды. Терригенные зерна кварца часто изобилуют включениями шестовато-игольчатых кристалликов рутила и турмалина. Обломочки микропегматита представлены окатанными зернами ортоклаза с червеобразными вростками кварца (табл. IV, 6). Обломки эффузивных пород представлены деформированными опатизированными зернами стекловатого базиса. Среди них попадаются и зерна с включением микролитов (альбит-олигоклаз). Часто наблюдается хлоритизация основной массы эффузивных обломков. Хлоритизированные обломочки эффузивов превращены в изотропные зеленые, буро-зеленые агрегаты с включенными в них свежими плагиоклазовыми микролитами. Цемент имеет сложную порово-пленочную структуру. Отдельные участки пор оконтуриваются тонкой крустификационной каемкой гидрослюдистого состава. Центральные участки пор выполнены пластинчато-лапчатыми агрегатами своеобразного гидрослюдистого минерала. Агрегат состоит из пластинок, собранных в отдельные стопочкообразные пачечки, не имеющие ориентации; они тесно прижаты друг к другу, часто искривлены и деформированы, напоминая агрегат вермикулитоподобных сростков аутигенного каолинита (табл. IV, 2). Отдельные пластинки минерала бесцветны, прямо погасают и обладают показателем преломления, близким к 1,560. От типичного каолинита минерал отличается сильно повышенным двупреломлением (до 0,020). Кроме того, химический анализ тонкой глинистой фракции, собранной из песчано-алевролитовых пород этого типа, выявил повышенное содержание в ней K_2O (до 40%), однако термограмма этой же пробы, снятая Д. А. Виталем при повышенной чувствительности, дала кривую, близкую по типу к каолиниту, с характерным экзотермическим пиком около 1000° . Возможно, что первичный каолинит, сильно переработанный процессами эпигенеза и превращенный в своеобразный гидрослюдистый минерал. Характер рентгенограммы с присутствием отражений (10,87; 4,53; 3,36 А и т. д.), типичных для гидрослюды, не противоречит этому предположению. В ряде случаев центральные участки поровых

пространств вместо агрегатов описанного минерала заполняются мозаичными сростками кварца и альбита (табл. IV, 3, 4). Отдельные участки породы сцементированы кальцитом. Карбонат кальция, так же как и в более древних песчаниках, является наиболее поздним минеральным новообразованием, которое замещает и разъедает терригенные зерна кварца и полевого шпата. В отдельных участках кальцит обнаруживает отчетливые признаки двуосности, связанные, очевидно, с деформацией его решетки в результате давления.

2. Кварцево-полевошпатовые песчаники с пленочным и поровым, собственно гидрослюдистым цементом развиты главным образом в области центрального участка. Состав обломочного компонента породы близок к описанному типу. Следует указать лишь на отсутствие обломков эффузивных пород и зерен микропегматитовой структуры. Цементирующим материалом является чешуйчатый агрегат гидрослюды, образующий тонкие каемки вокруг терригенных зерен, или заполняющий отдельные поровые участки.

3. Кварцево-полевошпатовые песчаники с кварцево-регенерационной структурой широко распространены и встречаются как на широтном, так и в области центрального участка. По своей структуре породы близки к песчаникам подстилающего комплекса. Однако в них наблюдается более совершенная сортировка обломочного материала и несколько менее интенсивный бластез, приводящий к формированию относительно простых мозаичных структур с характерным «припаем» вторичного порового кварца к его терригенным зернам (табл. IV, 5).

Формирование песчаных пород происходило в различных фациальных обстановках. Детальное прослеживание описанных типов песчаников по площади и разрезам комплекса и выявление их фациальной приуроченности — дело будущих исследований. Следует лишь отметить, что несмотря на энергичную переработку первично-глинистого цемента песчаников по сторону его интенсивной гидрослюдизации, свойственной породам геосинклинального разреза, установление реликтов первичного каолинита (?) в песчаниках широтного участка говорит об их формировании в условиях, близких к континентальным. Возможно, что это были частично аллювиальные или дельтовые осадки, переходящие в прибрежно-морские образования типа пересыпей или баров.

Наличие конгломератовых прослоев с четкой ритмической сортировкой, залегающих иногда в основании песчаных пачек, включение обломков окаменелой древесины также говорит в пользу континентальных или прибрежно-морских условий осадконакопления. Песчаники с собственно гидрослюдистым цементом, развитые в основном в области центрального участка, отлагались в условиях большего удаления от континента. И, наконец, хорошо отсортированные песчаники с окатанными зернами и характерной мозаично-бластической структурой формировались при длительном воздействии гидродинамической среды — в мелководных условиях прибрежной части морского бассейна.

Мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты

Мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты имеют широкое распространение. Чаще всего они залегают в виде отдельных пластов или маломощных пачек (до 10—12 м), перекрывающих серии крупно- и среднезернистых песчаников; иногда чередуются с мелкозернистыми алевролитами и аргеллитами, образуя тонкие прослои до 0,5—2 м и, наконец, в области центрального участка слагают иногда почву и кровлю угольных пластов и пачек углистых сланцев. По комплексу структурно-

текстурных признаков и характеру цементирующего вещества среди описываемых пород выделяются два типа: 1) кварцево-полевошпатовые песчаники и алевролиты с известковистым базальным или поровым цементом; 2) кварцево-полевошпатовые песчаники и алевролиты с гидрослюдисто-хлоритовым поровым цементом.

1. Кварцево-полевошпатовые песчаники и алевролиты с известковистым базальным или поровым цементом развиты как на широтном, так и на центральном участках. Макроскопически серые однородные, неясногоризонтально-слоистые или косоволнисто-слоистые породы часто с характерным плитчатым сложением; слоистость обуславливается редкой присыпкой растительного детрита и слюды (табл. V, 5). Терригенный материал хорошо отсортирован и представлен угловатыми или слабо окатанными зернами кварца (до 60—70%), кислого плагиоклаза (до 15—25%), пластинками мусковита и обломками кремнистых и глинистых сланцев. В породе отмечаются обломки известковистых раковин фораминифер. В одном случае была встречена хорошо сохранившаяся раковинка нодозарии (*Nodosaria* ex gr. *noinski* Fscher). Ее размеры намного превышают средний диаметр терригенных зерен (табл. V, 4). Цементирована порода поликристаллическим кальцитом. В отдельных участках карбонат слабо раскристаллизован и имеет пелитоморфную структуру. Количество кальцита может достигать 35—40% (нерастворимый остаток породы составляет в среднем от 60 до 90%), в этом случае цементация имеет базальный тип, и порода приближается к песчанистому известняку.

В массе известковистого цемента отмечаются единичные колломорфные округлые зерна глауконита, обладающего ярко-зеленой окраской и характерной агрегационной поляризацией. Для некоторых пород очень характерно присутствие крупных изотропных или волнисто погасающих рыжих агрегатов аморфизированного биотита. Агрегаты часто деформированы; они оггибают или полностью включают в себя ряд терригенных зерен. Иногда аморфизированные сгустки покрыты мелкой «сыпью» окисленных кристаллов сидерита.

2. Кварцево-полевошпатовые песчаники и алевролиты с гидрослюдисто-хлоритовым цементом представляют собой темно-серые породы с горизонтальной прерывистой или ярко выраженной косослоистой текстурой. Косые серии со слабым наклоном и мощностью в 1—2 см чередуются в породе с горизонтальными или полого-волнистыми слоями. На центральном участке Верхоянья описываемые породы слагают часто почву или подпочву угольных прослоев. В этом случае они приобретают характерную комковатую текстуру иногда с присутствием многочисленных включений обуглившихся корешков, располагающихся перпендикулярно к плоскости напластования породы (табл. V, 1).

Микроскопическое строение пород имеет много общего со всеми типами описанных выше средне- и крупнозернистых песчаников. Основным резко преобладающим компонентом является кварц (до 70%), значительно меньше кислых плагиоклазов и кремнисто-глинистых агрегатов. В качестве цемента присутствует гидрослюда и тонкозернистый агрегат чешуйчатого хлорита; в отдельных участках породы наблюдается кварцево-регенерационная цементация. Наконец, в ряде образцов широтного участка в качестве цемента присутствует минерал типа гидрослюдизированного каолинита, описанного выше в песчаниках.

Описанные породы формировались в широком диапазоне фациальных обстановок. Так, первый тип песчаников и алевролитов характерен для участков морского бассейна широкой зоны подвижного мелководья. Второй тип пород, ассоциирующийся часто с отложениями углистых сланцев и прослоями каменного угля, формировался на участках лагунно-заливного побережья и прибрежно-морских равнин.

Мелкозернистые алевролиты и глинистые сланцы образуют ряд постепенных переходов; вместе с тем по структурным и текстурным признакам они отчетливо отделяются от собственно песчаных образований.

Макроскопически это черные, сланцеватые или плитчатые породы с неясной мелковолнистой слоистостью, часто осложненной своеобразными текстурами взмучивания. Слоистость обусловлена чередованием неправильных прослоев различного гранулометрического состава. При взмучивании и оползании возникают своеобразные неясно-волнистые структуры с участками слоисто-смятого строения (табл. V, 2). Иногда присутствуют следы илоядных животных, представляющие собой округлые или вытянутые тела, заполненные более грубым материалом.

Слоистость часто нарушается также включением крупных пиритовых конкреций, достигающих размера 5—7 см. Иногда они имеют неправильную искривленную форму с многочисленными выступами и углублениями (табл. V, 3), иногда обладают правильной сферической формой. Обилие пиритовых конкреций связано со значительным содержанием органического вещества, достигающего в описываемых породах комплекса 1,5—2%.

Микроскопически породы состоят из мелких зернышек кварца, полевого шпата, пластинок слюды и темных непрозрачных агрегатов размером от 0,008 до 0,04 мм. Тонкозернистый материал включен в темную неполяризующую углисто-глинистую массу. Таким образом, фиксируется как бы базальная цементация, что и отличает породы от собственно песчаных и крупноалевролитовых образований. В цементирующей массе отмечаются вкрапленники аморфизированного биотита, мелких кристалликов пирита, неправильных агрегатов лейкоксена и линзочек углестого вещества, располагающихся в плоскости напластования. Терригенный материал распределен неравномерно. В породе выделяются отдельные, иногда замкнутые зоны и линзовидные, неправильно сферические участки, обогащенные или обедненные терригенным материалом и органическим веществом. В алевролитовых породах отмечается иногда присутствие перекристаллизованных крупных обломков раковин фораминифер. Включение известковистых раковин сопровождается ореолом из неправильных лепешкообразных выделений кальцита, разъедающего и замещающего как цементирующую массу, так и отдельные терригенные зерна.

Алевролитово-сланцевые породы представляют собой типичные осадки зоны подвижного мелководья морского бассейна. Генетически они тесно связаны с описанными выше крупнозернистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, сменяя их в разрезе и образуя вместе с ними трансгрессивные части многочисленных ритмов.

Углистые сланцы

Углистые сланцы развиты главным образом на центральном участке Верхоянья, хотя отдельные маломощные их прослой начинают появляться и в крайних северо-западных разрезах широтного участка (Ыбыкан, Тынкычан). Углистые сланцы — породы черного цвета с характерной горизонтальной, слабоволнистой или плейчатой слоистостью. Слоистость образована присутствием многочисленных растительных остатков с хорошо сохранившимся рисунком их растительной ткани. Из растений преобладают широкие листья *Noeggerathiopsis* и *Paracalamites*. Большое скопление растительных остатков обуславливает полого-волнистую, а иногда прерывистую горизонтальную слоистость. Иногда заметны тонкие линзовидные прослой алевролитового материала.

Микроскопическое исследование пород показывает, что в их составе постоянно содержится примесь мельчайших частичек кварца и плагиоклаза. Основная углисто-глинистая масса непрозрачна и не реагирует на поляризованный свет. Для некоторых пород характерно послойное распределение углистого и терригенного материала. Углистые сланцы слагают почву и кровлю угольных пластов и прослоев. Очень часто собственно угольные пласты отсутствуют в разрезе, и их место занимают описанные сланцы с крупными растительными отпечатками. Сланцы формировались в условиях заиления обводненных торфяных болот, развивающихся в прибрежно-равнинных участках континента или на плоских поднятиях островного типа.

Красноцветный комплекс (Т₁)

Строение комплекса

Угленосные отложения верхней перми сменяются сложным полифаціальным комплексом нижнего триаса, формирование которого знаменует заключительный этап верхнепалеозойского цикла развития Верхоянской геосинклинали. Общая регрессия, характерная для всей территории Северо-Востока СССР, в конце перми — начале триаса была ослаблена в области Верхоянья небольшой трансгрессивной волной.

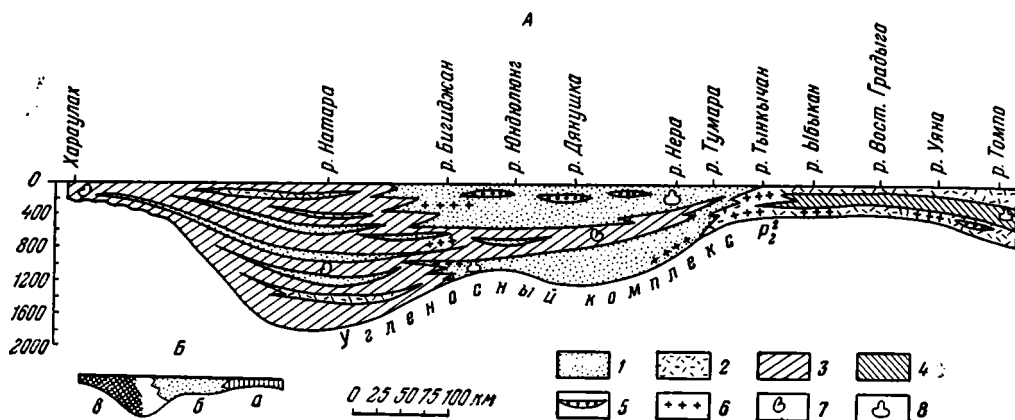
Нижняя граница нижнетриасового комплекса прослеживается достаточно четко. Она фиксируется как литологически, так и по резкому изменению состава фауны. Полностью исчезают верхнепермские иноцерамоподобные пеллециподы и появляются ракообразные эстерины, особенно характерные для широтного и центрального участков. В области меридионального участка и на восточном склоне Верхоянья уже в самых низах разреза присутствует обильная фауна пеллеципод и аммонитов характерного триасового облика.

Литологическая граница в области центрального участка проводится по появлению характерных красноцветных прослоев, сменяющих черные угленосные отложения верхней перми. На широтном участке подошва комплекса отбивается по появлению пачек переслаивания мало мощных прослоев зеленовато-серых и серых алевролитов, сланцев и мелкозернистых песчаников с включениями плоской глинистой гальки, сменяющих более уплотненные породы однородных алевролитово-песчаных пачек верхней перми.

Характер налегания комплекса на верхнепермские породы оставляет впечатление постепенного перехода, однако, судя по резко различной фациальной характеристике этих отложений, между ними, очевидно, имеется скрытое несогласие.

Следует отметить, что в низах комплекса во многих пунктах на широтном и центральном участках Верхоянья отмечаются залежи диабазов и диабазовых порфиритов, принимаемые некоторыми исследователями за нижнюю стратиграфическую границу описываемого комплекса. В последнее время аналогичные диабазы описаны среди триасовых отложений как в низах (Тыныкчан), так и в верхах (бассейн Бегиджана) разреза, что уже само собой исключает возможность использования этих пород для проведения стратиграфической границы. Верхняя граница комплекса сложная. В области широтного и центрального участков она проходит по подошве базальных слоев байлыкской серии, трансгрессивно лежащих на различные горизонты нижнего триаса. На меридиональном участке Верхоянья отложения нижнего триаса связаны постепенным переходом со среднетриасовыми осадками. Литологический характер и строение комплекса в пределах Верхоянского

хребта неоднородны и отличаются рядом специфических особенностей на отдельных участках структуры. Для широтного участка характерно развитие сероцветных лагунных осадков (хагалыгская свита). В области центрального участка широко распространены красноцветные осадки преимущественно дельтового накопления (кельтерская свита). Для меридионального участка характерно присутствие терригенно-карбонатных и глинистых пород морского происхождения. Морские осадки распространены также по всему восточному склону хребта и представлены в основном глинистыми и глинисто-алевролитовыми образованиями (фиг. 14).



Фиг. 14. Схема фациального строения красноцветного комплекса нижнего триаса А в пределах западного склона Верхоянского хребта.

1 — красноцветные песчаники и алевролиты, отложения наземной и подводной частей дельты; 2 — сероцветные песчаники и алевролиты прибрежно-морские и лагунные отложения; 3 — преимущественно черные аргиллиты и алевролиты, отложения относительно глубоководных частей морского бассейна; 4 — зеленовато-серые аргиллиты и алевролиты, лагунные отложения; 5 — внутриформационные линзы конгломератов с перемытыми известковистыми конкрециями и плоской глинистой галькой, отложения подводных бороздин в дельтах и лагунах; 6 — залежи диабазов; 7 — местонахождение цератитовой и пелециподовой фауны; 8 — местонахождение фауны эстерий

Б. Терригенно-минералогические провинции.

а — биотито-гранатовая с хлоритомом; б — эпидото-цоизитовая с ортитом; в — биотито-хлоритовая с гранатом и апатитом

В красноцветные песчано-алевролитовые породы центрального участка вклинивается мощная (до 200 м) пачка черных глинистых сланцев, содержащая обильную фауну цератит (среднекельтерская свита).

Среднекельтерская подсвита прослеживается по всему участку, однако в северных районах (бассейн Юндюлюнга и Бегиджана) однородно-сланцевое ее строение нарушается многочисленными прослоями серых и бурых песчаников и алевролитов с характерной полосчатой слоистостью.

Следует отметить, что красноцветные дельтовые осадки кельтерской свиты, локализирующиеся в области центрального участка, сложены специфической ассоциацией обломочных минералов, содержащих в большом количестве эпидот, цоизит, а также ряд редких и нетипичных для пермского комплекса минералов, таких как ортит, гранат, дистен и др.

При переходе из центрального участка в широтный красноцветные отложения комплекса замещаются сероцветными песчано-глинистыми образованиями, представляющими осадки лагунного характера. Разрез

состоит из переслаивания пачек светло-зеленых и серых аргиллитов и алевролитов, образующих пропластки по 0,10—0,05 м, с массивными пластами или маломощными пачками светлых среднезернистых песчанников.

В составе обломочного материала пород широтного участка присутствует ассоциация биотита, граната и хлоритоида, формировавшаяся за счет разрушения глубоко эродированной области приподнятого края Алданского щита.

На меридиональном участке дельтовые красноцветы переходят в мощные терригенно-карбонатные накопления типично морского бассейна. В разрезе наблюдается чередование песчано-глинистых пачек с пластами песчано-алевролитовых известняков. Мощность последних достигает в бассейне Менкгеря 12 м и более. В южных районах участка сохраняется красноцветная окраска, замещающаяся к северу серыми и черными тонами. В разрезе присутствует характерная морская фауна пелещипод и аммонитов.

В отложениях меридионального участка вновь наблюдается смена минералогической ассоциации. Так, судя по анализам нижнетриасовых пород района Чекуровки, эпидотовая ассоциация сменяется здесь комплексом минералов: биотит, хлорит, гранат и апатит.

Характерные типы пород

Породы нижнетриасового комплекса в целом сильно отличаются от отложений перми меньшей уплотненностью, характерными более светлыми, часто красноцветными тонами окраски и рядом специфических текстурных признаков.

Конгломератовидные породы

Конгломератовидные породы состоят из скопления обломков глинистых сланцев, сцементированных песчаным или алевролитовым материалом, аналогичным составу вмещающих конгломераты пород. Очень характерна уплощенная форма глинистых обломков, концентрирующихся в плоскости напластования породы (табл. VI, 4). Величина их колеблется от нескольких сантиметров до долей миллиметра. В последнем случае изучение структуры доступно уже только с помощью микроскопа (табл. VI, 2). Среди обломков глинистых пород присутствуют слоистые разности; часто наблюдается деформация слоек, приводящая к образованию комочков, типа «глиняных катунов» с концентрическим строением, подчеркивающимся присутствием алевролитовых микропрослоев. Наряду с глинистыми обломками в конгломератовидных прослоях присутствуют вымытые из вмещающих пород конкреционные образования кальцита и сидерита, иногда галечника молочного кварца (до 1—2 см) и обломки костной ткани и раковин. Как правило, прослои конгломератовидных пород обладают характерной линзовидной формой, замещаясь по простиранию песчаным или алевролитовым материалом. Максимальная мощность прослоев составляет 0,2—0,3 и реже 0,5 м. Конгломератовидные прослои встречаются как на широтном, так и (особенно часто) в области центрального участка, залегая в основании песчаных пластов. Образование их связано с наличием подводных желобов или бороздин, расположенных на продолжении наземных рукавов дельты. Наличие среди некоторых обломков глинистых пород концентрической скорлуповатости, а также характерная плоская форма глинистой гальки говорит о подводном размыве отложений, находящихся еще в пластическом состоянии осадка.

Наибольшим распространением пользуются среднезернистые песчаники. Более грубые разности встречаются спорадически в виде небольших прослоев в средней части некоторых песчаных пачек. По целому ряду текстурных и структурных признаков, а также по составу обломочного материала и характеру цемента песчаники широтного участка довольно резко отличаются от пород, развитых на центральном участке, ввиду чего дается их раздельное описание.

Песчаники центрального участка не образуют мощных пачек, а в виде отдельных слоев (мощностью 0,3—2,0 м), группирующихся в 5—7-, реже 10—15-метровые пакеты, переслаиваются с прослоями и пачками алевролитов и алевролитовых сланцев. Мощность последних от 0,1—0,2 до 5 м. Песчаные породы характеризуются пестрой окраской. Встречаются красноцветные, бурые, серые, зеленовато-серые, зеленые, сиреневые и другие разности. В широком диапазоне меняются и текстурные свойства пород: присутствуют горизонтально-слоистые, полосчатые и косослоистые разности. Горизонтальная слоистость обусловлена чередованием слоев различной гранулометрии и подчеркивается иногда наличием различной окраски слоев. Мощность слоев колеблется здесь от 2,5 см до 1—2 мм. Полосчатые текстуры обуславливаются чередованием полос различной окраски при однородном составе обломочного материала. Чаще всего наблюдаются бурые полосы на сиреневом или сером фоне, реже отмечается комбинация зеленых и светло-серых цветов. Толщина полос изменяется от 0,5 до 2 см (табл. VI, 3).

В косослоистых песчаниках наблюдаются две разновидности структур. Широко распространены породы с чередованием прямолинейных косослоистых серий с горизонтально-слоистыми пачками. Косые серии наклонены под углом 25—30°. В бассейне Неры сделано несколько замеров азимутов их падения (СВ 50—85°). Слоистость косослоистых песчаников образована как изменением гранулометрии, так и окраской материала.

Другой тип косослоистых песчаников характеризуется наличием перекрестной слоистости. Косослоистые серии одного направления чередуются со слоями, полого наклоненными в другую сторону. Отдельные слои прямолинейные, выполаживающиеся к основанию (табл. VI, 1). Слоистость подчеркивается изменением гранулометрического состава. Микроскопически песчаники довольно однообразны. Структура пород гранобластическая, обусловленная регенерацией зерен кварца и полевых шпатов. Терригенные компоненты представлены кварцем, полевыми шпатами, обломками эффузивов, обломками кварцитов и кремнисто-слюдистых сланцев. Отмечаются также шестоватые пластинки биотита и хлорита. Зерна кварца всегда со следами регенерации; характерно явление «припая», при котором аутигенный кварц в порах приобретает одинаковую оптическую ориентировку со смежными терригенными зернами. В количественном отношении кварц является основным компонентом (до 60—70%). Полевые шпаты представлены в основном зернами полисинтетически sdвойникового альбита и кислого олигоклаза с углами угасания от 14 до 18° (до № 30). Значительно реже отмечается кислый андезин (№ 30—36) и в единичных зернах решетчатый микроклин. Среди регенерированных зерен полевых шпатов присутствуют иногда разности с идиоморфными кристаллографическими очертаниями. В некоторых песчаниках отмечаются интересные новообразования альбита в виде полисинтетически sdвойниковых кристаллов, играющих роль кристаллического «порового цемента» (табл. VI, 6). Обломки кислых эффузивов и кремнистых сланцев часто

сильно деформированы. В условиях общего бластеза породы они приобретают прямолинейные ограничения, будучи включены в мозаичный агрегат кварцево-полевошпатового состава. Пластинки биотита сильно гидратизированы и расщеплены на отдельные волокна. Наблюдается их аморфизация и хлоритизация. В последнем случае по хлоритизированному биотиту образуется очень характерная «сыпь», состоящая из мельчайших (до 0,05—0,005 мм) ярко-оранжево-бурых гексагонально-таблитчатых кристалликов гематита (табл. VI, 5). Аутигенный гематит по биотиту является ценным коррелирующим признаком нижнетриасовых отложений. Он выдерживается вдоль всего склона, как на центральном, так и на широтном участках.

В числе других новообразований отмечаются кристаллики эпидота и цоизита. Наряду с кластическими зернами эпидота и цоизита наблюдаются ромбоэдрические хорошо ограниченные кристаллики, погруженные в массу вторичного кварца. Отсутствие следов окатывания, однородная форма и размеры кристаллов исключают возможность их обломочного происхождения.

Иногда кристаллики эпидота образуют друзовидные корочки по периферии терригенных зерен (табл. VI, 8). Интересно отметить, что новообразования этого минерала оконтуривают зерна кварца и полевого шпата с регенерационными оболочками. В одном случае аутигенные кристаллы альбита оказались полностью включены в корочку новообразованного эпидота, что позволяет сделать вывод о более позднем (эпигенетическом) времени формирования эпидота. Наряду с кварцево-полевошпатовым регенерационным цементом, обуславливающим характерные мозаично-бластические структуры, в породах центрального участка одновременно присутствуют тонкочешуйчатый хлоритовый или землистый гидроокисно-железистый агрегатный и пленочный цемент. Корочки этих агрегатов окружают терригенные зерна, располагаясь по периферии внутренних частей регенерационных оболочек. В зависимости от присутствия или резкого преобладания того или иного компонента наблюдаются различные макроскопические окраски пород от серо-зеленоватой до бурой и красноцветной. Характер пигментирующего вещества определялся слабовосстановительной или окислительной средой, имевшейся в период диагенеза — эпигенеза этих отложений. Низкие значения окислительно-восстановительного потенциала среды были обусловлены ничтожным первичным содержанием в осадках органического углерода. Общее его содержание в песчаных породах бассейна Неры составляет не более десятой доли процента (среднее содержание 0,08%; пределы колебания 0—0,15%).

Содержание тяжелой фракции в песчаных породах комплекса по сравнению с подстилающими отложениями верхней перми резко повышается, достигая иногда 2—3%. Наиболее важными коррелирующими минералами являются следующие: ильменит, гематит, цоизит, ортит, гранат и дистен (табл. V, 6). В единичных зернах встречаются роговая обманка, пикотит, везувин, корунд, ставролит, хлоритоид, пироксены и силлиманит.

Песчаные породы комплекса формировались в условиях подводной части дельты, о чем свидетельствует их структурно-текстурная характеристика, включающая ряд характерных признаков отложения осадков при поступательном движении материала (косая однонаправленная слоистость, включения плоской деформированной глинистой гальки в основании песчаных слоев и др.) и волновом перемещении обломочного материала (перекрестная косая слоистость, хорошая сортировка материала и др.). Следует также отметить, что накопление осадков произошло в условиях жаркого и, по-видимому, сухого климата, что обуслов-

ливало красноцветную окраску формирующихся пород. Сезонно-климатические изменения оказывали свое влияние на состав дисперсной фазы водного стока, с чем, очевидно, связано появление характерной для пород нижнего триаса полосчатой слоистости.

Песчаники широтного участка образуют мощные пачки (до 30 м) в верхах и самых низах разреза комплекса. Песчаники массивные, однородные без отчетливой слоистости или с характерной расплывчатой полосчатостью. Реже встречаются разности с неясной косослоистой или горизонтально-слоистой текстурой, обусловленной ориентированным размещением главным образом слюдистых минералов. Песчаные породы окрашены в светло-серый или зеленовато-серые тона. Мощные пласты песчаников содержат в основании включения зеленых глинистых галечек. По простиранию наблюдаются частые переходы в мелкозернистые разности и далее в алевролиты.

В состав песчаников входят следующие терригенные компоненты: кварц, пластинки биотита и мусковита, кислые плагиоклазы, микроклин, обломки эффузивных пород, кремнистых сланцев и крупные до 1—2 мм включения глинисто-слюдистых обломочков. Обломочный материал плохо отсортирован, размеры терригенных зерен иногда колеблются от 2 до 0,2 мм. Цементирующим веществом является хлорит и кварц. Хлорит образует каемочки вокруг терригенных зерен. Кварц раскристаллизован в центральных поровых участках породы. Очень характерно явление припая аугитенного кварца к его терригенным зернам, в результате чего порода приобретает иногда структуру «сливного» кварцита. Наряду с кварцево-хлоритовым цементом отдельные поровые участки заполнены кристаллическим кальцитом. В виде отдельных гнезд встречаются агрегаты ярко-зеленого хлорита, напоминающего своей мелкочешуйчатой структурой глауконит. Особо следует отметить обогащенность песчаных пород биотитом, достигающим иногда нескольких процентов и являющимся основным минералом в тяжелой фракции пород (до 60%; табл. VI, 7). Наряду со свежими пластинками присутствуют аморфизированные и хлоритизированные разности минерала. Интересно отметить, что несмотря на отсутствие пестроцветных пород в разрезе комплекса на широтном участке измененные пластинки биотита в песчаниках часто покрыты той же характерной «сыпью» из таблитчатых кристалликов гематита, которая наблюдалась в красноцветных породах центрального участка. И в данном случае появление этих новообразований следует связывать с низким содержанием в породах органического углерода (0,1—0,09%), не всегда обеспечивающим развитие в осадках восстановительной среды.

Песчаные породы широтного участка накапливались в лагунных условиях, о чем свидетельствует низкая сортировка обломочного материала пород, неясный характер их горизонтальной слоистости, присутствие лишь фауны ракообразных и общая палеогеографическая обстановка. Согласно последней широтный участок представлял изолированный водоем, отделенный от морского бассейна на востоке центральной кордильерой и периодически соединяющийся лишь с областью подводно-дельтового накопления, происходившего на центральном участке Верхоянья.

Мелкозернистые песчаники и алевролиты

Мелкозернистые песчаники и алевролиты являются наиболее распространенным типом пород описываемого комплекса как на широтном, так и на центральном участках Верхоянья.

Мелкозернистые песчаники и алевролиты центрального участка характеризуются плитчатой текстурой, поэтому породы легко расслаиваются.

ваются на более или менее правильные плитки толщиной от 1—2 до 5—10 см. Наряду с характерной плитчатостью отмечаются перекрестные косослоистые текстуры, образованные сочетанием полого наклоненных в разные стороны косых и горизонтально-слоистых серий. Мощность слоев одной серии измеряется, как правило, несколькими миллиметрами. Породы окрашены в те же пестрые тона, что и крупнозернистые разновидности песчаников.

В микроскопическом строении пород много общего с описанными выше песчаниками. Бросается в глаза заметно лучшая сортировка обломочного материала и более кварцевый состав терригенных зерен (до 75%). В качестве цемента присутствуют окисно-железистые и хлоритовые агрегаты; тип цемента пленочный.

Алевролиты и мелкозернистые песчаники, генетически связанные с более грубозернистыми образованиями, отлагались в условиях подводной части дельты.

Мелкозернистые песчаники и алевролиты широкого участка развиты как среди мощных песчаных пачек в верхах и низах разреза, так и в виде тонких пропластков (0,20—0,05 м) среди сланцевой срединной части разреза комплекса. Породы окрашены в зеленовато-серые, иногда сероватые тона и часто в обнажениях покрыты характерным мучнистым веществом. В подошве алевролитовых пропластков присутствуют включения зеленой гальки размером от 1—2 до 0,5—0,3 см. Породы обладают кривослоистой текстурой, образованной присыпками терригенной слюды, чем обуславливается их характерная скорлуповатая отдельность.

Микроскопически алевролиты и мелкозернистые песчаники обнаруживают обломочно-бластическую структуру с пленочным или базальным типом цемента. Терригенные компоненты представлены кварцем и пластинками биотита. Наряду с ними присутствуют кислые плагиоклазы и обломки кремнистых пород. Пластинки биотита, расположенные хаотически среди других терригенных зерен, сильно деформированы и гидратизированы. Деформированные листочки иногда волнисто облекают обломочные зерна кварца. Помимо сильной гидратизации слюд, наблюдается их интенсивная хлоритизация. Хлоритизированные и гидратизированные пластинки биотита иногда сливаются с цементирующей массой тонкочешуйчатого агрегата хлорита, образующего характерную пленочную цементацию. Остальное поровое пространство пород заполнено вторичным прозрачным кварцем. Иногда поровое пространство занято тонкочешуйчатым агрегатом хлорита, пронизанным выделениями еще не раскристаллизованного халцедона. Интересные изменения структуры пород происходят при часто наблюдаемом резком увеличении содержания обломочного биотита. Хлоритизированные и аморфизированные разбухшие пластинки биотита как бы сливаются с массой хлоритового цемента, придавая ему базальную структуру. Базальный цемент представлен в этом случае зеленовато-бурым агрегатом, в котором иногда улавливаются неясные очертания реликтов терригенных «распльвишихся» пластинок обломочного биотита (табл. V, 7). Постоянно присутствуют ярко-оранжевые гексагональные пластинки гематита, развивающиеся по измененному биотиту (табл. VI, 5).

Аргиллиты и алеврито-глинистые сланцы

В пределах центрального участка широко распространены два типа пород: черные аргиллиты, развитые в отложениях среднекейтерской подсветы и пестроцветные алеврито-глинистые сланцы, характерные для нижней и верхней подсветы.

1. Черные аргиллиты представляют собой тонкогоризонтально-слоистые породы, концентрирующиеся в мощные пакеты или пачки, разделенные тонкими прослоями алевролитов или цепочкообразными слоями глинистых сидеритов. Сланцы содержат характерную фауну цератитов. Породы разбиты сложной системой трещин кливажа, в результате чего рассыпаются на тонкие удлиненные обломки с режущими краями. Микроскопическое изучение сланцев показало, что они представляют собой тонко отмученные породы, почти лишенные терригенных зерен кварца и плагиоклаза. Основная их масса состоит из агрегатов гидрослюдистого минерала и хлорита, пронизанных тонкозернистыми выделениями халцедона. На однородном фоне породы иногда выделяются более крупные новообразования чешуйчатой гидрослюды и изометричные низкопреломляющие кристаллики альбита. Значительно реже наблюдаются прослойки обломочного алевритового материала, к которым приурочены выделения пирита и ильменита (?). Химический состав тонко отмученной породы приведен ниже, в табл. 10.

Таблица 10

Химический состав черных аргиллитов (в %)

Номер образца 24			
SiO ₂	52,82	S	0,11
Al ₂ O ₃	20,84	K ₂ O	1,30
Fe ₂ O ₃	1,27	Na ₂ O	1,00
FeO	9,14	H ₂ O ⁻	1,64
TiO ₂	1,30	H ₂ O ⁺	5,50
CaO	1,37	CO ₂	0,36
MgO	3,53	C	—

Сумма 99,8

Обращает внимание повышенное содержание закисного железа и магния, связанных, очевидно, в хлоритовом минерале. Черные сланцы — типично морские осадки, возникшие при наступлении моря со стороны восточного склона.

2. Пестроцветные алеврито-глинистые сланцы — это неслоистые породы с характерной оскольчатостью, благодаря которой они рассыпаются на мелкие неправильные обломки. Чаще всего породы окрашены в красно-сиреневые тона.

Микроскопически сланцы представляют собой скопление алевролитовых зерен, погруженных в базальный или порово-пленочный цемент окисно-железистого состава. Наблюдается слабая ориентировка зерен по плоскости напластования и сланцеватости.

Генетически эти породы представляют собой отложения относительно глубоководных участков подводной части дельты.

Аргиллиты широтного участка — светло-зеленые или серые горизонтально-слоистые породы, концентрирующиеся в мощные однородные пачки или образующие пачки тонкого чередования с алевролитовыми прослоями в средней части разреза комплекса.

Микроскопическое строение пород обнаруживает много общего с цементирующим составом тонкозернистых алевролитов. Судя по оптическим исследованиям, основная масса аргиллитов представляет собой тонкочешуйчатый агрегат гидробиотита, хлорита и халцедона, что подчеркивает генетическую связь пород с алевролитово-песчаными образованиями, обогащенными терригенным биотитом. Породы формировались в условиях застойных и относительно глубоководных участков лагунного бассейна.

Мезозойский цикл, формирование которого началось после регионального среднетриасового перерыва, охватывает отложения от верхнего триаса до верхнего мела включительно. Отложения, относимые к мезозойскому циклу, развиты как в геосинклинальной, так и в платформенной областях. В соответствии с этим для каждого литологического комплекса в пределах разных структурных областей характерен различный формационный тип строения разреза. Наиболее четко выделяются типы геосинклинальных и платформенных формаций. Но для некоторых комплексов в частности, угленосного, известен и третий формационный тип, являющийся промежуточным между первыми двумя и характеризующий центральные, наиболее прогнутые участки впадины.

Отличия в строении литологического комплекса в пределах разных структурных зон, определяются в основном различной глубиной залегания фундамента, а также различной интенсивностью и режимом его погружений и в меньшей степени палеогеографической обстановкой. Эти отличия выражаются: 1) в мощностях осадочных толщ, 2) в характере строения разреза и типе преслаивания пород, 3) в соотношении различных фациальных типов, 4) в степени измененности пород (их структур, текстур и состава), процессами эпигенеза и начального метаморфизма, 5) в составе и распределении ассоциаций аутигенных минералов, а также ряде других литолого-петрографических признаков.

Мы даем общую характеристику литологического комплекса в пределах всей исследованной территории, для того чтобы не разбивать единого представления о комплексе, как об определенном генетическом образовании, соответствующем тому или другому этапу геологического развития всей территории в целом. Специфика формационного строения комплекса в разных структурных областях специально подчеркивается, как в тексте и прилагаемых таблицах, так и отдельным описанием петрографических типов пород разных структурных областей. Последнее является необходимым, так как породы платформы в процессе эпигенеза не испытали глубоких превращений, и их современный облик слабо отличается от их первичного состояния. Породы геосинклинальной области, подвергавшиеся при глубоких погружениях влиянию повышенных температур и давлений, а также действию стресса, наоборот, существенно изменили свой первоначальный облик, приобретая ряд специфических черт, характерных для ранних стадий регионального метаморфического видоизменения осадочных пород геосинклинальных областей.

Песчано-конгломератовый трансгрессивный комплекс (T_3-J^1)

Строение комплекса

Формирование осадков песчано-конгломератового комплекса соответствовало начальному этапу второго крупного геотектонического цикла в истории развития Верхоянской складчатой области и Лено-Виллюйской впадины после регионального перерыва в осадконакоплении в среднем триасе. Песчано-конгломератовый комплекс формировался в эпоху начального развития трансгрессии, соответствуя, таким образом, песчано-сланцевому комплексу палеозойского цикла.

Характерными породами, определяющими литологический облик комплекса, являются песчаники, пески (78—90%), гравелиты и конгломераты (1—20%); в совершенно незначительном количестве присутствуют алевролиты и алевролитово-глинистые породы (2—5%). Стратиграфиче-

ский объем комплекса различен в геосинклинальной и платформенной областях. В области Западного Верхоянья ему соответствуют осадки сородогинской и градыгской свит, охватывающих верхний триас — нижний лейас. В Вилюйской впадине песчано-конгломератовый комплекс представлен отложениями укугутской свиты, известной в настоящее время только в прибортовых участках впадины.

Различный стратиграфический объем комплекса объясняется постепенным ходом трансгрессии, шедшей с востока. После среднетриасового перерыва море в верхнем триасе заняло всю область Верхоянья, зайдя, вероятно, в виде заливов и в наиболее прогнутые участки впадины, скрытые сейчас от наблюдения мощным покровом более молодых осадков. В нижнем лейасе прогибания охватили всю Вилюйскую впадину, в частности, ее южные и западные прибортовые участки, где начали формироваться отложения укугутской свиты, предавленные главным образом осадками нижнего течения рек и дельт, впадавших в Верхоянский бассейн. Постепенный ход трансгрессии обусловил не только разный стратиграфический объем формаций песчано-конгломератового комплекса в геосинклинали и на платформе, но и их различный фациальный характер. В Западном Верхоянье по одну сторону береговой линии шло накопление главным образом прибрежно-морских осадков, в области прибортовых участков впадины формировались аллювиальные и аллювиально-дельтовые накопления.

Дадим краткую характеристику строения геосинклинальной и платформенной формаций песчано-конгломератового комплекса.

В пределах западного склона Верхоянья в основании комплекса залегают осадки сородогинской свиты, лежащие почти повсеместно с базальным конгломератом в основании на размытую поверхность нижнего триаса. Мощность конгломератов и состав слагающих его галек меняется по простиранию: в восточной части района (междуречье Уяна — Западная Градыга) в составе конгломератов преобладают гальки магматических и метаморфических пород, чуждых области Западного Верхоянья. К западу мощность конгломератов убывает и меняется их состав, в котором основную роль начинают играть обломки, а иногда и крупные глыбы нижележащих пород нижнего триаса (см. описания типов пород).

Литологический состав нижней части песчано-конгломератовой формации постоянен. Это светлые массивные мелко- и среднезернистые песчаники с редкими подчиненными прослоями алевролитов и алевритовых сланцев.

На восточном склоне хребта нижняя часть формации представлена мощной толщей морских песчаных осадков, содержащих фауну карнийского яруса. Данная толща залегает так же, как сородогинская свита на различных стратиграфических горизонтах, от среднего триаса — в районах верховьев р. Томпо, на юго-востоке и на северном Орулгане (т. е. в крайних периферийных областях Верхоянской зоны, где морской бассейн сохранился и в среднем триасе), до верхней перми — в районе р. Бытантай (в центральной части мегантиклинория, где среднетриасовые поднятия и размыв сказались особенно сильно).

Верхняя половина песчано-конгломератовой формации в Западном Верхоянье, представленная осадками градыгской свиты, существенно не отличается от нижней. Для нее характерно лишь общее погрубение обломочного материала (особенно в нижней половине) и появление прослоев и линз конгломератов. Наибольшая насыщенность конгломератами, сопровождающаяся ухудшением сортировки песчаников, появлением среди них косослоистых серий, наличием включений окаменелых стволов деревьев, остатков древесины, фиксируется в крайнем юго-восточном районе (Томпо и Уяна) и в южной части меридионального участка

(Бегиджан и Собопол) (фиг. 15). Объясняется это наибольшей приближенностью данных областей к приподнятым участкам суши Алданского и Анабарского массивов, откуда сносился в бассейн обломочный материал. На восточном склоне заметное погрубение обломочного материала также приурочено к средней части формации и относится по времени к норью — рэту. Этот период соответствовал некоторому сокращению бассейна, отступлению моря из северных районов (Хараулахские горы, Орулган) и усилению притока обломочного материала.

Верхняя часть градыгской свиты, заканчивающая разрез песчано-конгломератовой формации, характеризуется уменьшением зернистости песчаников, исчезновением конгломератов и появлением редких прослоев алевролитов и алевритовых сланцев. На восточном склоне этой части разреза соответствует толща глинистых осадков с фауной нижнего лейаса (см. фиг. 15).

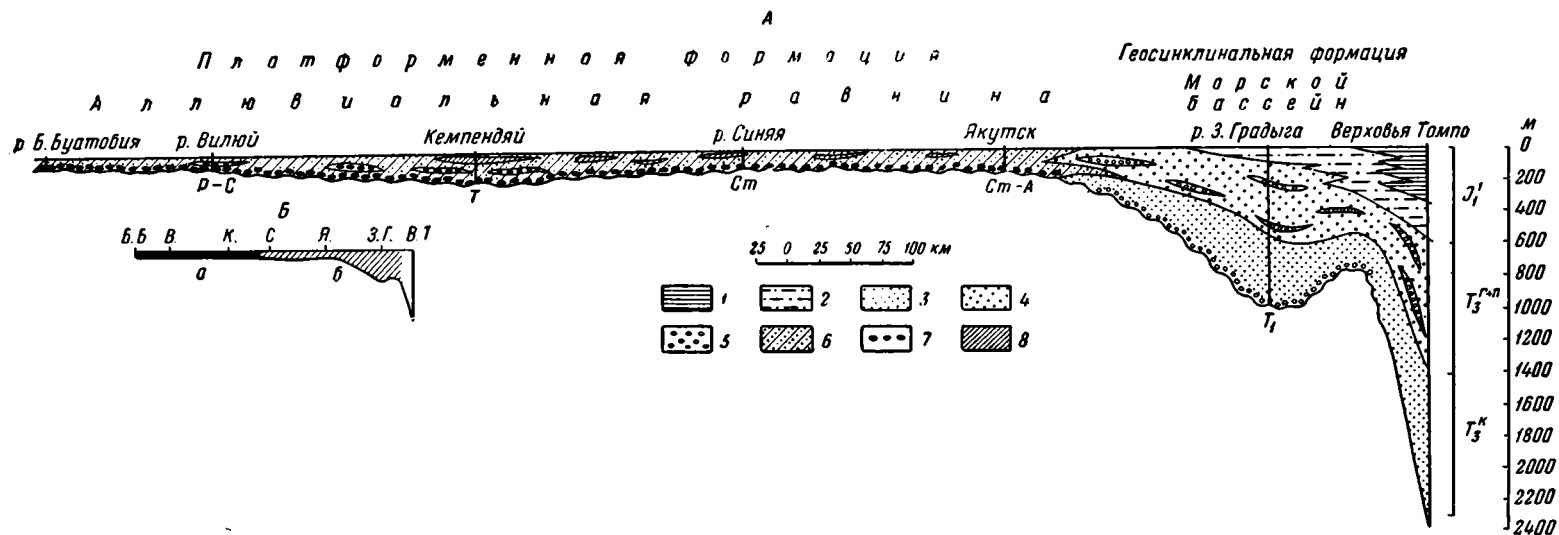
В фациальном отношении отложения песчано-конгломератовой формации Западного Верхоянья представляют в основном прибрежно-морские образования. Это типичные, хорошо отсортированные в результате многократного переотложения осадки пересыпей, кос, баров и других аккумулятивных форм морского побережья. В отдельных участках, наиболее приближенных к суше в момент некоторого обмеления бассейна и усиления поступления обломочного материала появляются фации подводных выносов рек, а, возможно, иногда и наземные отложения дельт. Фациальная обстановка в прибрежной зоне была неблагоприятной для существования фауны, вероятно, в силу значительного опреснения вод многочисленными впадающими реками. Это определило отсутствие фаунистических находок в отложениях градыгской и сородогинской свит на западном склоне хребта. На восточном склоне существовал более устойчивый морской режим и там развивались главным образом типичные морские образования.

Максимальные мощности песчано-конгломератовой формации приурочены к восточному склону хребта и достигают 2500 м. На западном склоне наибольшие мощности связаны с центральным участком (около 1500 м) и фиксируются в двух районах: центральной части широтного отрезка (Моол, Тынкычан, Ыбыкан) и области сопряжения центрального и меридионального отрезков (Дянушка и Бегиджан). Собственно центральный участок западного склона (района Китчан, реки Байлыки, Остаканджи) характеризуются пониженными мощностями¹ (фиг. 16). К северу и юго-востоку мощности резко сокращаются. В крайних юго-восточных районах (Уяна и Томпо) мощность формации всего 300—350 м.

Интересно отметить, что строение трансгрессивного комплекса мезозойского цикла в Верхоянье как по характеру распределения мощностей, так и по приуроченности наиболее грубозернистых осадков к юго-восточному и северным участкам удивительно напоминает палеозойский трансгрессивный комплекс (см. фиг. 9). Такая аналогия строения подчеркивает общность геологической обстановки в начальные этапы развития двух крупных геотектонических циклов на описываемой территории.

Песчано-конгломератовая формация платформенной области представлена отложениями укугутской свиты, относящимися к нижнему лейасу. Мощность ее не превышает 180—200 м на востоке (Алдан), уменьшаясь до 100 м на западном крыле впадины (Вилюй) и 30—50 м на северо-западе (Марха и Тюнг); в районе реки Линди и Жиганская формация выклинивается.

¹ Не исключена возможность, что малая мощность комплекса в Китчанах, равная, по данным скв. Р-2, всего 800 м, объясняется тем, что этот район находится в краевой, приближенной к платформе зоне, где уже имеется общее сокращение мощностей.

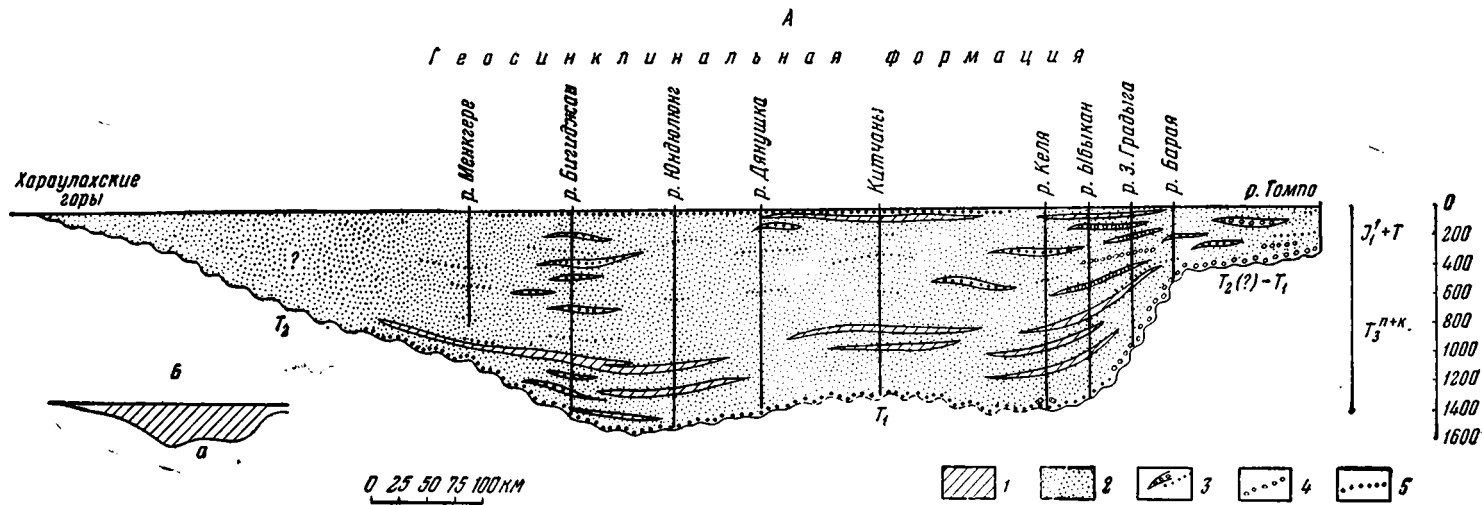


Фиг. 15. Схема строения песчано-конгломератового комплекса (А) в пределах южного крыла Вилюйской впадины и широтного отрезка Верхоянского хребта.

1 — глинистые сланцы, отложения относительно удаленных участков моря; 2 — мелкозернистые песчаники, отложения относительно удаленных участков моря; 3 — мелкозернистые песчаники и алевриты отложения прибрежных участков моря; 4 — средне- и крупнозернистые песчаники, отложения прибрежных участков моря; 5 — конгломераты, отложения прибрежных участков моря; 6 — пески и песчаники, аллювиально-русловые отложения; 7 — конгломераты и галечники, аллювиально-русловые отложения; 8 — алевриты и глины, отложения пойм и озер, частично лагун и заливов

Б. Терригенно-минералогические провинции.

а — эпидото-ильменито-роговообманковая ассоциация; б — гранато-цирконовая ассоциация



Фиг. 16. Схема строения песчано-конгломератового комплекса (А.) ($J_1 - T_3^k$) в пределах западного склона Верхоянского хребта.

1 — алевриты; 2 — крупно- и среднезернистые песчаники; 3 — линзы конгломератов, цепочкообразные прослои галек;

4 — галька кварца различных изверженных и метаморфических пород, редко — осадочных; 5 — галька кварца и преимущественно осадочных пород

Б. Терригенно-минералогические провинции.

а — цирконо-гранатовая с турмалином и титанистыми минералами

В центральных участках впадины мощность песчано-конгломератовой формации неизвестна; по-видимому, она значительно возрастает. Указанием на это может служить резкое увеличение мощностей в районе Кемпендяя (по данным Н. М. Чумакова, 350—375 м). Возрастание мощностей совпадает с появлением более древних горизонтов; так, ниже укугутской свиты в кемпендйском разрезе тем же автором прослежена табасындская свита также конгломератово-песчаного состава, относимая к нижнему лейасу — верхнему триасу и являющаяся, очевидно, аналогом нижней половины градыгской свиты (норий?).

Хотя «набор» литологических типов пород платформенной формации сохраняется тем же, что и в геосинклинали — это в основном пески, песчаники и конгломераты, — но их фациальный и петрографический облик совсем иной. Осадки укугутской свиты представлены главным образом различными аллювиально-русловыми и пойменными отложениями приустьевых участков рек и дельт, впадающих в Верхоянский бассейн. Они отличаются плохой сортировкой обломочного материала, обилием глинистого, чаще всего каолинитового цемента, наличием многочисленных растительных остатков.

В отложениях песчано-конгломератовой формации платформы четко обособляются две терригенно-минералогические провинции: западная (по рекам Вилюй, Ыгыатта, Марха, Тюнг) — эпидото-роговообманковая и юго-восточная (Синяя, Приякутский район, Амга, Алдан) — гранатово-цирконовая. Важно отметить, что эти провинции устойчиво сохранились на протяжении всей юры.

Описание типов пород

Породы платформенной формации (Вилюйская впадина)

Конгломераты

Конгломераты в составе формации приурочены к ее нижней половине; по мере движения вверх они исчезают из разреза, а состав песчаников делается более мелкозернистым. Максимальное развитие конгломератов (до 30% от общего состава пород) характерно для юго-западной окраины впадины (районы рек Батуобии, Вилючана, Вилюя), к северо-востоку мощность их сокращается, и в районе Мархи конгломераты практически отсутствуют.

Вторым районом относительно широкого распространения конгломератов (до 5% от общего состава пород) является юго-восточная часть впадины (район Алдана и Амги). В центральной части южного крыла содержание конгломератов сильно сокращается (до 1,5—2%) и наблюдается некоторое уменьшение зернистости песчаников. Так как конгломераты западной части впадины и ее юго-восточных участков существенно отличаются по своим текстурно-структурным особенностям, петрографическому составу, а отчасти и происхождению, мы даем раздельное описание этих двух основных типов.

Конгломераты западного крыла впадины наиболее подробно описаны М. Е. Бердичевской по Вилюю, Малой Батуобии и Вилючану. Мощность конгломератовой пачки, составляющей нижнюю часть комплекса, достигает 30 м. Пачка состоит из прослоев буровато-серых и серых конгломератов рыхлых, иногда плотно сцементированных, чередующихся с подчиненными линзовидными прослоями серых и бурых средне- и грубозернистых песчаников. Мощность прослоев конгломерата 2—4 м, песчаников 0,5—0,6 м, причем на коротких расстояниях мощность слоев меняется, и они линзовидно выклиниваются, сменяя по простиранию друг друга.

Гальки конгломератов представлены в основном породами, чуждыми описываемому району. В составе их различные эффузивы, кварциты, несколько реже интрузивные породы, кристаллические сланцы, кварц, обломки осадочных пород, траппы. Размер обломков варьирует от 1—2 до 50—60 см. Обломки обычно не окатаны или окатаны очень слабо. Сортировка и слоистость в конгломератах, как правило, отсутствует; участками наблюдаются скопления грубого валунного материала, участками конгломерат становится мелкогалечным и переходит в гравелиты. Обычно в составе конгломератов преобладают гальки размером до 5 см.

К северо-востоку мощность конгломератовых прослоев и их роль в строении описываемого комплекса резко уменьшается. Меняется и их петрографический состав за счет уменьшения количества обломков эффузивных и метаморфических пород и увеличения роли местных пород — траппов.

Характер строения конгломератов западной части впадины, отсутствие сортировки и плохая окатанность обломочного материала, линзовидное залегание отдельных слоев и быстрая фациальная изменчивость всей толщи в целом не оставляют сомнения в том, что описываемые отложения представляют континентальные образования, очень близкие по типу к русловым аллювиальным отложениям быстро текущих горных рек, сносивших материал главным образом с Байкало-Патомского нагорья.

Конгломераты юго-восточного борта Вилюйской впадины не образуют столь мощных скоплений, как на западном крыле. Встречаются они чаще всего в виде отдельных линзовидных прослоев или крупных линз, приуроченных к пачкам крупно- и среднезернистых косослоистых песчаников; часто конгломераты переходят в гравелиты, обогащенные мелкогалечниковым материалом. Наиболее мощные прослои конгломератов, достигающие 1—2 м, описаны на Алдане и Амге (З. М. Старостина, З. В. Кошелкина), однако даже в этих районах они единичны, и средняя мощность конгломератовых прослоев редко превышает 0,40—0,50 м. Конгломераты представлены почти исключительно мелкогалечными разностями со средним размером галек до 5—7 см; в некоторых случаях встречаются обломки до 10—15 см. Галька обычно полуокатана, реже окатана и представлена жильным кварцем, кварцитами, кислыми эффузивами, интрузивными породами и реже обломками осадочных пород.

К западу мощность конгломератовых прослоев убывает; в районе Якутска встречены мелкогалечные конгломераты мощностью 0,25—0,10 м, приуроченные в основном к нижней части толщи.

Конгломераты юго-восточной части Вилюйской впадины, приуроченные к пачкам крупно- и среднезернистых косослоистых песков, представляют, по-видимому, аллювиально-русловые и частично прибрежно-дельтовые отложения рек, стекавших с Алданского щита и впадавших в Приверхоанский бассейн. Периодически, во время наиболее интенсивных паводков, реки приносили грубый галечниковый материал, который отлагался в прирусловых отмелях, образуя среди песчаников линзовидные галечниковые прослои.

Пески и песчаники

Пески и песчаники являются основным типом пород, распространенным в пределах описываемой формации. Для Вилюйской впадины выделяются три крупные группы песчаных пород, отличающихся по своему петрографическому составу и текстурно-структурным признакам: 1) песчаники юго-восточной части впадины (Алдан, Амга, Приякутский район); 2) песчаники и пески юго-западной и западной части впадины (Вилючан.

Большая и Малая Батуобия, Вилюй); 3) песчаники и пески северного крыла (Марха, Тюнг).

Песчаники первых двух разновидностей отличаются довольно близкими текстурно-структурными особенностями, связанными со сходными фациальными обстановками их формирования, но резко различаются по минералого-петрографическому составу вследствие различных источников питания. Песчаники третьей группы, напротив, близки по своему петрографическому составу ко второй группе, но несколько отличаются по структурным и фациальным особенностям, что делает целесообразным их выделение в самостоятельную группу. В пределах этих трех групп выделяются более дробные разновидности, отличающиеся гранулометрическим составом и типом цементации.

В юго-восточной части Вилюйской впадины наиболее детально песчаные породы изучены нами в разрезе Якутска. Просмотр материалов по р. Синей, любезно предоставленных нам Н. М. Чумаковым и материалами З. М. Старостиной по Алдану и Амге, показал очень близкий характер пород в пределах всей юго-восточной окраины впадины. По гранулометрическому составу выделяются два типа: песчаники среднезернистые и мелкозернистые.

Песчаники среднезернистые преобладают в нижней части формации, причем по мере движения вверх размерность зерен в них постепенно убывает. Песчаники окрашены в светло-серый или серый цвет, разномзернисты, прослоями содержат примесь гравийного материала, иногда встречаются обломки обуглившейся древесины и крупные стяжения сидерита. В большинстве случаев песчаники массивны, неслоисты, но иногда отличаются отчетливой косою слоистостью, подчеркивающейся нитевидными прослойками углистого материала, образующего скопления на плоскостях напластования, или ритмичной сортировкой обломочных зерен. Микроскопическое изучение показывает, что породы имеют кварцево-полевошпатовый состав и отличаются довольно слабой сортировкой материала. Размер зерен колеблется от 0,50 до 0,25 мм, в некоторых материях до 0,80—1 мм; преобладающий размер зерен 0,35—0,25 мм.

В составе обломочного материала превалирует кварц, составляющий 60—65%; широко распространены полевые шпаты (20—35%), представленные зернами решетчатого микроклина, ортоклазом, часто с микропертитовой структурой и реже кислыми плагиоклазами, главным образом альбитом, реже альбит-олигоклазом. В небольшом количестве встречаются кремнистые обломки (15—25%), кварцит с мозаичной структурой. Степень окатанности зерен различна: кварц в большинстве случаев имеет слабо окатанную или полуокатанную форму, встречаются также резко угловатые и вытянутые, удлинённые зерна. Кремнистые обломки хорошо окатаны, полевые шпаты совершенно не окатаны и имеют призматическую или неправильную форму. Цементом в песчаниках служит каолинит; иногда кремнистый материал и кальцит (табл. VII, 1, 2).

Каолинитовый цемент обычно имеет вид мелкозернистой массы с агрегатной структурой; в ряде случаев глинистое вещество бывает хорошо раскристаллизовано и каолинит образует вермикулитовые сростки, состоящие из тонких гексагональных пластинок, заполняющих промежутки между зернами (табл. VII, 3). Показатель преломления пластинок каолинита $N=1,558$; двупреломление $N_g - N_p = 0,006 - 0,010$.

Кремнистый цемент распространен значительно меньше каолинитового; обычно он заполняет отдельные промежутки пор в породе, отличается тонкозернистой агрегатной структурой.

Карбонатный цемент является вторичным по отношению к каолиниту и кремнистому цементу. В ряде случаев хорошо видно, как кальцит разъедает и замещает первичный цемент и обломочные зерна.

Нередко в песчаниках встречаются неправильные зерна пирита. Микроскопически такие зерна представляют обычно сростки мельчайших кристалликов кубической формы. Иногда пирит встречается в виде рассеянных кристалликов размером 0,04—0,08 мм, имеющих кубическую или пентагон-додекаэдрическую форму.

Мелкозернистые песчаники по своему внешнему виду мало отличаются от более крупнозернистых разновидностей, описанных выше. Преобладающий размер зерен около 0,10—0,20 мм; обычно примесь алевритового материала. Сортировка и окатанность материала слабая. Иногда мелкозернистые песчаники имеют хлидолитовый характер и содержат до 30—40% тонко измельченного терригенного материала, служащего цементом и состоящего из глинистой массы и алевритово-пелитовых зернышек кварца и реже полевых шпатов. В таких разновидностях содержатся часто углистые остатки и скопления тонкозернистого сидерита. Относительно отсортированные разности довольно редки. По составу обломочного материала мелкозернистые песчаники отличаются меньшим содержанием полевых шпатов (10—20%) и более высоким содержанием кремнистых обломков (до 20—40%). Цементом служит обычно глинистая масса, преимущественно сложенная плохо раскристаллизованным каолинитом.

Состав аксессуарных минералов песчаников довольно беден. Наиболее широко распространен гранат, относящийся к группе альмандина, встречающийся в виде неправильных оскольчатых зерен, иногда с характерной ступенчатой или бугристой поверхностью (табл. VII, 4, 6). Содержание граната достигает 60—70%. Постоянно присутствует циркон в виде прекрасно ограненных призматических с бипирамидальными окончаниями кристалликов бесцветных, иногда окрашенных в буроватый цвет; размер кристалликов циркона обычно несколько меньше других аксессуарных минералов. Содержание его 5—25%. Обычными компонентами являются также турмалин (1—8%), рутил (1—2%), лейкоксен и ильменит. Для районов Якутска, Амги и Синой типичны дистен и ставролит, но на Алдане эти минералы исчезают. Зерна дистена и ставролита иногда бывают сильно корродированы.

В фаціальном отношении песчаники юго-восточной части впадины представляют отложения приустьевых участков рек и их дельт, впадающих в Верхоянский бассейн. Периодически, возможно, морской бассейн расширялся, и береговая линия достигала бортовых участков впадины, о чем могут свидетельствовать спорадические находки глауконита среди описываемых пород.

Изучение состава как породообразующих минералов (представленных в основном кварцем и калиевыми полевыми шпатами, реже альбитом и альбит-олигоклазом), так и аксессуарных минералов говорит о том, что коренными породами, служившими для образования песчаников юго-восточных районов впадины, были древние граниты и гранито-гнейсы (с характерным комплексом аксессуарий; лейкоксен, циркон, турмалин, рутил) и различные кристаллические сланцы Алданского щита.

Пески и песчаники западной части Вилюйской впадины представлены главным образом средне- и мелкозернистыми разновидностями. Крупнозернистые песчаники встречаются очень редко, хотя примесь крупнозернистого материала нередко фиксируется в среднезернистых разновидностях. Доминируют в разрезе среднезернистые разности; мелкозернистые пески приурочены в основном к верхней части комплекса, где они встречаются совместно с редкими прослоями алевритово-глинистых пород.

По данным микроскопического изучения, М. Е. Бердичевская выделяет следующие два типа.

1. Песчаники среднезернистые. Обломочный материал слабо окатан и плохо отсортирован; размер зерен колеблется от 0,15 до 0,40 мм. В составе обломочного материала присутствуют кварц (23—45%), калиевые полевые шпаты и кислые плагиоклазы (17—43%), средние и основные плагиоклазы (5—17%), обломки пород (15—22%). Цемент песчаников чаще всего карбонатный и железистый.

Песчаники с хлоритовым цементом и хлоритово-кремнистым цементом встречаются относительно редко. Тип цемента преимущественно пленочный. Изредка темно-зеленый хлорит выполняет поровые участки; иногда поровые участки выполнены опалом.

2. Песчаники мелкозернистые алевритовые обычно также плохо отсортированы, размер обломков колеблется от 0,02 до 0,10—0,14 мм. Окатанность материала слабая, преобладают угловатые обломки. Состав обломочного материала тот же, что и в среднезернистых песчаниках. По характеру цемента выделяются две разновидности: а) песчаники с глинисто-слюдистым цементом, состоящим из тонких обломочных чешуек слюд, хлорита и тонкодисперсного глинистого вещества; б) песчаники с железистым цементом, представленным бурыми гидроокислами железа.

Состав минералов тяжелой фракции резко отличен от ассоциации минералов, характерной для песчаников юго-восточных районов впадины. Основными минералами являются рудные, представленные ильменитом, в меньшем количестве лейкоксеном и редко магнетитом (23—36%), минералы группы эпидота (24—33%) и амфиболы (4—66%). Постоянно присутствуют, но не играют существенной роли гранат (4—7%), сфен (2—3%), циркон (1%). (табл. VII, 5).

Песчаники юго-западной части впадины, сопутствующие конгломератам, так же, как последние, представляют типичные аллювиально-русовые отложения. Разнородный состав обломочного материала и наличие в нем таких малоустойчивых компонентов, как обломки эффузивов (породы трапповой формации), средних и основных плагиоклазов, обусловили в ряде случаев присутствие некоторых специфических минералов, как, например, аутигенных цеолитов (гейландит).

Присутствие железистого и хлоритового цемента также, очевидно, связано со специфическим составом обломочного материала питающих провинций.

Пески и песчаники северного крыла Вилюйской впадины (разрез Мархи), в отличие от вышеописанных, переслаиваются с глинистыми и алевритовыми породами; конгломераты практически отсутствуют. К глинам иногда приурочены маломощные прослойки углей. Пески и песчаники представлены исключительно мелкозернистыми разностями и отличаются хорошей сортировкой обломочного материала, что также резко отличает их от песчаных пород южного крыла впадины. Состав обломочного материала аналогичен породам юго-западного участка.

Однообразный гранулометрический состав песчаников, хорошая сортировка обломочного материала и значительная роль глинисто-алевритовых пород создают впечатление, что породы этого района представляют бассейновые накопления.

Глинисто-алевритовые породы

Глинисто-алевритовые породы играют в составе описываемого комплекса ничтожную роль. В Вилюйской впадине они встречаются в виде маломощных прослоев главным образом в верхней части комплекса.

Глинисто-алевритовые породы юго-восточной и западной части Вилюйской впадины сходны по условиям своего залегания и литолого-фа-

циальным признакам. В обоих районах они встречаются в верхней части комплекса, образуя маломощные линзовидные прослои, приуроченные к пачкам мелкозернистых песчаников и алевролитов. Однако, несмотря на сходные фациальные признаки, обусловленные, очевидно, близкими условиями образования, глинисто-алевритовые породы этих двух районов характеризуются различным минералогическим составом не только обломочной части, но и собственно глинистых минералов.

Алевролиты (песчано-алевролитово-глинистые породы)

Чистых алевролитовых разностей в изученной толще почти не встречается. Те породы, которые мы условно относим к этой группе, представляют, по существу, плохо отсортированные песчано-алевритово-глинистые породы. Роль их в описываемой свите невелика. Они встречаются в виде редких прослоев мощностью до 2—3 м, связанных обычно постепенными переходами с мелкозернистыми песчаниками.

При микроскопическом изучении среди этих пород выделяются два типа: породы со слоистой текстурой и породы бесструктурные.

Слоистость пород первой группы обуславливается чередованием слоев, отличающихся различной крупностью обломочного материала и в различной степени обогащенных глинистым веществом. Часто породы содержат (размером до 0,20—0,40 мм) скопления мелкозернистого, слабо окисленного сидерита, расположенные обычно параллельно плосконапластования и подчеркивающие слоистость.

В бесструктурных разностях обломочный материал и сидеритовые скопления располагаются без какой-либо ориентировки.

В составе обломочного материала преобладает кварц (35—60%), уменьшается по сравнению с песчаными породами содержание полевых шпатов (15—10%), кремнистые обломки составляют около 40%, и около 5—8% составляют пластинки слюд (мусковита и бесцветного биотита), обычно несколько гидратизированные и расщепленные. Цементом в описываемых породах служит глинистый материал, представляющий смесь глинистых минералов с тонко измельченными терригенными зернышками кварца, полевых шпатов, кремнистых пород и пр. Очень часто вся масса бывает пронизана карбонатом.

Глины

Глины в изучаемом разрезе очень редки и встречаются в виде единичных маломощных пропластков, приуроченных к прослоям песчано-алевролитово-глинистых пород. Глинистые породы окрашены в бурый и серовато-бурый цвет, отличаются тонкой сланцеватостью, по плоскостям раскалывания обогащены обуглившимися растительными отпечатками, содержат иногда включения зерен пирита и значительную примесь алевролитового и иногда мелкопесчаного материала (содержание фракции $>0,01$ мм 58—74,5%; фракции 0,01—0,043 мм 23—29%; фракции 0,43—0,10 мм до 8%).

При изучении в шлифах эти породы представляют тонко-агрегатную чешуйчатую массу буроватого цвета в проходящем свете, при скрещенных николях слабо поляризующую, иногда почти изотропную. Участками глинистое вещество бывает лучше раскристаллизовано, имеет пластинчатую структуру, размер некоторых пластинок достигает 0,02—0,05 мм; пластинки имеют серую интерференционную окраску и волнистое угасание. Основная масса глинистого вещества представлена минералом

группы каолинита. Часто глинистая масса бывает пронизана мельчайшими зернышками сидерита, в отдельных участках образующими пятнистые скопления. В глинистой массе обычно бывают рассеяны чешуйки гидрослюдистых минералов, отличающихся более высоким двупреломлением (поляризационная окраска серо-желтая и желтая), и угловатые зернышки кварца и полевых шпатов. В глинах присутствуют многочисленные углистые остатки, располагающиеся обычно в параллельных плоскостях и подчеркивающие характер слоистости пород.

Химический состав глин (фракция $>0,001$ мм) отличается высоким содержанием Al_2O_3 (до 29—27%), низким содержанием железа, магния и гигроскопической воды, что характерно для каолиновых глин.

Привлекает внимание довольно высокое содержание щелочей (содержание K_2O 2,55—3,49%), что, видимо, объясняется присутствием гидрослюдистых компонентов (табл. 11).

Таблица 11

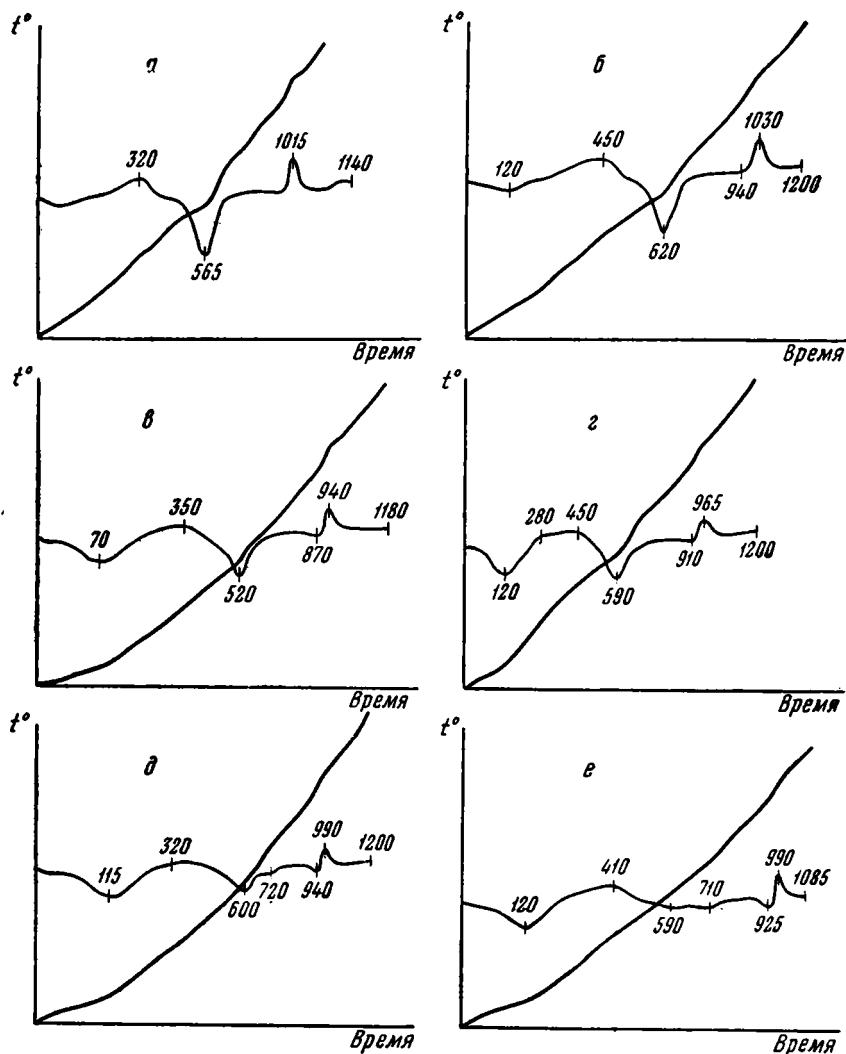
Химический состав глинистых пород укугутской свиты
(фракция $<0,001$ мм) в %

Компоненты	Юго-восточная часть впадины (Якутский район, скв. 1)		Западная часть впадины
	обр. 12	обр. 25	обр. 225
SiO_2	50,32	50,68	38,78
Al_2O_3	29,06	27,27	15,68
Fe_2O_3	1,77	2,56	18,00
FeO	0,69	0,83	1,32
TiO_2	1,40	1,00	1,00
CaO	0,40	0,24	0,50
MgO	1,33	1,81	2,34
Na_2O	0,14	0,16	0,26
K_2O	2,55	3,49	1,90
S	0,29	0,39	0,11
H_2O^-	1,68	2,60	10,00
H_2O^+	8,65	8,50	0,12
C	0,98	0,42	1,15
CO_2	нет	нет	0,48
Сумма	99,26	99,95	99,64

Кривые нагревания глин (фиг. 17) имеют четкую остановку при 520—565°, обусловленную удалением кристаллизационной воды из минерала и его аморфизацией, и характерный для минералов каолиновой группы резкий экзотермический пик при 1015—940° (особенно в обр. 12). Экзотермический эффект обусловлен, согласно Д. С. Белянкину и К. М. Феодотьеву (1949 г.), кристаллизацией аморфного вещества в муллит¹. Небольшой экзотермический подъем, отмечающийся при 300—400°, вызван, очевидно, сгоранием органики.

¹ Данные последнего времени делают спорным вопрос: обязан ли высокотемпературный эффект возникновению муллита или γ -глинозема. Продуктами высокотемпературной реакции является муллит, γ -глинозем и кристобалит.

Данные рентгеноструктурного изучения фракции <0,001 мм показывают, что основной минерал глин относится к группе каолинита, но по сравнению с данными рентгенограмм типичных каолинитов отличается



Фиг. 17. Кривые нагревания глин мезозойских отложений Якутского разреза (фракции <0,001 мм).

Песчано-конгломератовый комплекс (J_1): а — образец 12, б — образец 25; алевритово-глинистый комплекс (J_1 ; 2+3): в — образец 78, г — образец 89; песчаный комплекс начального этапа регрессии (J_2): д — образец 127, е — образец 136

некоторым как бы расширением решетки, выражающимся в том, что линии интерференции несколько сдвинуты к центру. Так, в каолините α имеют значение 7,11—7,26; 4,88, 3,54 Å; у изученных образцов для этих трех линий значения соответственно равны 7,30; 5,06; 3,69—3,68 Å. Присутствие линии около 10,5 Å, а также высокое содержание K_2O дают основание считать, что, кроме каолинита, здесь присутствует гидрослюдистый минерал, что, собственно, фиксировалось и оптически.

Изучение глинисто-алевритовых пород западной части впадины было проведено М. Е. Бердичевской в разрезах рек Вилюй, Малая Батуобия и Вилючан. Образцы глин и сделанные анализы были затем любезно переданы нам для дальнейшего изучения, расшифровки и их интерпретации.

Глинисто-алевритовые породы, как правило, содержат большую примесь алевритового материала (содержание фракции $<0,01$ мм 42—94%; 0,01—0,1 мм 4—53%; $>0,10$ мм 0,5—3,5%). Породы представлены агрегатно-чешуйчатой, слабо поляризующей глинистой массой, в которую погружены многочисленные мелкие зерна обломочных минералов. Цвет глинистой массы зеленовато-буроватый; показатель преломления ориентированных агрегатов по $Ng' = 1,579—1,591$, по $Np' = 1,558—1,564$.

Химический состав глин (фракция $<0,001$ мм) отличается низким содержанием SiO_2 (38,78%) и Al_2O_3 (15,68%), очень высоким содержанием Fe_2O_3 (до 18,00%) и низкотемпературной воды (10,00%). Постоянно фиксируется MgO (2,34%) и K_2O (1,90%). На кривых нагревания глин фиксируются три эндотермических останки: первая при 100—120°, связанная с выделением гигроскопической воды, вторая при 560—600°, обусловленная удалением кристаллизационной воды и, наконец, третья при температуре около 800°, определяющаяся полным разрушением решетки минерала.

Данные химического анализа, высокое светопреломление и двупреломление ориентированных агрегатов глинистых частиц размером меньше 0,001 мм, характер кривых нагревания с тремя типичными эндотермическими останками свидетельствуют о преобладании в составе глин минералов группы ферримонтмориллонита (нонтронита). Возможно присутствие гидрослюдистых компонентов, о чем свидетельствует наличие щелочей (K_2O) в составе фракции меньше 0,001 мм.

Ферримонтмориллонитовый состав глин западных районов впадины подтверждается также данными рентгеноструктурного анализа; на дебаграммах фиксируются характерные для ферримонтмориллонита межплоскостные расстояния по $c = 12,3A$, а также отражения 4,40; 2,57A и др.

Приведенный материал показывает, насколько существенно различаются по своему минералогическому составу глины юго-восточной и западной областей.

Для глин юго-восточной части впадины характерен каолинито-гидрослюдистый состав глинистого вещества, для глин западных районов преимущественно ферримонтмориллонитовый. Эта разница в составе объясняется, по нашему мнению, различным исходным обломочным материалом, служившим для формирования глинистых минералов. Именно состав исходного материала, а не фациальная обстановка, которая была очень близкой в обоих районах, определили различие минералогического состава глинистого вещества. Глины описываемого комплекса относятся к пойменно-озерным отложениям; накопление их происходило в отдельных пониженных участках — озерах, старицах и застойных водоемах — со спокойным режимом водной среды.

Состав глинистого вещества юго-восточных районов впадины, характеризующийся присутствием каолинитовых и каолинито-монотермитовых минералов, очень характерен для отложений подобного типа. Ферримонтмориллонитовый состав глин западных районов менее обычен. Формирование минералов этой группы следует, по-видимому, связывать с составом обломочного материала, в частности, с обилием продуктов разрушения диабазов. Как известно, минералы монтмориллонитовой группы легко образуются при переработке в диагенезе свежего материала вулканического происхождения. Обилие нестойких фемических минералов — пироксенов, амфиболов и некоторых других компонентов, легко

разлагающихся в процессе диагенеза, особенно когда они находятся в глинах в измельченном состоянии,— обусловило повышенное содержание железа, которое вошло в решетку вновь сформировавшихся глинистых минералов нонтронитового типа. Вполне вероятно, что часть железа была принесена в осадок в виде железистой мути и приняла участие в формировании глинистых минералов в процессе диагенеза, при сложном взаимодействии и перегруппировке ионов кремния, алюминия, железа и щелочей, результатом которой было появление вновь образованных глинистых минералов. Данный пример наглядно иллюстрирует, что попытка расшифровки происхождения глинистых минералов без учета состава «исходного сырья», служившего для их формирования, и объяснения состава глинистых минералов только условиями среды осадконакопления, как это часто делается, может привести к совершенно ошибочным выводам.

Породы геосинклиальной формации (Западное Верхоянье)

Конгломераты

Максимально распространены конгломераты в центральной и юго-восточной части широтного участка Верхоянья. Выделяются три типа: конгломераты центральной и юго-восточной части широтного участка (по рекам Уяна и Западная Градыга); конгломераты северо-западной части широтного участка (Тынкычан и Блакас), конгломераты центрального участка.

Конгломераты центральной и юго-восточной части широтного участка наиболее широко распространены в основании комплекса, где они слагают базальные слои сородогинской свиты, лежащей на размытой поверхности песчано-сланцевых пород нижнего триаса. Мощность базальных конгломератов достигает 12 м. Конгломераты имеют неясно слоистое строение, обусловленное чередованием прослоев более крупно- и мелкогалечникового материала. Крупность материала в общем уменьшается при движении снизу вверх; в верхней части конгломератов появляются прослои песчаников мощностью 0,5—1 м, чередующиеся с прослоями мелкогалечниковых и гравийных конгломератов той же мощности. Конгломераты отличаются хорошей сортировкой, преобладающий размер галек 1—4 см. Изредка встречаются прослои, где размер галек достигает 5—8 см, а единичных обломков до 10 см. Окатанность галек хорошая, преобладают окатанные обломки, реже встречаются полуокатанные, угловатые очень редки.

В составе гальки преобладают молочно-белый кварц, серые кварциты, очень характерны светлые гальки кислых эффузивов — альбитофиров и кератофиров — и обломки осадочных пород, песчаников и сланцев верхоянского комплекса. Значительно реже встречаются черные слабо окатанные гальки кремнистых сланцев и единичные гальки интрузивных пород. Цементом служит песчано-кремнистый материал; цемента в конгломератах очень немного, не более 5—7%, гальки обычно плотно прилегают друг к другу, нередко вдавлены.

Выше по разрезу конгломераты распространены в отложениях градыгской свиты, где среди почти сплошной толщи песчаников встречаются прослои конгломератов мощностью от 0,70 до 0,10 м. По петрографическому составу они близки к базальным, так же как и последние, отличаются хорошей сортировкой и окатанностью обломочного материала.

Хорошая сортировка и окатанность галек, незначительная примесь песчанистого цемента указывают на то, что отложение конгломератов протекало в условиях многократной переработки и переотложения галечникового материала. Это происходило, по-видимому, в прибрежной

полосе обширного Верхоянского бассейна, куда поступал обломочный материал из различных источников.

Базальные конгломераты района р. Тынкычан представляют своеобразные породы, состоящие из черных окатанных обломков алевритово-сланцевых пород и песчаников от 3—5 до 10—20 см, плотно сцементированных песчано-алевритовым цементом, роль которого в породе незначительная. Наряду с галечниковым и валунным материалом в конгломерате попадаются совершенно неокатанные, но со сглаженными краями глыбы песчаников размером до 1 м. Мощность конгломерата около 4 м, залегает он на размытой поверхности нижнетриасовых сланцев и сложен обломками только местных нижележащих пород. Формирование этих конгломератов связано с разрушением выведенных на поверхность в среднетриасовое время коренных пород и образованием в результате субаэрального выветривания россыпей, а затем в условиях трансгрессирующего моря перемывом скопившихся обломков. При этом мелкие обломки, вовлеченные в зону перемещения обломочного материала волнами, приобретали окатанную форму, крупные же глыбы оставались неокатанными.

Конгломераты центрального участка Верхоянья, так же как и на широтном участке, приурочены к базальным слоям и встречаются в виде прослоев и линз в песчаниках градыгской свиты. Конгломераты представлены почти исключительно мелкогалечниковыми или гравийными разностями. Характерно изменение их петрографического состава: в составе гальки доминирующее значение приобретает кварц, кварциты, пестроцветные, кремнистые породы, песчаники, сланцы, появляется галька известняков. Обломки эффузивов становятся очень редкими. Гальки обычно хорошо отсортированы и окатаны. Изменение петрографического состава конгломератов связано с изменением источников сноса. Наряду с некоторым поступлением материала с Алданского щита в бассейн приносится обломочный материал также и с Анабарского массива.

Песчаники

Песчаники Верхоянской области представляют очень крепкие, сильно сцементированные породы с характерными кварцитовидными структурами. Они отличаются значительным однообразием как по своему внешнему виду и текстурным особенностям, так и по петрографическому составу. Некоторое разнообразие состава песчаников характерно для нижней части комплекса (сородогинская свита) в пределах широтного участка Верхоянья (район Западной Градыги).

По гранулометрическому составу выделяются две группы песчаников: песчаники средне- и крупнозернистые и песчаники мелкозернистые.

Внутри этих групп имеется ряд разновидностей, несколько отличающихся по составу обломочного материала и характеру цементации.

Песчаники средне- и крупнозернистые обычно массивны и имеют толстоплитчатую, или глыбовую отдельность. Окрашены в светло-серый, иногда почти белый цвет. Чаще всего породы однородного массивного строения с неясно заметной прерывистой горизонтальной крупной слоистостью, но в отдельных подчиненных прослоях и пачках слоистость выражена отчетливо. Характер ее различен: чаще всего наблюдается крупная горизонтальная слоистость, тонкая слоистость довольно редка. Прослоями породы имеют крупную косую пологую слоистость с углом наклона слоев до 10°.

Наибольшее распространение имеют среднезернистые песчаники: крупнозернистые разности, переходящие в гравелиты, довольно редки; к

крупнозернистым разностям бывает приурочена рассеянная галька кварца, кварцитов, эффузивов и других пород.

По петрографическому составу и характеру цементации выделяются следующие типы: песчаники кварцево-полевошпатовые с регенерационным цементом, песчаники полимиктовые с хлоритовым или гидрослюдистым цементом, песчаники кварцевые с кварцево-регенерационным цементом.

Песчаники кварцево-полевошпатовые доминируют в описываемом комплексе. Сортировка обломочного материала довольно хорошая; средний размер обломков 0,30—0,45 мм, породы более крупнозернистого состава имеют резко подчиненное значение.

В составе обломочного материала присутствуют кварц (60—65%), полевые шпаты (15—20%) и обломки пород (20—25%). Полевые шпаты представлены главным образом микроклином, реже встречаются кислые плагиоклазы — альбит, олигоклаз (№ 10—20); свежие полевые шпаты довольно редки, обычно зерна покрыты тонким налетом пелитовых частиц или чешуйками серицита. Обломки пород представлены кремнисто-глинистыми сланцами, мозаичным кварцитом, кварцево-слюдистыми агрегатами, иногда обломками кислых эффузивов.

Для песчаников описываемого комплекса характерны кварцитоподобные структуры, обусловленные разрастанием обломочных зерен главным образом кварца, в меньшей степени полевых шпатов. Новообразованные участки (каемки регенерации) имеют ту же оптическую ориентировку, что и обломочные зерна; форма новообразованных зерен неправильная, лапчатая, часто с зубчатыми поверхностями соприкосновения. По мере движения вниз по разрезу характер кварцитоподобных структур усложняется за счет появления бластеза, приводящего к сложным лапчато-извилистым поверхностям соприкосновения зерен (табл. VIII, 1, 2).

Первоначальная форма обломочных зерен оконтуривается реликтами хлоритового или гидрослюдистого цемента более ранней генерации. В этом случае обломочное зерно бывает окружено венчикоподобным ореолом иголок хлорита или гидрослюды и далее покрыто новообразованной кварцевой оболочкой. Иногда первичная форма зерен оконтуривается мелкими цепочкообразно расположенными кристалликами сидерита или пирита. Оба эти минерала формировались, видимо, и в более поздние стадии, так как иногда они заполняют отдельные поровые участки и даже скопляются на поверхности регенерационных каемок.

Регенерация зерен полевых шпатов развита в меньшей степени, чем регенерация кварцита, и характерна только для плагиоклазов; регенерация калиевых полевых шпатов не наблюдалась.

Наряду с регенерацией плагиоклазов наблюдается интенсивная гидрослюдизация их обломочных «ядер», выражающаяся в появлении чешуек гидрослюдистого минерала на плоскостях спайности (010) и (001). Первоначальные очертания терригенных зерен хорошо оконтуриваются по их выветрелой поверхности, в то время как новообразованные «пристройки» отличаются исключительной свежестью и прозрачностью.

Новообразованные каемки представлены альбитом и наблюдаются на терригенных зернах как альбита, так и более основного плагиоклаза до олигоклаза включительно. Как правило, новообразованный альбит имеет более низкое светопреломление по сравнению с обломочными «ядрами». Регенерационные каемки часто имеют полисинтетическое двойниковое строение, но встречаются также каемки несдвоенные. В каемках с двойниковой структурой наблюдается продолжение двойников обломочного зерна, но часто оптическая ориентировка двойников каемки заметно отличается от ориентировки в обломочном зерне. Это связано с различным химическим составом новообразованной каемки и

ядра, в частности, новообразованные каемки почти всегда более «чистого натриевого» состава, чем обломочное зерно. Иногда двойниковое строение обнаруживается только в новообразованной каемке. В ряде случаев констатируются «перекрещенные» двойники, образованные по альбитовому и *x*-карлсбадскому закону, характерные, по литературным данным, только для аутигенных полевых шпатов (Füchtbauer, 1956).

Наиболее интенсивная перекристаллизация пород с появлением сложных кварцитоподобных структур характерна для песчаников широтного участка. В пределах центрального участка песчаники имеют более простые структуры, нередко в них пятнами сохраняется пленочный цемент, а кварцитовидные структуры развиваются лишь в отдельных участках породы. Объясняется это более интенсивной дислоцированностью пород широтного участка.

Песчаники полимиктовые с хлоритовым цементом встречаются значительно реже, чем песчаники первого типа. Они были описаны нами только в низах комплекса на Западной Градыге. По своему внешнему облику данные песчаники отличаются от вышеописанных главным образом окраской — зеленоватые и зеленовато-серые тона.

Отсортирован обломочный материал значительно хуже: размер обломочных зерен колеблется от 0,60—0,40 до 0,15—0,10 мм. В составе обломочного материала преобладает кварц (45—50%), встречающийся в виде угловатых зерен, нередко трещиноватых, с волнистым угасанием, и реже в виде мозаичных агрегатов. В большом количестве присутствуют обломки пород (35—45%), среди которых доминирующая роль принадлежит кислым эффузивам, кремнистым сланцам и меньшая — кварцитам и слюдисто-кварцевым сланцам.

Среди полевых шпатов наиболее распространены кислые плагиоклазы, микроклин встречается редко. Общее содержание полевых шпатов не превышает 15—20%. Зерна полевых шпатов чаще всего свежие, иногда несколько гидрослюдизированы. В небольшом количестве в песчаниках встречаются пластинки биотита, всегда сильно измененного. Биотит чаще всего обесцвечивается и расчленяется на чередующиеся пакеты светло-зеленого почти изотропного хлорита и высокодвупреломляющего слюдоподобного минерала ($N_g - N_p = 0,025$). Во многих пластинках между хлоритом и слюдоподобным минералом сохраняются волокна несколько обесцвеченного, слабо плеохроирующего биотита с пониженным двупреломлением (интерференционная окраска в желто-серых тонах), постепенно переходящего в хлорит, часто биотит аморфизируется и переходит в бурые почти изотропные сгустки (табл. II, 8). Цементом в песчаниках служит светло-зеленый слабо поляризующий хлорит. Светопреломление хлорита меняется в зависимости от интенсивности окраски чешуек: $n = 1,622 - 1,638$. Хлорит облекает обломочные зерна в виде ориентированных вдоль поверхности зерна чешуек; в порах имеет крустификационную структуру. Иногда хлорит бухтообразно изъедает края обломочных зерен. Хлорит в цементе часто перемежается с новообразованиями мелких кристалликов полевых шпатов и кварца.

В некоторых песчаниках вместе с хлоритом в цементе присутствует гидрослюдистый минерал, в виде пленок облекающий обломочные зерна и заполняющий отдельные поровые участки.

Песчаники кварцевые с кварцево-регенерационным цементом распространены в пределах центрального участка, где они встречаются в кровле комплекса, образуя горизонт так называемых кварцитовидных песчаников, к которому приурочены прослойки мелкогалечниковых, также преимущественно кварцевых конгломератов. Породы этого горизонта описаны нами в районе сел. Китчан. Представлены они средне- и крупнозернистыми песчаниками с размерами зерен от

0,30—0,40 до 0,60—0,80 мм. Обломочный материал на 80—90% представлен кварцем; около 8—10% составляют калиевые полевые шпаты и совсем в незначительном количестве встречаются обломки пород, главным образом, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев. Цемент песчаников регенерационный; хорошая отсортированность обломочного материала и отсутствие примеси первичного глинистого вещества делают почти неразличимой первоначальную форму обломочных зерен.

Песчаники мелкозернистые распространены главным образом в нижней половине комплекса и в его верхах. Окрашены они в более темные тона, чем среднезернистые породы, и имеют серую, темно-серую или зеленоватую окраску. Иногда в них встречаются включения галек черных аргиллитов. Песчаники часто бывают плитчатыми, иногда имеют остроугольную глыбовую отдельность. Слоистость чаще всего горизонтальная, но нередко встречается и косоволнисто-слоистые породы. Песчаники этой группы, как правило, отличаются полимиктовым составом. Причем для пород широтного участка характерно значительное присутствие обломков эффузивов (район Западной Градыги), а породы более северо-западных районов (Келя) и центрального участка обогащены обломками различных осадочных и метаморфизованных пород, в частности, кремнисто-глинистых и слюдяных сланцев.

Среди мелкозернистых песчаников выделяются следующие типы: песчаники с хлоритовым и хлоритово-кремнистым цементом, песчаники с кальцитовым цементом, песчаники со смешанным хлоритово-гидрослюдистым цементом.

Первые два типа характерны только для западноградьгского разреза.

Песчаники с хлоритовым и хлоритово-кремнистым цементом имеют основной размер обломочных зерен 0,10—0,15 мм. Сортировка обломочного материала хорошая. В составе обломочной части породы кварц, кислые плагиоклазы, обломки эффузивов и сланцев. Около 25—30% от общего состава породы падает на долю цемента, представленного агрегатной хлоритово-кремнистой массой, в которую погружены обломочные зерна. По своему характеру близки к песчаникам среднезернистым с тем же типом цементации, отличаясь лишь соотношением цемента и обломочных зерен.

Песчаники с кальцитовым цементом по составу обломочного материала близки к вышеописанным. Часто зерна кварца и кислых плагиоклазов (альбита, олигоклаза) обрастают тонкими каемочками (0,02—0,06 мм) новообразованного альбита. На некоторых зернах бывают двойные каемочки: первая — кварцевая, вторая — альбитовая. Цемент кальцитовый пойкилитового типа. Кальцитизация породы происходила позднее, чем обрастание зерен кварцево-альбитовыми каемочками, так как кальцит интенсивно разъедает и каемочки и обломочные зерна. Для кальцита характерны сетчатые полисинтетические двойники.

Песчаники со смешанным гидрослюдисто-хлоритовым цементом распространены в основном в верхней части комплекса. Размер обломочных зерен колеблется от 0,10 до 0,20—0,25 мм. Степень сортировки различная; обычно породы отсортированы довольно хорошо, но встречаются и слабо отсортированные разновидности. Состав обломочного материала примерно тот же, что и вышеописанных разновидностях. Отличия — обилие пластинок измененного биотита и преобладание среди обломков пород гидрослюдизированных кремнисто-глинистых сланцев. Цемент пленочный, в некоторых породах порово-пленочный хлоритовый и хлоритово-гидрослюдистый.

Как это видно из вышеприведенного описания, песчаники Западного Верхоянья отличаются большим постоянством своего литологического характера и состава, выдерживающимися вдоль всего западного склона

хребта. Характерными для них являются довольно грубый состав обломочного материала, хорошая его сортировка, массивное строение, иногда наличие косо́й слоистости.

Несмотря на то что породы сильно перекристаллизованы в результате глубинного эпигенеза и утратили свою первоначальную структуру, о хорошей сортировке обломочного материала можно судить по развитию ярко выраженных кварцитовидных структур песчаников. Образование кварцитовидных структур протекало вследствие значительных напряжений, развивавшихся в породах под действием стресса. Сущность процесса перекристаллизации заключалась в следующем. Зерна кварца и полевых шпатов в точках их соприкосновения, где развивающиеся напряжения были максимальными, начинали растворяться. В результате интерстиционные растворы в породе оказывались перенасыщенными и происходило переотложение вещества на других участках зерен, находившихся под действием меньших напряжений, или в порах. Частичное «окварцевание» пород происходило также за счет растворения и перекристаллизации обломков кремнисто-глинистых сланцев и кремнистых агрегатов. Следствием перекристаллизации являлось развитие бластеза, выразившееся в проникновении отдельных зубчиков и шипов одного зерна в другое.

Интенсивное окварцевание пород сопровождалось замещением некоторых акцессорных минералов кварцем. В описанных песчаниках с цементом разрастания наблюдаются зерна роговой обманки и граната, частично замещенные кварцем.

В песчаниках слабо отсортированных, содержащих значительное количество первичного глинистого вещества, на данной стадии эпигенетических изменений «полные» кварцитовидные структуры не возникают. Пленки глинистого вещества препятствуют свободному перемещению интерстиционных растворов, ограничивая радиус их эффективной диффузии. В результате этого регенерационные срастания обломочных зерен наблюдаются только в отдельных пятнах или участках, многие же поры между обломками остаются заполненными раскристаллизованным глинистым веществом, превращенным в серицитоподобный минерал или хлорит.

Комплекс акцессорных минералов песчаников отличается значительным постоянством как на широтном, так и на центральном участках. Очень характерно широкое распространение аутигенных титансодержащих минералов — анатаза и брукита, образовавшихся за счет раскристаллизации лейкоксена. Содержание их колеблется от 10 до 80—90°.

Характерной особенностью описываемых песчаников является присутствие в составе акцессорных минералов тех же компонентов, которые распространены в триасовых и пермских отложениях данных районов. К таковым, например, относится эпидот, присутствующий лишь в самых нижних горизонтах формации и попавший туда несомненно за счет перемыва нижнетриасовых пород, обогащенных этим минералом.

Глинисто-алевритовые породы

В области Верхоянья глинистые породы в описываемом комплексе отсутствуют. Иногда встречаются маломощные прослои плитчатых тонкослоистых алевролитов с большим или меньшим содержанием перекристаллизованного первично глинистого вещества. Породы состоят из обломочных зерен кварца и полевых шпатов размером 0,05—0,10 мм, угловатых, хорошо отсортированных, погруженных в тонкораскристаллизованную массу хлоритово-гидрохлоритово-кремнистого цемента. Содержание цементирующей массы обычно не превышает 35—60% от об-

щего состава породы. Значительная роль в составе цемента принадлежит обломочному видоизмененному биотиту. Пластинки биотита либо обесцвечиваются, либо переходят в буроватую аморфную, почти изотропную массу, которая облекает обломочные зерна и цементирует их. Часто можно наблюдать постепенный характер изменения биотита: центральная часть пластинки еще сохраняет кристалличность и высокое двуупреломление, а края превращены в буроватое слабодвуупреломляющее вещество. Процесс аморфизации биотита сопровождается выделением гидроокислов железа, которое в виде пятен или подтеков нередко присутствует в породах. В значительных количествах встречаются рассеянные сгустки лейкоксена. Иногда породы обладают тонкой слоистостью, обусловленной чередованием прослоев с различной крупностью и насыщенностью обломочным материалом.

Алевритово-глинистый комплекс максимального распространения и стояния бассейна (J_1^{2+3})

Строение комплекса

Формирование отложений песчано-алевритово-глинистого комплекса происходило в течение среднего и верхнего лейаса и соответствовало периоду максимального распространения и стабильного положения морского бассейна.

Отложения описываемого комплекса имеют более широкое распространение, чем породы нижнего — трансгрессивного комплекса. Так же как последние, они распространены в пределах восточного и западного склонов Верхоянского хребта, на территории Лено-Вилюйской впадины, а также в области Тунгусско-Вилюйского прогиба. Кроме того, сплошная полоса распространения морских осадков среднего и верхнего лейаса тянется по периферии восточного склона Анабарского массива, залегая здесь непосредственно на размытой поверхности кембрийских известняков и доломитов, а в самых северных районах — на различных горизонтах перми и триаса.

Во всех других районах описываемые отложения залегают на породах нижележащего песчано-конгломератового комплекса и связаны с ними постепенным переходом. В некоторых участках на границе двух комплексов наблюдаются следы небольшого размыва и маломощные прослои конгломератов (0,10—0,25 м). Последние особенно хорошо выдерживаются и прослеживаются в пределах центрального участка Западного Верхоянья (горизонт «кварцитовидных песчаников» с конгломератом).

Верхняя граница комплекса почти повсеместно в Вилюйской впадине отчетливо фиксируется по поверхности размыва между нижне- и среднеюрскими отложениями. Последние относятся уже к нижним горизонтам вышележащего регрессивного комплекса.

В крайних юго-восточных районах (Амга, Алдан) и в области Верхоянья на границе нижней и средней юры сохранился постоянный морской режим. На юго-восточном и восточном склоне Анабарского массива среднеюрские отложения представлены также морскими осадками, однако верхняя граница описываемого комплекса фиксируется здесь очень четко по резкой смене литологического состава осадков; изменение фациальной обстановки в западных районах обусловило сильное опесчанивание пород средней юры, сменивших тонкие глинистые осадки нижележащего комплекса.

Описываемые отложения представлены тонкозернистыми песчаниками, алевролитами, глинами и аргиллитами. Доминирующее значение в составе комплекса имеют алевритово-глинистые породы.

Тонкозернистый состав пород свидетельствует о значительной снивелированности окружающей бассейн суши. Продолжающиеся погружения Вилюйской впадины и сильная пенепленизация поверхности прилегающей суши обусловили быстрое распространение моря на значительные площади, носящее часто ингрессивный характер. Аналогом описываемых отложений в верхнепалеозойском цикле являются глинистые осадки эчийской свиты.

Почти для всей территории Вилюйской впадины наблюдается отчетливое двучленное строение комплекса: нижняя часть его сложена тонкозернистыми песчаниками мелководного, прибрежного типа, верхняя часть — тонко отмученными глинами с обильной фауной тонкостенных пелеципод, отлагавшимися, по-видимому, в относительно более глубоководных условиях.

В период отложения глин морской бассейн несомненно имел значительно более широкое развитие, намного превышающее современные контуры распространения осадков морской юры.

Двучленное строение комплекса не выдерживается в крайних восточных районах впадины. На юге — в районе Алдана и Амги — весь разрез представлен почти исключительно песчаными породами. Разрез Якутска занимает промежуточное положение — двучленное строение комплекса наблюдается вполне отчетливо, но верхняя его часть представлена здесь не тонко отмученными глинами, а чередованием тонкозернистых песчаников, алевролитов и алевроитовых глин; в разрезе Синей верхняя половина комплекса имеет уже чисто глинистый состав. Для пород юго-восточного участка характерно отсутствие раковин *Leda*, любящих мягкий и тонкий грунт и широко распространенных в пределах верхнего горизонта почти по всей впадине.

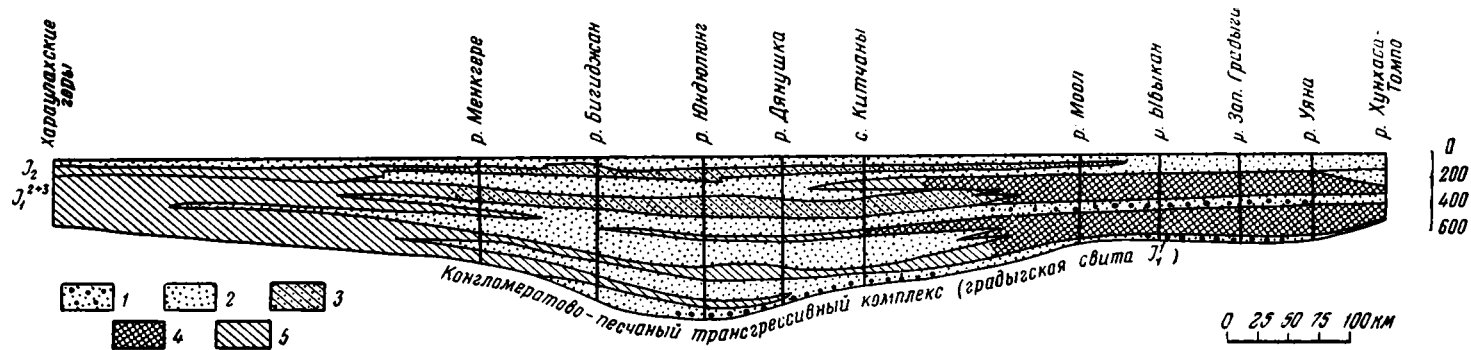
На северо-восточном участке (район Жиганска), напротив, весь разрез представлен преимущественно глинами с прослоями алевролитов и редких песчаников. Раковины *Leda* появляются с самых низких слоев разреза.

Песчанистый состав пород характерен также для отложений, развитых в крайних западных районах, в пределах Тунгусско-Вилюйского прогиба, на реках Большой Батуобии и Чоне.

Мощность описываемого комплекса колеблется от 180—200 м на востоке — на внешних склонах впадины (разреза Алдана на юге и Жиганска на севере) — до 80—90 м на западном крыле (реки Вилюй, Ыгытатта, Марха). Причем, если мощность глинистого горизонта испытывает сравнительно незначительные колебания (60—80 м), то мощность песчаного горизонта колеблется от 90 м в районе Якутска до 0,5—6 м на Ыгытатте и Мархе.

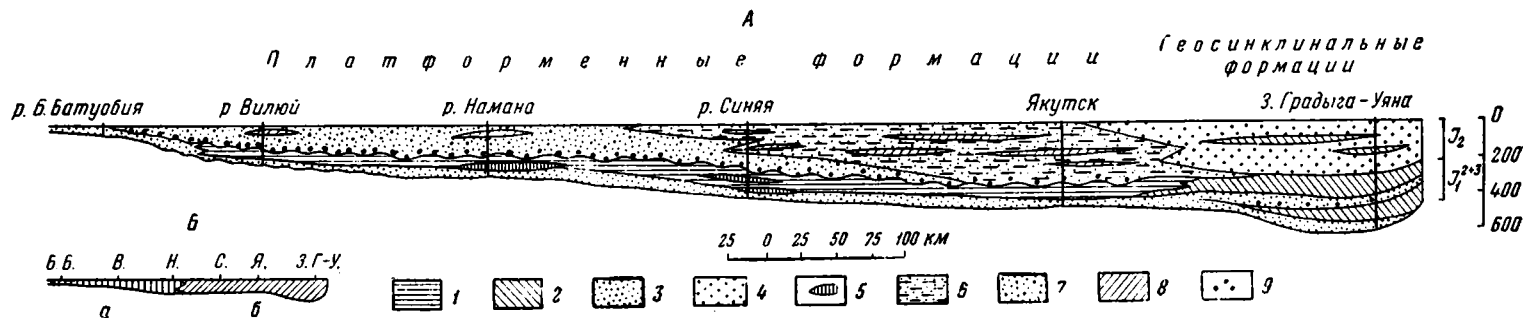
Для пород описываемого комплекса, так же как и для нижележащего, сохраняется присутствие двух терригенно-минералогических провинций: юго-восточной гранатово-цирконовой и северо-западной эпидотово-роговообманково-ильменитовой. Северо-западная провинция выходит за пределы Вилюйской впадины, уходя в область Тунгусско-Вилюйского прогиба. Наличие этих двух постоянных терригенно-минералогических провинций в обоих комплексах наряду с не менее постоянным характером гранулометрического распределения терригенного материала и его сортировки отчетливо обрисовывают два основных направления поступления обломочного материала в юрский бассейн — юго-западное и юго-восточное.

Характер строения песчано-алевритово-глинистого комплекса в Верхоянской области существенно отличается от платформенного типа. В пределах широтного участка доминирующее значение в разрезе имеют темно окрашенные алевролиты и тонкозернистые песчаники, образующие



Фиг. 18. Схема строения алевритово-сланцевого (нижнебыканская свита J_1^{2+3}) и песчаного (верхнебыканская свита J_2) комплексов западного склона Верхоянского хребта.

Осадки прибрежных участков моря и зоны мелководья: 1 — песчаники мелкозернистые среднезернистые с прослоями и включениями галечникового материала, 2 — мелкозернистые песчаники, 3 — песчаники с подчиненными прослоями алевролитов и иногда аргиллитов. Осадки относительно удаленных участков моря: 4 — флюидное чередование мелкозернистых песчаников и алевролитов, реже алевролитовых аргиллитов, 5 — преимущественно алевролиты и аргиллиты



Фиг. 19. Схема строения алеврито-глинистого (J_1^{2+3}) и песчаного (J_2) (А.) комплексов.

Морские отложения прибрежных и относительно удаленных от береговой линии участков: 1 — глины, 2 — чередование алевролитов и тонкозернистых песчаников с подчиненными прослоями аргиллитов, 3 — песчаники мелкозернистые, 4 — песчаники среднезернистые, 5 — линзовидные прослои известняков. Отложения приустьевых участков рек дельт, озер, иногда болот: 6 — песчаники мелкозернистые, алевролиты. Отложения приустевых участков рек дельт, озер, иногда болот: 7 — песчаники среднезернистые, 8 — переслаивание алевролитов, глины и реже песчаников с маломощными прослоями углей, 9 — галька

обычно мощные пачки тонкого флишоидного чередования. В пачках флишоидного переслаивания наблюдается многократное ритмичное чередование прослоев глинистых алевролитов и тонкозернистых песчаников; мощность прослоев чаще всего не превышает 0,10—0,25 м, но иногда увеличивается до 0,5—1 м и даже 5—6 м; в таких участках ритмичный характер строения толщи исчезает.

В пределах всего широтного участка в средней части комплекса наблюдается очень выдержанная мощная пачка (70—75 м) мелкозернистых массивных песчаников с прослоями пудинговых конгломератов в средней части, разделяющая флишоидную толщу на две части. Переход к вышележащим, преимущественно песчаным породам среднеюрского возраста (верхнеыбыканская свита) в этом районе настолько постепенен, что граница проводится с известной долей условности и обосновывается фауной. В крайнем юго-восточном участке (междуречье Томпо — Хунхада) флишоидный характер толщи сменяется преимущественно песчаным; граница между нижней и средней юрой неясна. Суммарная мощность нижне- и среднеюрских отложений в этом районе около 500 м и немного превышает мощность морских отложений $J_1^{2+3} + J_2$ на юго-восточном склоне впадины (алданский разрез). Северо-западнее, в пределах широтного участка, мощность возрастает до 600—650 м, причем на долю средне- и верхнелейасовых отложений приходится около 350—400 м.

При движении к центральному участку мощности увеличиваются примерно в два раза, достигая своего максимума на участке сел. Китчаны, р. Бегиджан. В районе Китчан отмечается значительное опесчанивание описываемых отложений. Пачки флишоидного чередования сменяются песчаниками мелко-, а иногда и среднезернистыми с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов. Судя по имеющимся материалам, при движении далее на север роль темно окрашенных алевролитово-аргиллитовых пород вновь возрастает (р. Менкгере). В крайнем северном участке, на Хараулахских горах, описываемый комплекс представлен аргиллитами с подчиненными прослоями алевролитов и редких тонкозернистых песчаников; мощность его уменьшается до 300—350 м (фиг. 18, 19).

Описание типов пород

Как уже выше говорилось, основными типами пород, определяющими литологический облик комплекса, являются мелкозернистые песчаники, алевролиты и глинистые породы. Роль среднезернистых песчаников незначительна, и встречаются они лишь в прибрежных и мелководных участках, и то в очень малом количестве. Конгломераты в описываемом комплексе практически отсутствуют и лишь в некоторых районах — в основании комплекса, а также в его середине (на границе среднего и верхнего лейаса?) — встречаются небольшие прослои (0,05—0,20 м) галечникового материала, иногда вместе с многочисленными обломками раковин.

По гранулометрическому признаку и содержанию нерастворимого остатка выделяются следующие типы пород: среднезернистые песчаники, мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты, песчано-алевролитово-глинистые породы (тонкое переслаивание песчаников, алевролитов и глин), глинистые мелкозернистые алевролиты, глины и аргиллиты) алевролитово-песчанистые известняки и мергели.

Мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты описываются как единая группа, ввиду того что между этими двумя типами пород существует гамма постепенных переходов, и проведение четкой границы весьма затруднительно. Очень часто средний размер обломочных

зерен колеблется от 0,15 до 0,08 мм, охватывая, таким образом, как мелкопесчаную, так и крупноалевритовую фракцию.

Мелкозернистые глинистые алевриты тяготеют к группе глин и образуют постепенный переход к алевритовым глинам.

Породы платформенной формации

Песчано-алевритовые породы

Среднезернистые песчаники распространены крайне мало; в составе толщи присутствуют главным образом мелкозернистые разности. Присутствие прослоев среднезернистых песчаников было отмечено в нижней части комплекса, только в самых южных районах (мыс Табага и сел. Уллахан), более приближенных к береговой линии (табагинское обнажение находится примерно в 30 км южнее Якутска, где расположена сергеляхская скважина).

Среднезернистые песчаники окрашены в светлый цвет, имеют обычно массивное неслоистое строение; иногда встречаются серии с горизонтальной или косой слоистостью, обусловленной изменением гранулометрического состава пород или тонкими нитевидными пропластами растительного детрита, обогащающими плоскости их напластования. Иногда в песчаниках встречаются довольно крупные растительные фрагменты. Степень сортировки обломочного материала средняя.

Мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевриты слагают почти нацело нижнюю часть комплекса и в виде прослоев присутствуют в верхней половине как в Приякутском районе, так и в разрезах Алдана, Амги и Синей. Породы обладают чаще всего массивно-неслоистым строением, но часто встречаются тонкогоризонтальная слоистость и изредка косая. Степень сортировки обломочного материала средняя, хорошо отсортированные разности редки. Средний размер обломочных зерен колеблется большей частью от 0,20—0,15 до 0,08 мм, но почти всегда отмечается присутствие и более мелких алевритовых зерен размером до 0,05 мм и некоторая примесь глинистого материала (10—20%). При движении вверх по разрезу породы делаются более тонкозернистыми и образуют постепенный переход к своеобразной группе песчано-алевритово-глинистых пород, состоящих из тончайшего чередования прослоечков алевритовых песчаников и глинистых алевритов. В зависимости от обилия прослоев того или другого материала эти породы могут быть отнесены либо к первой, либо ко второй группе. Песчаники имеют кварцево-полевошпатовый состав; кварц составляет 60—55%, полевые шпаты 10—20%, обломки пород 25—30%. По сравнению с нижележащими отложениями отмечается уменьшение содержания полевых шпатов и возрастание количества обломков пород. Среди полевых шпатов заметно падает содержание решетчатого микроклина и увеличивается роль кислых плагиоклазов.

По составу цементирующего материала выделяются песчаники с глинистым цементом и с карбонатным.

Песчаники с глинистым цементом характеризуются присутствием главным образом гидрослюдистых компонентов и минералов группы монтмориллонита. Масса цемента имеет тонко-агрегатную структуру в поровых участках, вокруг обломочных зерен образуются тонкие высоко поляризующие каемочки. В разрезе Алдана З. М. Старостиной описаны песчаники с хлоритовым (шамозитовым) цементом. В других районах они встречены не были.

Песчаники с кальцитовым цементом встречаются значительно реже. Отличаются они обычно лучшей сортировкой обломоч-

ного материала. Тип цемента пойкилитовый или поликристаллический. Кальцит обычно интенсивно разъедает все обломочные зерна; в наибольшей степени корродированы кислые плагиоклазы. Иногда количество карбонатного цемента бывает равно или даже несколько превышает содержание обломочного материала, так что порода может быть в равной степени названа известковым песчаником или песчаным известняком. Очень типичным является постоянное присутствие глауконита, хотя содержание его в породах описываемого участка крайне мало и редко достигает 1%. Глауконит встречается в виде округлых, иногда неправильных и несколько сплюснутых зерен, имеет темно-зеленую окраску и характерное агрегатное угасание. В более западных районах количество глауконита возрастает.

В западной части впадины песчаники и крупнозернистые алевролиты приурочены главным образом к нижней части формации. Для них характерно массивное неслоистое строение; прослой с прерывисто-горизонтальной слоистостью редки. Степень сортировки и окатанности обломочного материала различна. Наряду со среднесортированными разностями встречаются породы, прекрасно отсортированные, с хорошо окатанными обломочными зернами. В составе обломочного материала присутствуют кварц (70—45%) и полевые шпаты (20—40%). Среди последних преобладают калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы встречаются значительно реже; в виде единичных зерен попадают средние плагиоклазы (олигоклаз — андезин). В сравнительно незначительном количестве (10—15%) фиксируются обломки пород, зерна микропертитов и микропегматитов. По составу цементирующего материала выделяются: песчаники и алевролиты с кальцитовым цементом, с сидеритовым цементом и с глинистым цементом. Наибольшим распространением пользуются песчаники первого типа. Породы с глинистым и сидеритовым цементом очень редки.

Песчаники и алевролиты с кальцитовым цементом встречаются также в виде двух разновидностей: крупнопойкилитовый тип цемента и базальный — поликристаллический, или сноповидный. Песчаники с кальцитовым цементом часто отличаются обильным присутствием темно-зеленых колломорфных зерен глауконита, содержание которых достигает 10—20% от общего состава породы. По существу, их можно выделить в самостоятельный тип глауконитовых песчаников.

В песчаниках с сидеритовым цементом цемент состоит из мелких ромбоэдрических зернышек сидерита с несколько округленными гранями размером около 0,01 мм, тесно прилегающих друг к другу и образующих специфическую мелкогранулярную структуру цементирующей массы. Тип цемента базальный. В противоположность кальцитовому цементу заметной коррозии обломочных зерен сидеритом не наблюдается.

Все описанные песчаники формировались в обстановке периферийных участков мелководного морского бассейна. Однако условия их накопления были несколько различны. Худшая сортировка и окатанность пород Прикутского района по сравнению с породами западных и северо-западных участков присутствие среднезернистых, иногда косослоистых песчаников около сел. Табага, с отдельными крупными растительными фрагментами и растительным мусором на плоскостях напластования говорят о недалеком расположении береговой линии на этом участке. Общая грубость материала в юго-восточной части впадины указывает также на близость впадения крупных речных артерий, приносивших в бассейн обломочный материал.

Хорошо отсортированные и окатанные глауконитовые песчаники с

пойкилитовым карбонатным цементом западных районов отлагались, видимо, в более удаленных участках литорали.

Мелкозернистые алевролиты и песчано-алевритово-глинистые породы встречаются в верхней половине комплекса в юго-восточном участке и присутствуют по всему разрезу северо-западного крыла. Текстурные и структурные их особенности в пределах описываемой территории очень близки. Выделяются следующие разновидности.

Мелкозернистые алевролиты встречаются совместно с песчано-алевритовыми породами; содержание алевритовой фракции (0,10—0,01) равно обычно 55—70%, остальная часть падает на глинистую фракцию; песчаная фракция либо отсутствует, либо встречается в небольшом количестве (не выше 10%). Алевролиты имеют однородное неслоистое строение или обладают тонкогоризонтальной и слабоволнистой слоистостью, обусловленной чередованием глинистых и алевритовых прослоечков. При минералогическом изучении обычно имеют вид глинистой агрегатно-чешуйчатой массы, пронизанной многочисленными зернышками сидерита или кальцита, в которой рассеяны многочисленные угловатые зерна кварца, полевых шпатов, кремнистых обломков и гидратизированные, расщепленные чешуйки слабо окрашенного биотита и зеленого хлорита.

В жиганском разрезе в алевролитах часто встречаются тонкостенные раковины пелеципод, иногда ходы илоедов (табл. VIII, 4, 5). Образование алевролитов происходило в относительно более удаленных прибрежных участках моря или в заливно-лагунных участках, защищенных от действий интенсивных волнений.

Алевролиты в разрезе переслаиваются со своеобразным типом песчано-алевритово-глинистых пород, состоящих из тончайшего переслаивания (10 мм) более светлых песчаных прослоечков и более темных глинисто-алевритовых. Слоистость иногда правильно-горизонтальная, но гораздо чаще имеет полого-волнистый, отдельными участками прерывистый характер. Нередко контакты глинисто-алевритовых слоев с песчаными неровные со следами размыва; прослоечки песчаника имеют часто линзовидную выклинивающуюся форму, как бы срезанную перекрывающим его алевролитом. Внутри песчаных прослоечков и линз можно наблюдать тончайшую косую слоистость; волнистая слоистость переходит иногда в неправильно-линзовидную (табл. VIII, 3), сложенную текстурами мелкого взмучивания, течения полужидкого осадка и ходами донных организмов. Для пород характерны сложные прихотливые очертания отдельных слоев. К породам данного типа часто бывают приурочены конкреции пирита размером от нескольких миллиметров до 1—15 см. Нередко отдельные прослоечки алевролита огибают конкреции (табл. VIII, 6), что дополнительно осложняет текстуру породы. Иногда явление перемешивания полужидкого осадка оказывается столь значительным, что порода почти утрачивает слоистость, приобретает неправильную-пятнистую текстуру. Такие пятнистые песчано-алевритовые породы очень характерны для верхних горизонтов комплекса в Прикутском районе.

В составе обломков присутствует кварц, полевые шпаты и обычно многочисленные листочки слюд. Глинистая масса пронизана тончайшими зернышками карбоната; довольно часто встречаются удлиненные включения тонко-агрегатного сидерита, располагающиеся параллельно слоистости и подчеркивающие ее, а также неправильные включения пирита. Образование пород этого типа происходило в обстановке некоторого удаления от береговой линии в зоне волнений (возможно, приливо-отливных) прибрежной части морского бассейна.

В юго-восточной части впадины были изучены нами в разрезе Приякутского района, где они встречаются в виде прослоев в верхней части формации. Глинистые породы окрашены в серый и буроватый цвет, часто обладают тонкой слоистостью, содержат обычно примесь алевритового материала, составляющего от 20 до 40% от общего состава породы, так что собственно чистые глины в описываемой толще отсутствуют. В породах часто встречаются обуглившиеся растительные отпечатки и мелкие стяжения пирита.

В шлифах глины имеют очень однообразный характер и представлены буроватой массой с тонкочешуйчатой структурой, двупреломляющей в желто-серых тонах. Показатель преломления ориентированных агрегатов довольно низкий: $N_p = 1,540-1,543$; $N_g = 1,552-1,555$. Химический состав глин отличен от глин нижележащих континентальных отложений. Характерно пониженное содержание Al_2O_3 (до 22—23%) и одновременное возрастание содержания Fe_2O_3 (до 3,54%), MgO (до 2,17—2,42%) и гигроскопической воды (до 9,32%). Содержание K_2O несколько уменьшается (2,99—1,84%; обр. 89). Меняется также характер кривых нагревания глин (см. фиг. 18). На кривых нагревания (обр. 78; 89) фиксируются три эндотермических остановки: первая при температуре 70—120°, вторая остановка при 520—590° и третья (очень слабо выраженная) при температуре 870—910°. Первая и третья остановки отсутствовали на кривых нагревания глин из укугутской свиты. При 350—450° на обеих кривых заметен постепенный экзотермический подъем (связанный со сгоранием органики); характерно некоторое снижение температуры каолинитового экзотермического эффекта до 985—940° и более сглаженный его характер по сравнению с кривыми нагревания глин укугутской свиты. На рентгенограммах образцов глин отчетливо фиксируется появление кольца со значениями 12 \AA , относящегося, очевидно, к монтморил-

Таблица 12

Химический состав глин песчано-алевритово-глинистого комплекса Вилуйской впадины (I_1^{2+3}) (фракция < 0,001 мм), в %

Номер образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	CaO	MgO	S	K_2O	Na_2O	H_2O^-	H_2O^+	C	CO_2	Сумма
62}	50,56	24,23	3,54	4,23	1,80	0,40	2,42	0,38	2,11	0,48	9,32	6,14	0,31	Нет	99,92
78}	49,60	23,52	3,52	1,08	1,60	0,80	2,32	0,18	1,84	0,42	7,24	6,86	0,17	Нет	99,75
89}	52,46	22,40	3,27	1,33	1,00	0,28	2,17	0,14	2,99	0,98	5,44	6,10	0,66	Нет	99,22
51/51}	45,36	24,56	7,57	2,06	1,07	0,48	2,74	—	2,08	0,38	8,04	7,49	0,49	0,12	99,54
62/51}	45,12	23,12	5,76	2,21	1,02	0,36	2,82	—	2,40	0,36	7,55	7,49	1,07	0,04	99,42

Примечание. Образцы 62, 78, 89 — глины Приякутского разреза (аналитик Т. А. Маломахова); образцы 51/51, 62/51 — глины Вилуйского разреза (аналитик А. Н. Зарубицкая).

лониту, и слабые линии (10,5 и 7,3), характерные для базальных отложений гидрослюд и каолинита. Описанные глины представляют, по-видимому, смешаннослоистые образования, решетка которых состоит из слоев гидрослюд, монтмориллонита и каолинита. Для более подробного исследования их состава необходимо специальное рентгеноструктурное исследование. Появление монтмориллонитового компонента в составе глин, обуславливающее изменение их состава по сравнению с глинами укугутской свиты, определяется изменением фациальной обстановки, так как первичный состав обломочного материала был однороден в обеих свитах.

Глины западных районов относятся также к монтмориллонитово-гидрослюдистому типу; по своему химическому составу они близки к вышеописанным, но отличаются заметно повышенным содержанием окисного железа, достигающим 5,76—7,57% (табл. 12). Повышенное содержание железа определяет, по-видимому, и несколько более высокое светопреломление ориентированных агрегатов по $N_g : N_p = 1,550—1,546$; $N_g = 1,567—1,565$.

Кривые нагревания имеют тот же характер, что для глин Прикутского разреза; на них фиксируются эндотермические остановки при 105, 560 и 850° (последняя остановка очень слабо намечена) и слабый экзотермический подъем при 915°.

Глины морской формации Вилюйской впадины, несмотря на различный минералогический состав исходного материала, имеют близкий состав, определяющийся присутствием гидрослюд и минералов группы монтмориллонита.

Известняки и мергели

Карбонатные породы в описываемой формации присутствуют в незначительном количестве.

В западной части Вилюйской впадины встречаются прослой мергелей, глинистых и алевролитовых известняков, в которых количество нерастворимого остатка снижается до 30—20%. В таких прослоях часто встречается многочисленная фауна.

Карбонат кальция в мергелях и известняках имеет исключительно криптокристаллическую и пелитоморфную структуру. В зависимости от количества присутствующего нерастворимого остатка можно выделить ряд переходных пород, от мергелей и алевролитов с базальным карбонатным цементом до глинистых и алевролитовых известняков.

Помимо пластовых тел, в глинах морской толщи отмечены многочисленные, часто септариевые карбонатные конкреции, в которых также наблюдается постоянное присутствие значительных количеств (до 25—30%) нерастворимого остатка.

Породы геосинклинальной формации

Породы широтного и центрального участков Приверхоанского прогиба существенно отличаются по характеру своих текстур и структур, а также по соотношению различных типов пород. Для широтного участка характерно широкое распространение алевролитов, для центрального доминирующее значение имеют песчаники.

Широтный участок

В пределах широтного участка можно выделить следующие основные типы песчано-алевролитовых пород, отличающихся по своему гранулометрическому составу, характеру залегания, а также текстур-

ным и структурным признакам: 1) среднезернистые песчаники с кварцево-регенерационным цементом; 2) мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты с кварцево-регенерационным, кальцитовым, хлоритово-кремнистым и хлоритово-гидрослюдистым цементом; 3) алевролиты мелкозернистые, аргиллитовые.

Среднезернистые песчаники

Среднезернистые песчаники встречаются очень редко; маломощные прослои их иногда приурочены к основанию комплекса. Песчаники отличаются массивным неслоистым строением. По характеру и составу обломочного материала они мало отличаются от пород нижележащего комплекса. Характерно некоторое увеличение количества кислых плагиоклазов, содержание которых повышается до 25—30%. В значительном количестве (около 25—35%) встречаются раскристаллизованные кремнистые обломки, имеющие структуру тонкомозаичного кварца, изредка кислые эффузивы, зерна кварца с мирмекитовыми вросками и полевые шпаты с пертитовыми и антипертитовыми структурами. Сортировка обломочного материала хорошая, присутствие первичного глинистого материала, превращенного в гидрослюдисто-хлоритовые агрегаты, крайне незначительно; цемент кварцево-регенерационный. В отдельных участках породы присутствуют неправильные выделения монокристаллического кальцита с отчетливой спайностью.

Мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты

Эти породы представляют очень распространенный тип пород в описываемой формации. Они участвуют в пачках тонкого флишоидного чередования и обычно связаны друг с другом постепенными переходами. Породы окрашены в серый или темно-серый цвет, имеют чаще всего тонкую горизонтальную слоистость, реже пологоперекрестную (табл. IX, 2, 3), обуславливающуюся изменением гранулометрического состава; часто наблюдается тонкая плитчатость (3—5 см). Породы сильно пиритизированы. Пирит встречается в виде желваков и конкреций размером от 1 до 5—7 см. Образование конкреций происходило в основном в диагенезе, когда осадок еще полностью не отвердел; нередко можно видеть, как горизонтальная слоистость несколько нарушается и прослойки алевролита отчасти деформируются, огибая конкреции (табл. IX, 1). Песчаники отличаются хорошей сортировкой обломочного материала, преобладающий размер зерен 0,15—0,08 мм, окатанность зерен слабая. Состав обломочного материала близок к среднезернистым песчаникам, отличием является несколько большее содержание полевых шпатов (до 40—45%) и чаще встречающиеся обломки кислых эффузивов, количество которых наиболее значительно в верхних частях комплекса (до 4%). В большом количестве присутствуют пластинки биотита.

Так же как в нижележащих породах, фиксируются две основные формы видоизменения биотита: аморфизация и обесцвечивание и переход в хлоритоподобный минерал. При аморфизации биотит утрачивает свою кристалличность, превращаясь в колломорфные сгусткоподобные скопления бурого цвета, изотропные, с показателем преломления около 1,533. Часто можно наблюдать постепенный переход от пластинки биотита, зажатой между терригенными зернами и сохраняющей свою кристалличность, к изотропному сгустку, заполняющему поровое пространство. Иногда аморфизация биотита начинается с изменения перифери-

ческих участков его чешуйки: центральная часть чешуйки еще сохраняет оптические свойства, близкие к биотиту, и обычно только несколько обесцвечена, тогда как периферические участки имеют сгусткоподобное строение и изотропны. Полностью аморфизированные «сгустки» биотита в описываемых породах очень редки, широко распространены они в более нижних горизонтах верхоянского разреза (верхняя пермь).

Наряду с аморфизацией биотита наблюдается переход его в хлорит. Этот процесс сопровождается приобретением минералом зеленоватой окраски и резким понижением двупреломления ($N_g - N_p = 0,008 - 0,006$). Часто хлоритизация биотита происходит по отдельным пакетам. В этом случае пластинка минерала представляет как бы чередование волокон светло-зеленого, почти изотропного хлорита и обесцвеченного, но сохраняющего еще слабый плеохроизм гидробиотита с двупреломлением $0,015 - 0,010$. Переход между отдельными пакетами («волоконками») реликтового биотита и «волоконками» хлорита постепенен.

При аморфизации и обесцвечивании биотита наблюдаются частичный вынос железа и фиксация его в виде примазок гидроокислов железа как на самой пластинке, так и на окружающих ее терригенных зернах. Часто железо, вынесенное при разложении биотита, фиксируется в виде пирита. Пирит образует мелкие кубические кристаллики, рассеянные по пластинке биотита, а иногда выкристаллизовывается в виде линзочек между расщепленными волокнами.

По составу цемента различаются две основные разновидности среди описываемых пород: мелкозернистые песчаники и алевролиты с кальцитовым и регенерационно-кварцевым цементом; мелкозернистые песчаники и алевролиты с хлоритовым, хлоритово-гидрослюдистым и хлоритово-кварцевым цементом.

Мелкозернистые песчаники и алевролиты с кальцитовым и регенерационно-кварцевым цементом. Этот тип пород имеет распространение по всему разрезу. Зерна кварца и реже полевых шпатов имеют регенерационную оторочку; поровые пространства заполнены кальцитом с агрегатной структурой. Новообразованные каемки вокруг регенерированных зерен имеют ту же оптическую ориентировку, что и обломочные зерна. Для обломков полевых шпатов характерно «стремление» к восстановлению присущих им внешних кристаллографических очертаний. Следует отметить, что в тех случаях, когда обломочные зерна полевых шпатов обладают полисинтетическим двойниковым строением, в новообразованной каемке продолжают существовать двойники терригенного зерна с тем же законом двойникования. Чаще всего регенерируются зерна альбита с сохранением двойников одноименного закона. Плагноклаз с каемкой обрастания в сечении, перпендикулярном (010) и (001), измеренный на федоровском столике, дал следующие константы: погасание 17° , закон (010); $+2V = 72^\circ$; плагноклаз № 3. Хорошо развиты грани (010) и (001). Значительно реже встречаются каемки обрастания у олигоклаза, обладающие также полисинтетическим двойниковым строением с прямым угасанием в симметричной зоне.

Первоначальные очертания терригенных зерен, как правило, хорошо оконтуриваются по их выветрелой загрязненной поверхности, в то время как новообразованные «пристройки» отличаются исключительной свежестью и прозрачностью.

В низах свиты содержание кальцитового цемента в породах невелико, по мере движения вверх постепенно возрастает. В верхней части пачки иногда встречаются породы с пойкилитовым типом карбонатного цемента. Кальцит разъедает обломочные зерна, придавая им характерную корродированную поверхность.

Мелкозернистые песчаники и алевролиты с хлоритовым, хлоритово-гидрослюдистым и хлоритово-кварцевым цементом приурочены лишь к верхней половине комплекса. В некоторых породах цементирующим материалом служит только хлорит, облекающий кластические зерна в виде пленок и выполняющий поры. Часто хлоритовый цемент сопровождается присутствием гидрослюдистого минерала. Гидрослюдистый цемент присутствует, как правило, при значительном содержании в составе кластического материала обломков пород, в основном сланцев. Обломки сланцев обычно покрыты «корочкой» гидрослюдистого минерала. Этот минерал образует тонкочешуйчатые агрегаты, иногда обладающие лапчато-вермикулитовой структурой; они выполняют поровые пространства между терригенными зернами. Часто чешуйки и агрегаты слюдоподобного минерала беспорядочно перемежаются с тонкими пластинками и иголочками новообразованного хлорита и халцедона (табл. IX, 5).

В некоторых породах гидрослюдистый минерал образует ориентированные каемочки вокруг терригенных зерен. Описываемый минерал имеет сильное двупреломление ($N_g - N_p = 0,020$) и показатель преломления, равный 1,560. На основании оптических свойств минерал может быть отнесен к группе гидрослюдов.

В песчаниках с хлоритово-гидрослюдисто-кварцевым цементом хлорит (или гидрослюда) облекают обломочные зерна, а центральный участок поры заполнен прозрачным кварцем. Поровый кварц имеет иногда ту же оптическую ориентировку, что и прилежащее зерно, как бы «припаваясь» к нему, иногда оптическая ориентировка иная. Цемент этого типа представляет как бы переходный тип к регенерационно-кварцевому. В последнем под влиянием давления «поровый» кварц приобретает ту же ориентировку, что и обломочные зерна, а хлорит (или гидрослюда) остается в виде изолированных реликтовых оторочек.

Участками в песчаниках наблюдаются лепешкообразные и неправильно-лапчатые выделения кальцита.

Характерной особенностью песчаников описываемого комплекса является спорадическое присутствие в них новообразований эпидота и иногда сфена. Эпидот встречается в виде неправильной формы включений с тонко-агрегатной структурой, выполняющих промежутки между обломочными зернами. Иногда эпидот развивается по обломкам кварца и полевых шпатов. Сфен встречается в виде клиновидной формы кристаллов, редко имеет неправильную форму и агрегатную структуру, выполняя промежутки между обломочными зернами. Иногда наблюдается непосредственное образование кристаллов сфена из лейкоксеновых сгустков. Часто из лейкоксена развивается анатаз. В породах наблюдается тяготение пирита к участкам, обогащенным титанистыми минералами. Пирит образует как бы ореолы мелких кристаллов или округлых стяжений вокруг лейкоксеново-анатазовых скоплений.

Мелкозернистый состав пород, хорошая сортировка обломочного материала, преимущественно горизонтальная или слабонаклонно-преувистая слоистость, полное отсутствие растительных остатков и темная окраска пород, обусловленная весьма тонкодисперсным составом органического материала, говорят о том, что формирование их происходило в относительно глубоководных и удаленных от берега участках морского бассейна.

Мелкозернистые глинистые алевролиты

Эти породы имеют темно-серую или черную окраску. Они отличаются значительной уплотненностью и имеют тонкоплитчатое или узловато-конкрецивидное строение. По текстурным признакам выделяются

четыре типа алевролитов: 1) неслоистые; 2) с тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием более алевролитовых и более глинистых прослоечков (из-за темной окраски пород слоистость часто бывает трудно различима); 3) с полосчатой неправильной, иногда пятнистой слоистостью; 4) комковатые, состоящие из прихотливо перемежающихся участков и комочков более алевритового и более глинистого материала.

Все породы сильно пиритизированы; пирит образует крупные желваки или встречается в виде мелких глобулей размером от 1 до 10 мм, рассеянных в породе.

При микроскопическом изучении видно, что алевролиты на 60—70% состоят из обломочных минералов кварца, полевых шпатов и слюд, погруженных в хлоритово-кремнистую массу цемента, составляющую остальную часть породы. Обломочный материал хорошо отсортирован, преобладающий размер зерен 0,03—0,06 мм. Все обломки сильно изъедены хлоритом. Биотит в отличие от песчаных пород сильно изменен. Чаще всего биотит обесцвечивается и переходит в аморфизированные сгустки. Аморфизированные сгустки сливаются с хлоритово-кремнистой массой и принимают участие в цементации породы.

В породах в значительном количестве встречается кальцит, присутствующий в виде рассеянных лепешкообразных включений, хорошо ограниченных ромбоэдров или неправильно-лапчатых образований, цементирующих обломочные зерна.

Иногда в алевролитах присутствуют неправильные или линзовидные участки и прослои, обогащенные глинистым материалом. Глинистое вещество окрашено в буроватый цвет и слабо поляризует, напоминая сгустковые образования аморфизированного биотита. В большом количестве в породах рассеяны мелкие примазки, пятна и прожилки бурого органического вещества, обуславливающие в значительной степени темную окраску породы.

Вопрос об окраске пород заслуживает специального рассмотрения. Следует заметить, что содержание органического углерода в породах описываемого комплекса, как в платформенной, так и в геосинклинальной зоне, не превышает 0,5—1%. При этом породы платформенной области отличаются светлой окраской, а породы геосинклинальной — темной. По-видимому, это связано с более высокой дисперсностью органического материала в удаленных от берега участках. Тонкораспыленное органическое вещество как бы пронизывает всю массу породы, окрашивая ее в темный цвет. Любопытно, что в непосредственной связи с этим находится и сам характер органического вещества.

В Верхоянье породы описываемого комплекса отличаются наиболее высокой битуминозностью из всего разреза мезозойских и верхнепалеозойских отложений. Если в одновозрастных породах Приякутского района при равном содержании органического углерода содержание битумов составляет тысячные и десятитысячные доли процента, то в Верхоянье (районы Кели, Ыбыкана и Западной Градыги) оно равно тысячным и даже сотым долям процента, причем не менее 40—60% от общего содержания битума падает на легкие маслянистые компоненты (петролейноэфирная вытяжка). Это делает отложения описываемого комплекса весьма благоприятными в отношении перспектив их нефтеносности, что позволило авторам рекомендовать их в качестве перспективного горизонта для поисков нефти в Приверхоянье (А. Г. Косовская, В. Д. Шутов, 1953—1955 гг.). Мощные газопроявления, полученные в последнее время при бурении китчанской и устьвилуйской скважин, полностью подтвердили правильность наших предположений.

Несколько слов об условиях формирования алевролитов. Образо-

вание их происходило в наиболее удаленных от берега участках, где волнение редко достигало дна и обеспечивались условия, благоприятные для формирования тонкогоризонтальных или слабонаклонно-слоистых текстур подводных течений. Периодически в результате некоторого обмеления осадки оказывались доступными влиянию волновых движений воды. В этом случае образовывались комковатые алевролиты, своеобразные текстуры которых возникали вследствие частичного взмучивания, а главным образом перемыва и перемешивания слабо уплотненного осадка.

Центральный участок

На центральном участке (район Китчан) доминирующая роль принадлежит мелкозернистым песчаникам и крупнозернистым алевролитам; мелкозернистые глинистые алевролиты так же, как аргиллиты, имеют резко подчиненное распространение.

Мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты

Среди описываемой группы так же, как на широтном участке, встречаются неслоистые и горизонтально-слоистые разности, на повторной характеристике которых нет необходимости специально останавливаться. Наиболее типичным признаком пород Китчанского района является присутствие своеобразных полосчатых песчаников и алевролитов. Их строение определяется чередованием светлых песчанистых прослоев и темных глинисто-алевролитовых с резкими и четкими границами слоев. Иногда мощность темных и светлых прослоев бывает почти равна (1,5—2 см), но чаще песчанистые прослойки обладают большей мощностью, чем глинисто-алевролитовые, и определяют структурный тип породы. Полосчатые песчаники чередуются в разрезе с неслоистыми разностями. В последних встречаются иногда включения и примазки расплюснутых глинистых галечек.

Текстуры полосчатых песчаников и алевролитов имеют разнообразный и часто сложный характер. Наиболее характерны среди них два типа песчаников: 1) с крупной волнисто-перекрестной, иногда прерывистой слоистостью, 2) с полого-волнистой, часто линзовидной слоистостью.

Песчаники с крупной волнисто-перекрестной, иногда прерывистой слоистостью; величина волнистых серий довольно большая — 8—10 см, амплитуда 1,5—2 см. Слоистость обусловлена чередованием песчаных прослоев мощностью 1—2 см и тонких алевролитово-глинистых (1—3 мм). Песчаные прослойки часто ложатся со следами размыва и слабого взмучивания на глинисто-алевролитовые слои (табл. IX, 4).

Песчаники с полого-волнистой, часто линзовидной слоистостью, обусловленной чередованием песчанистых и алевролитово-глинистых слоев. Мощность песчанистых слоев 0,8—1 см, глинисто-алевролитовых 0,2—0,3 см. Песчанистые слои ложатся на неровную волнистую поверхность алевролитовых; в свою очередь верхняя граница песчаников часто срезается алевролитовым слоем, что обуславливает линзовидную текстуру породы. Внутри песчанистых прослоев заметна мелкая косоволнистая слоистость (табл. IX, 3).

По составу и характеру обломочного материала песчаники и алевролиты центрального участка заметно не отличаются от пород, развитых в пределах широтного участка; неизменным остается состав как породообразующих, так и аксессуарных минералов. Характер текстур песчаников и алевролитов говорит о формировании их в обстановке

Таблица 13

Химический состав аргиллитов Западного Верхоянья
(разрез Западной Градыги), фракция < 0,001 мм (в %)

Номер образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	S	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	Сумма
483	45,96	22,41	4,14	8,97	1,60	0,42	3,99	0,15	2,60	1,27	2,50	Нет	0,77	100,98
476	45,94	22,00	3,43	7,18	1,40	1,54	3,58	0,12	3,61	1,21	2,68	0,36	1,30	100,16
475	46,82	23,03	0,48	9,21	1,70	1,32	3,87	0,18	3,99	1,22	2,72	0,14	1,99	19,31
456	44,02	22,15	6,39	5,30	1,40	1,14	3,02	0,15	4,36	1,12	3,06	0,22	1,20	99,90

значительной гидродинамической активности водной среды. По-видимому, в пределах центрального участка располагалась обширная область морского мелководья, изобиловавшая многочисленными подводными островами и банками. Здесь в условиях довольно сильных волнений водной среды формировались вышеописанные породы. По своему характеру, они напоминают прибрежные образования (например, Приякутского района), но отличаются от последних почти полным отсутствием растительного детрита.

Аргиллиты

Аргиллиты встречаются редко и приурочены главным образом к верхней части комплекса. Породы окрашены в черный цвет, имеют тонкоплитчатую текстуру; в большей или меньшей степени они обогащены алевритовым материалом.

Аргиллиты представляют бурую тонкочешуйчатую, слабодвупреломляющую массу с тонкосланцеватой структурой, обусловленной тончайшим чередованием прослоев, в большей или меньшей степени обогащенных обломочным материалом. Сланцевая текстура подчеркивается параллельным расположением слюдястых минералов и углистых частиц. По всей массе пород рассеяны обломочные зерна кварца и полевых шпатов. Иногда в аргиллитах встречаются линзовидные участки, в которых глинистое вещество пронизано тонкодисперсным сидеритом.

Тонкодисперсный органический материал, рассеянный в породе, затрудняет диагностику состава глинистой массы. В образцах, относительно мало загрязненных органическими примесями, можно видеть, что глинистое вещество состоит из мелких (размером меньше 0,01 мм) перемежающихся чешуек зеленсватого хлорита, высокодвупреломляющего гидрослюдястого минерала и тонкодисперсного халцедона.

Рентгеноструктурное, термическое, химическое и оптическое изучение фракции меньше 0,001 мм, выделенной из аргиллитов, показывает, что основным составляющим компонентом глинистой части являются минералы группы хлорита и гидрослюды.

Химический состав аргиллитов отличается большим постоянством, как это можно видеть из табл. 13, и существенно отличается от глин платформенной области. Характерно постоянное и высокое содержание закисного железа (FeO 5,30—9,21%),

магния (MgO 3,02—3,99%) и щелочей (K_2O 2,60—4,66%, Na_2O 1,12—1,27%) и низкое содержание гигроскопической воды (3,06—2,50%). Высокое содержание FeO и MgO определяется присутствием хлорита, K_2O — гидрослюдистых минералов. Повышенное количество Na_2O , возможно, объясняется наличием новообразованного альбита, отмечавшегося в песчаноалевролитовых породах.

Кривые нагревания глин имеют в общем гидрослюдистый облик с тремя характерными эндотермическими остановками (40—130°, 580—600° и 925—975°) и небольшим экзотермическим подъемом около 980—1000°. Присутствие маленькой эндотермической остановки около 735°, возможно, связано с присутствием хлорита.

Ассоциация минералов аргиллитов описываемого комплекса — гидрослюда, хлорит, халцедон (или тонкодисперсный кварц) — является характерной и устойчивой ассоциацией всех глинистых пород Верхоянского разреза, начиная от нижнемеловых до нижнепермских. Отличия заключаются в гамме постепенных изменений гидрослюды и переходе их в конечном итоге в мусковит в филлитоподобных сланцах нижней перми, в раскристаллизации халцедона в кварц, а также в общей последовательной перекристаллизации всей массы глинистого вещества. Определяющими факторами формирования этой устойчивой ассоциации являются возрастание давления и температуры, которые испытывали породы при погружении их в глубокие зоны земной коры и при стрессе. Эта же причина обуславливает различия глинистых пород платформенной и геосинклинальной зон, формировавшихся в сходных фациальных условиях и имевших близкий первичный состав обломочного материала. Монтмориллонит, постоянно присутствующий в глинах платформенной области, является неустойчивым минералом в условиях высоких температур и давлений и в значительной степени переработан в гидрослюдистый минерал. Возможно, какое-то незначительное количество монтмориллонитовых слоев еще сохранилось в составе глинистых образований и присутствует в виде смешанно-слоистых пакетов вместе с гидрослюдой; указанием на это могут служить несколько завышенные базальные отражения первого порядка около 11 Å.

Карбонатные породы

Карбонатные породы встречаются в виде редких прослоев темносерых криптокристаллических, несколько окремнелых, очень плотных известняков. Известняки имеют неравномернозернистую мозаичную структуру, очень сильно перекристаллизованы. Всегда содержат примесь алевроитового или мелкопесчаного материала. Интересно присутствие новообразованных кристаллов альбита, рассеянных по всей массе карбонатной породы. Альбит встречается в виде удлиненно призматических кристаллов с полисинтетическими двойниками, расположенных в породе либо без всякой ориентировки, либо в виде звездчатых скоплений.

Песчаный комплекс начального этапа общей регрессии (J_2)

Строение комплекса

Формирование описываемого комплекса происходило в течение среднеюрского времени. Объем комплекса соответствует в Вилюйской впадине якутской свите и ее возрастным аналогам, на восточных склонах впадины — сугджинской свите, в Верхоянье — верхнебыканской.

Региональные поднятия на границе средней и нижней юры обусло-

вили существенное сокращение морского бассейна и ознакомили тем самым начало нового регрессивного этапа в истории мезозойского осадконакопления.

Нижняя граница комплекса на северо-западном, западном и южном крыльях впадины отчетливо фиксируется по поверхности размыта нижележащих сланцев верхнего лейаса и резкому изменению литологического состава пород — появлению крупнозернистых песчаников, гравелитов, а на западе даже маломощных прослоев конгломератов. В юго-восточной части впадины (район Алдана) и в Верхоянье перерыва в осадконакоплении на границе J_1 и J_2 не было, и переход одних отложений в другие постепенный.

Характерной особенностью комплекса, отвечающего начальному этапу общей регрессии, является его разнофациальный характер в различных участках описываемой территории. В Верхоянье и на восточных склонах впадины накапливались морские мелководные, преимущественно песчаные осадки; вероятнее всего, море заходило в виде залива и в центральные наиболее прогнутые участки впадины. На западной окраине формировались преимущественно континентальные аллювиальные отложения, сменившиеся в конце этапа озерно-болотными образованиями, к которым приурочены маломощные прослои углей. Наконец, в районах, расположенных на границе областей континентального и морского осадконакопления, шло формирование прибрежно-континентальных осадков; характерным примером отложений этого типа могут служить породы якутской свиты Приякутского района.

В строении комплекса в Вилюйской впадине, а также на восточном склоне Анабарского массива наблюдается определенная закономерность: нижняя половина сложена преимущественно песчаными породами, в верхней появляются прослои глин и алевролитов, к которым в западных районах, а также на южном крыле приурочены маломощные прослойки углей. Подобный «циклический» характер строения комплекса характерен как для континентальных (разрезы по Вилюю, Ыгыатте) и континентально-прибрежных отложений (район Якутска), так и для типичных морских осадков (район Жиганска).

Верхняя граница комплекса не всегда четко определена. В западных районах и на южном крыле впадины вплоть до Якутска верхняя граница проводится по появлению мощной пачки крупно- и среднезернистых плохо отсортированных песков и песчаников, служащих базальными слоями первого угленосного цикла верхнеюрских отложений.

В восточных районах и в Верхоянье переход постепенный. Можно лишь отметить, что мелкозернистые разности песчаников сменяются частично среднезернистыми; выше по разрезу в последних появляются прослои алевролитов и первые, вначале маломощные, прослойки углей.

По составу обломочного материала породы описываемого комплекса очень близки к нижележащим. Распределение терригенно-минералогических провинций остается прежним. Существенно отметить лишь некоторое обогащение гранатово-цирконовой ассоциации пород восточных участков эпидотом и сфеном. Особенно заметно это обогащение в разрезах Алдана и широтного отрезка Западного Верхоянья.

Таким образом, для платформенной формации начального этапа регрессии характерно разнофациальное строение с разнообразным типом осадков, начиная от угленосных в западной части впадины до морских мелководных песчаных на ее внешних восточных склонах. Для геосинклинальной формации характерны морские песчаные и песчано-алевритовые отложения. Специфической особенностью комплекса начального этапа регрессии являются выравнивание мощностей в геосинклинальной и в платформенной областях. Мощности не превышают 250—350 м.

Описание типов пород

Породы платформенной формации

Типы пород, участвующие в строении платформенной формации, отличаются значительным разнообразием. В гранулометрическом отношении здесь можно встретить всю гамму терригенных пород, от конгломератов и гравелитов до глин. Однако доминирующая роль в составе формации принадлежит пескам и песчаникам. Именно этот тип пород определяет литологический «облик» комплекса.

Конгломераты

Конгломераты имеют очень ограниченное распространение и встречаются только в западной части впадины, в основании формации, где они описаны В. И. Муравьевым на реках Вилуе и Мархе.

В первом из названных разрезов конгломерат залегает в основании комплекса и перекрывается грубыми косослоистыми песками и гравелитами; мощность его 0,5—0,8 м; преобладающий размер галек 3—6 см; присутствуют также и более крупные гальки и даже валуны до 15—20 см. По составу галька достаточно разнообразна, но главную массу конгломерата (до 80%) составляют обломки кварцитов, кварца и кремней; разнообразные порфиры, туфы, обломки сидеритов, сланцев, песчаников встречаются в значительно меньших количествах.

На Мархе скопления галечникового материала и маломощные линзы конгломерата приурочены к пачке базальных гравелитов. Галька конгломератов состоит преимущественно из кварцитов, песчаников, кварца и небольшого количества траппов; окатанность слабая, наиболее окатаны гальки кварцитов. В числе галек присутствуют окатанные обломки сидеритов и сидеритизированной древесины. Цемент конгломератов песчано-глинистый, иногда с примесью карбоната.

Гравелиты и крупнозернистые песчаники

Эти породы также встречаются лишь в базальных слоях формации. Мощность их в западной части впадины 20 м, на южном крыле (Якутск — Синяя) 5—10 м. Наблюдается чередование крупнозернистых песчаников с прослоями, обогащенными гравийным материалом. Размеры гравийных зерен не превышают 3—5 мм; представлены они в основном кварцем, реже обломками темных кремней. Иногда встречаются полностью каолинизированные агрегаты кварца и полевых шпатов. Цементом служит хорошо раскристаллизованный каолинит; присутствие его обуславливает светлую окраску и некоторую мучнистость породы.

В текстурном отношении гравелиты и крупнозернистые песчаники западных участков характеризуются крупной однонаправленной ко-сой слоистостью с выполаживающимися книзу слоями. Слоистость подчеркивается различной крупностью материала и иногда скоплениями на плоскостях наслоения растительного детрита. К серийным швам бывают приурочены небольшие скопления хорошо окатанных кварцевых галечек. В породах прикутского разреза слоистость выражена нечетко.

Крупнозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты базальной пачки представляют в основном аллювиально-русловые образования, отлагавшиеся в нижних участках рек, впадавших в морской бассейн,

береговая линия которого отодвинулась на восток. Формирование их происходило в начальный момент погружений, наступивших после этапа кратковременных, но региональных поднятий.

Среднезернистые пески и песчаники

Эти породы наиболее широко распространены в западной части впадины. В юго-восточных районах (якутский разрез, Синяя) они встречаются только в базальной пачке. По характеру текстур выделяются следующие типы песчаников: косослоистые с однонаправленным падением выполаживающихся книзу слоев; с крупной перекрестной косою слоистостью, сопровождающейся появлением мульдобразных серий; горизонтально-слоистые и песчаники неслоистые, однородные. Слоистость иногда определяется изменениями гранулометрического состава, но чаще наличием тонко измельченного растительного детрита на плоскостях напластования. Песчаники с однонаправленной косою слоистостью наиболее распространены в нижней части формации на западной окраине впадины. В приякутском разрезе они сравнительно редки и встречаются лишь среди неслоистых или горизонтально-слоистых разностей. Песчаники с перекрестной слоистостью встречены в разрезе Мархи.

Микроскопическое изучение показывает, что породы обладают средней степенью сортировки; преобладающий размер зерен 0,25—0,40 мм. Степень окатанности зерен различна, наряду с хорошо окатанными зернами кварца и обломков пород встречаются зерна совершенно неокатанные того же кварца и, особенно, полевых шпатов. Среди полевых шпатов встречены альбит, альбит-олигоклаз, калиевые полевые шпаты — ортоклаз и решетчатый микроклин. Степень свежести зерен неодинакова, присутствуют и совершенно свежие зерна и несколько разложенные. В незначительном количестве в описываемых песчаниках были встречены бурые хорошо окатанные зерна, представляющие, по видимому, сильно разложенные обломки эффузивов, состоящие из опацигизированной массы вулканического стекла с неясно выраженными микролитами плагиоклазов. Состав обломочного материала следующий: кварц 35—45%, полевые шпаты 30—40%, обломки пород 20—30%. Цементирующим материалом среднезернистых песчаников чаще всего служит кальцит. Карбонатный цемент обычно очень сильно разъедает и корродирует зерна полевых шпатов и в несколько меньшей степени кварца. Структура цемента поликристаллическая, иногда крустификационная. В некоторых породах можно встретить каолиновый цемент, который обычно участками также разъедается и замещается кальцитом. Кальцит здесь, очевидно, является вторичным образованием. В некоторых шлифах наблюдалось широкое распространение лейкоксена, который в виде каемочек окружает все обломки и цементирует их. Тип лейкоксенового цемента пленочный или контактный.

Мелкозернистые песчаники

Песчаники мелкозернистые перемежаются в разрезе с крупнозернистыми и мелкозернистыми алевролитами. С первыми они связаны постепенным переходом. Породы обычно однородны, неслоисты, но иногда появляются очень характерные полого-волнисто-слоистые текстуры или пятнисто-комковатые текстуры, аналогичные описанным в нижележащих отложениях. Иногда породы приобретают тонкую горизонтальную или косую слоистость, связанную с появлением обильных присыпок растительного детрита на плоскостях напластования; часто

встречаются включения и конкреции пирита. Степень сортировки обломочного материала средняя; состав его близок к составу песчаников нижележащей морской формации, отличаясь лишь заметным увеличением содержания пластинок слабо измененного биотита (до 5% от общего состава породы). Цемент песчаников большей частью глинистый, реже карбонатный. Содержание глинистого цемента колеблется от 8—10 до 15—20%; тип цемента поровый. Состав гидрослюдистомонтмориллонитовый, реже гидрослюдистый или гидрослюдисто-каолинитовый.

Описываемые песчаники и крупнозернистые алевролиты в общем близко напоминают песчаники нижележащего морского комплекса, отличаясь от последних частым присутствием растительного детрита и некоторым изменением минералогического состава — появлением биотита, а также спорадическим присутствием в составе тяжелой фракции небольших количеств эпидота и сфена.

Образование средне- и мелкозернистых песчаников происходило, по-видимому, в большом диапазоне разнообразных сменяющихся обстановок континентального побережья, периодически тесно связанного с морем. Часть песчаников является аллювиальными образованиями приустьевых участков рек и их дельт, впадавших в морской бассейн. В Приякутском районе такие песчаники, отличающиеся преимущественно среднезернистым составом, косою слоистостью и ритмической сортировкой обломочного материала, приурочены к нижней части комплекса; наибольшее распространение этот тип пород имеет на западной окраине Вилюйской впадины (район Вилюя). Массивные неслоистые или неясногоризонтально-слоистые разности песчаников, а также песчаники с крупной перекрестной слоистостью, чередующиеся в разрезе с алевролитами, формировались, по-видимому, в обстановке озер и заливов приморского побережья. Различная гидродинамическая активность водной среды обуславливала значительное разнообразие текстурных признаков пород. Особенное развитие эта обстановка получила во время формирования верхней половины комплекса, когда берега, окружавшие бассейн, были уже значительно пенепленизированы, и незначительного изменения базиса эрозии было достаточно, чтобы море затопляло низкие берега прилегающего континента.

Мелкозернистые глинистые алевролиты

Мелкозернистые глинистые алевролиты имеют более темную окраску, отличаются тонкой горизонтальной, иногда неясной расплывчатой волнистой слоистостью. Часто встречаются включения мелких растительных остатков плохой сохранности и многочисленные стяжения пирита.

По характеру текстур, структур, а также составу обломочного материала алевролиты близки к аналогичному типу пород нижележащей формации, что делает излишним их повторное описание. Следует лишь отметить появление в них, так же как в песчаниках, значительного количества пластинок обесцвеченного и гидратизированного биотита, обогащенность тонко измельченным растительным детритом и появление мелких обуглившихся растительных отпечатков плохой сохранности.

Глины

Глинистые породы изучены в приякутском разрезе, где они перемежаются с алевролитами и тонкозернистыми песчаниками. В западных районах собственно глинистые породы отсутствуют, замещаясь глинистыми алевролитами.

Химический состав глин якутской свиты, фракция <math>< 0,001 \text{ мм}</math> (в %)

Номер образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	S	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	C	CO ₂	Сумма
127	53,26	22,19	2,82	0,87	1,00	0,62	2,06	0,12	1,40	0,60	8,48	5,50	0,62	Нет	99,54
134	55,16	19,75	3,14	2,01	0,70	0,92	2,62	0,59	3,18	0,32	6,40	4,23	0,66	Нет	99,68
136	52,74	19,69	3,43	1,26	0,70	0,9	2,92	0,40	0,66	0,89	10,70	6,31	0,64	0,15	101,39

Тонко отмученных разностей глин в описываемом комплексе, так же как и в нижележащих отложениях, не было встречено. Даже наиболее чистые по внешнему виду глинистые породы содержат от 30 до 17% песчано-алевритовых примесей. Содержание самой тонкой, собственно глинистой части пород (меньше 0,001 мм) колеблется от 17 до 29%.

Глины представляют тонко-агрегатную чешуйчатую массу, окрашенную в буровато-зеленоватый цвет, причем прослой, отличающиеся наиболее интенсивной окраской, обладают очень слабым плеохроизмом. Глины обычно имеют неоднородную структуру: выделяются прослой, сложенные более тонким материалом с размером частичек меньше 0,01 мм, имеющим желтовато-серую поляризационную окраску, и прослой с ясно выраженной чешуйчатой структурой с размером чешуек 0,01—0,02 мм и более сильным двупреломлением. Некоторые прослой бывают обогащены тонким обломочным материалом, в составе которого присутствуют кварц, полевые шпаты и чешуйки слюд. Очень часто в глинах встречаются обуглившиеся растительные остатки и мелкие зернышки сидерита.

Химический состав глин отличается от состава глин нижележащих свит: содержание Al₂O₃ понижается до 22—19,69 и продолжает возрастать содержание железа, магния и гидроскопической воды (см. табл. 11, 12, 14). Таким образом, в направлении снизу вверх по разрезу, начиная от укугутской свиты, наблюдается последовательное уменьшение в составе глин содержания алюминия и возрастание ряда других компонентов.

Изменяются также кривые нагревания (см. фиг 17), приобретая монтмориллонитовый характер. Отчетливо фиксируется низкотемпературный экзотермический эффект при 115—120°, почти исчезает остановка при 520—600°, вместо которой намечаются слабые эндотермические остановки при 710—720 и 910—925°; следующий за ней экзотермический подъем при 990° имеет очень сглаженный характер.

Рентгенограммы глин (обр. 127; 136) имеют ярко выраженный монтмориллонитовый характер: на них мало линий интерференции, линии широкие. В области малых углов появляется характерная широкая линия монтмориллонита со значением $d=13-14 \text{ к\AA}$, которая после насыщения этилен-гликолем расширяется до 17 к\AA. Типичные линии базального отражения гидрослюды (10 к\AA) исчезают или делаются крайне слабыми; линии каолинита 7,30, 3,65 к\AA отсутствуют.

Показатели преломления ориентированных агрегатов колеблются в пределах $N_p=1,514-1,523$; $N_g=1,530-1,537$. Глины имеют преимущественно монтмориллонитовый состав с незначительной примесью гидрослюдистого минерала, который встречается, по-видимому, в тесном сочетании с монтмориллонитом, формируя образования со смешанно-слоистым типом структур.

Анализ характера кривых нагревания, рентгенограмм, результатов химического и оптического изучения приводит к выводу, что глины трех описанных комплексов в Приякутском районе связаны друг с другом постепенными переходами и представляют различные стадии видоизменения первичного глинистого вещества однородного состава. Существенная роль в этой тонко измельченной первичной массе принадлежала слюдыстым минералам и, в частности, биотиту. Постепенный характер переходов глин всех трех групп хорошо фиксируется рентгеноструктурным и термическим методами.

То обстоятельство, что глины описываемой формации гораздо ближе по своему минералогическому составу к глинам морских отложений, чем к этим же породам в конгломератово-песчаной формации, может служить дополнительным подтверждением существенной роли морских условий в формировании пород верхней песчаной формации.

По-видимому, наиболее благоприятной обстановкой для формирования глинистых алевролитов и глин являлись мелкие приморские озера со спокойным гидродинамическим режимом. Периодически особенно в западных районах, наиболее удаленных от береговой линии, отмечалось частичное зарастание озер растительностью и формирование маломощных торфяников.

В юго-восточной части впадины (в районах Алдана, а также области Верхоянья), как уже говорилось выше, шло накопление морских, преимущественно мелкозернистых песчаников прибрежно-мелководного характера. По своим текстурно-структурным признакам и составу обломочного материала они напоминают песчаники нижеописанного морского комплекса, ввиду чего их специальное описание опускается. Следует лишь отметить постоянное присутствие в среднеюрских песчаниках своеобразных звездчатых конкреций буровато окрашенного кальцита. Размер конкреций — от 2—3 до 5—7 см. Наиболее интенсивная окраска приурочена часто к центральной части конкреции и постепенно бледнеет к ее краям. Звездчатая форма этих своеобразных стяжений обуславливается скаленоэдрической формой отдельных крупных кристаллов, слагающих «лучи» конкреций. Звездчатые конкреции чрезвычайно широко распространены в среднеюрских отложениях и могут служить их ценным корреляционным признаком.

Угленосный комплекс (J_3-Cr_1)

Строение комплекса

Угленосный комплекс охватывает отложения верхней юры и нижнего мела. Строение его сложно и разнородно на различных участках описываемой территории. Подробная характеристика угленосных отложений Лено-Виллюйского бассейна с широким применением детальных методов фациально-циклического анализа — дело будущих исследователей. В настоящей работе сделана лишь первая попытка дать общую картину строения угленосного комплекса в Лено-Виллюйской впадине и Западном Приверхоянье и выделить характерные типы разрезов угленосных отложений для различных структурных участков.

Основными типами пород, принимающими участие в строении угленосного комплекса, являются: средне- и мелкозернистые пески и песчаники, алевролиты, глины, аргиллиты и угли. Галечники и конгломераты практически отсутствуют, если не считать маломощных прослоев брекчиевидных или конгломератовидных пород, залегающих иногда в основании угленосных циклов и состоящих из обломков нижележащих алевролитов и аргиллитов. Инородный галечниковый материал, в составе которого присутствуют гальки кислых эффузивов, кварцитов, метаморфизованных изверженных пород и более древних образований верхоянского комплекса, был встречен только в самой верхней части угленосной толщи на широтном участке (район Западной Градыги).

Нижняя граница угленосного комплекса не всегда прослеживается с достаточной четкостью. В западной части впадины (реки Вилюй, Ыгыатта, Марха) и на южном крыле (район Якутска) граница проводится по появлению мощной пачки (около 100 м) средне- и мелкозернистых слабо отсортированных песчаников, перекрывающих песчано-алевритово-глинистые породы верхов якутской свиты. В Приякутском районе эта граница хорошо отбивается по ассоциации акцессорных минералов, в составе которых, помимо граната и циркона, широким распространением начинают пользоваться ильменит, апатит и слюды.

В Западном Приверхоянье переход фаунистически охарактеризованных морских среднеюрских отложений в угленосные верхнеюрские также довольно постепенный. В пределах широтного участка этот переход наблюдался нами на реках Тынкычан, Моол и Ыбыкан. Граница проводится по появлению среднезернистых светлых однородных песчаников характерного розоватого оттенка и по некоторому изменению минералогического состава тяжелой фракции (массовое появление хлорита), хотя в общем состав обломочного материала остается очень постоянным (см. фиг. 7).

В северных районах переход между средне- и верхнеюрскими отложениями также постепенный. Несколько севернее Жиганска нижняя граница собственно угленосных отложений смещается вверх по разрезу, и на восточном склоне Анабарского массива нижняя верхнеюрская часть угленосного комплекса представлена морскими не угленосными осадками. При дальнейшем движении на север происходит последовательное повышение границы угленакопления; в районе пос. Булун собственно угленосный комплекс начинается лишь с готерива.

Верхняя граница проводится по резкому изменению литологического характера пород — появлению толщи белых каолинизированных песчаников аллювиального происхождения, практически лишенных угленосности, относящихся к вилюйской серии (альб — верхний мел).

По периферии впадины и в Приверхоянье нижнемеловые отложения срезаются третичными и четвертичными осадками. Минимальные мощности угленосного комплекса, не превышающие 500—600 м, приурочены к прибортовым участкам впадины (Приякутский район, Кемпундяй, Жиганск). По направлению к центральной части впадины и на восток, к осевым, наиболее прогнутым участкам прогиба мощности быстро возрастают, достигая 2000—3500 м (фиг. 20, 21, 22).

По мощностям, характеру строения разреза, угленосности, типам пород и характеру их залегания отчетливо выделяются три типа строения угленосного комплекса: 1) платформенный, 2) переходный от платформенного к типу краевого прогиба и 3) тип краевого прогиба. Совокупность признаков, характеризующих каждый тип разреза, сведена в прилагаемой табл. 15.

Проследить постепенные переходы одного типа в другой на сравнительно коротком расстоянии (около 150 км) нам удалось на участке

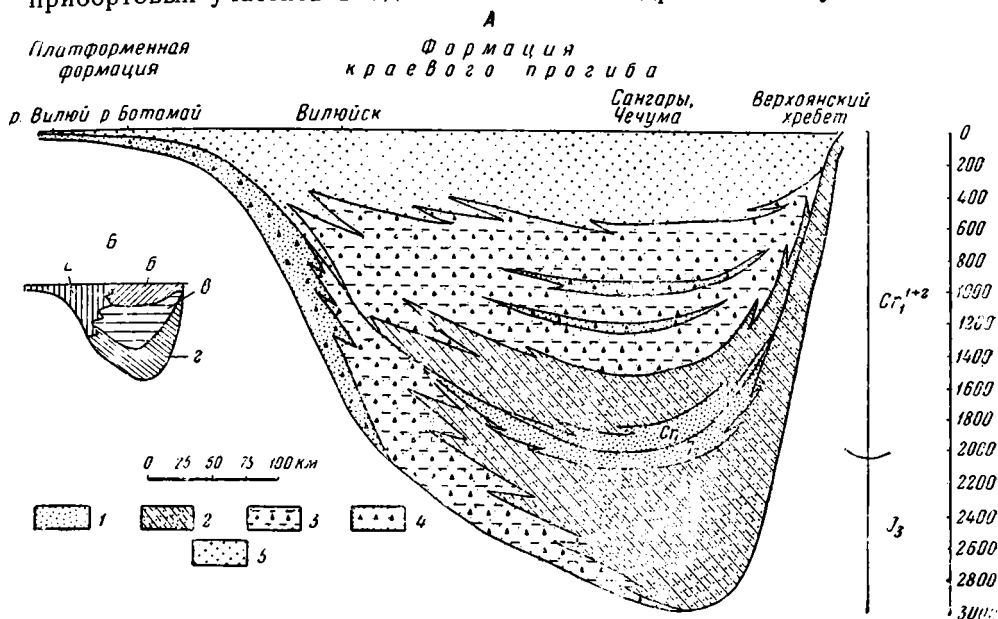
Таблица 15

Типы строения угленосного комплекса Вилюйской впадины и Западного Приверхоянья

Характерные признаки	Платформенный (Кильдямский)	Переходный от платформенного к типу краевого прогиба (Намско-Вилюйский)	Тип краевого прогиба (Моольско-Сангарский)
Мощность, м	500—600	1500—2000	3000—3500
Строение разреза	Четкая макроцикличность, выражающаяся в чередовании мощных песчаных пачек и сложно построенных пачек переслаивания. Мощность циклов 80—100 м. Границы между циклами обычно резкие; иногда песчаники последующего цикла срезают трансгрессивную часть предыдущего цикла	Усложнение цикличности. Расщепление песчаных пачек и пачек переслаивания на многочисленные циклы различного порядка. Мощность циклов от 10—15 до 40—80 м. Переход между циклами обычно спокойный и постепенный; размывы редки	Дальнейшее усложнение цикличности и расщепление пачек переслаивания. Появление пачек с флишоидным типом строения. Переход между циклами и пачками обычно постепенный и спокойный; внутрiformационные размывы редки
Угленосность	Угли приурочены только к пачкам переслаивания. Характерно небольшое число угольных пластов в пачке (не более 3—4) и их значительная мощность — до 4—7 и даже 9—11 м. Угли бурые	Угли приурочены как к пачкам переслаивания, так и к песчаным пачкам. Характерно большое число маломощных угольных пластов (0,10—0,50 м) и редкие мощные пласты, достигающие в отдельных случаях 5—6 м	Угли приурочены как к пачкам переслаивания, так и к песчаным пачкам. Характерно очень большое число маломощных пластов (0,10—0,30, реже до 0,5 м) и значительно более редкое присутствие пластов 1—2,5 м. Угли каменные. Наблюдается увеличение углефикации при движении вниз по разрезу (правило Хильда)
Фации	Прибрежно-континентальные (дельты, приустьевые участки рек, лагуны, приморские озера)	Прибрежные (подводные выносы рек, бары, косы, заливы, лагуны). Верхняя половина комплекса — прибрежно-континентальные и континентальные	Морские и прибрежные (морские течения, зона волнений прибрежной части моря, заливы, лагуны). Верхняя половина комплекса — прибрежно-континентальные и континентальные

Кильдямы — Кангалассы (район Якутска), Намцы и междуречье Западная Градыга — Моол (Западное Приверхоянье) (см. фиг. 21).

Платформенный тип разреза типичен для периферийных прибортовых участков впадины. Наиболее подробно он изучен нами в



Фиг. 20. А. Схема строения верхнеюрских отложений угленосного комплекса
 1 — песчаные, преимущественно морские отложения; 2 — угленосные, преимущественно прибрежно-морские отложения; 3 — угленосные отложения, переходные от морских к континентальным (дельтовые, лагунные, озерные); 4 — угленосные, преимущественно континентальные отложения; 5 — песчаные аллювиальные отложения

Б. Терригенно-минералогические провинции.

а — эпидото-ильменито-роговообманковая; б — эпидотовая с роговой обманкой; в — эпидотовая;
 г — цирконо-гранато-апатитовая

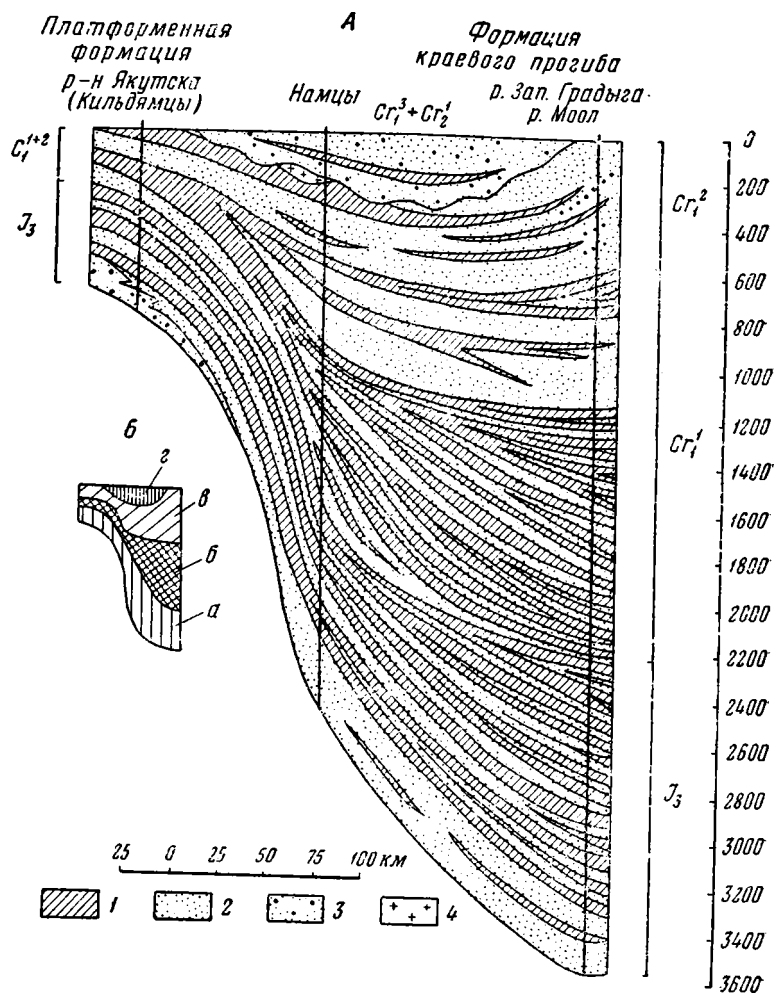
Прякутском районе. Характерными чертами строения разреза являются следующие.

А. Небольшая мощность порядка 600 м.

Б. Четкий макроциклический характер строения толщи, выражающийся в правильном чередовании мощных пачек песков и песчаников (мощность до 50—100 м) со сложно построенными пачками переслаивания песчано-алевролитово-глинистых пород (мощностью 30—90 м), к которым приурочены пласты углей. В разрезе выделяется пять крупных циклов, хорошо прослеживающихся по площади. Три нижних цикла относятся к верхнеюрским отложениям, два верхних — к нижнемеловым. Характер перехода верхнеюрских и нижнемеловых отложений постепенный, но граница отчетливо фиксируется по резкому изменению минералогического состава и смене цирконово-гранатово-апатитовой ассоциации, эпидотовой и выше эпидотово-роговообманковой. Для пачек переслаивания типично микроциклическое строение, выражающееся в присутствии трех—пяти циклов низшего порядка.

В. Песчаные пачки, залегающие в основании макроциклов, иногда срезают песчано-алевролитово-глинистые породы — пачки переслаивания нижележащего цикла. В нижних циклах фиксируются следы размыва подстилающих пород. По мере движения верх по разрезу харак-

тер перехода между циклами делается все более спокойным. Одновременно наблюдается уменьшение зернистости обломочного материала в песчаных пачках и улучшение его сортировки.



Фиг. 21. А. Схема строения угленосного комплекса (J_3 — Cr_1^{1-2}) и нижней части комплекса каолинизированных аллювиальных песков (Cr_1^3 — Cr_2)

Отложения устьевых участков, речных дельт морского побережья: 1 — пачки переслаивания мелкозернистых песчаников и глин с углями, 2 — песчаники мелко- и среднезернистые; аллювиальные отложения, 3 — песчаники мелко-, средне- и крупнозернистые, 4 — туфовые породы

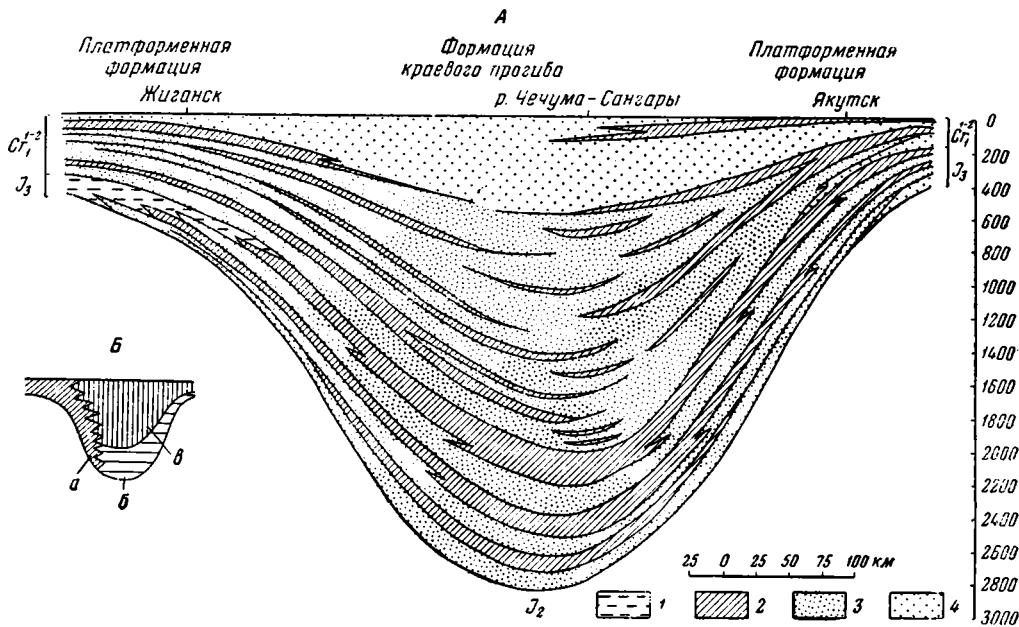
Б. Терригенно-минералогические провинции

а — цирконо-гранато-апатитовая; б — эпидотовая; в — эпидотовая с роговой обманкой; г — ильменито-цирконо-гранато-дистеновая

Г. Угли в разрезе распределены равномерно и приурочены только к пачкам переслаивания. В направлении от нижнего цикла к верхним наблюдается постепенное нарастание мощностей угольных пластов. В первом цикле мощность угольных пластов колеблется от 0,50 до 1,50 м. В верхних циклах она последовательно увеличивается, достигая 4—7 м.

Характерной чертой строения разреза является небольшое количество угольных пластов (не более трех-четырех пластов в пачке) и их большая мощность.

Д. Образование угленосного комплекса Приякутского района происходило в обстановке, переходной от континентальных к морским отложениям. Пески и песчаники обычно слабо или средне отсортированы. Часто содержат углистый детрит и представляют в основном осадки



Фиг. 22. А. Схема строения нижнемеловых отложений угленосного комплекса (C_1)
 1 — алевролиты и мелкозернистые песчаники; отложения прибрежных участков моря; 2 — пачки тонкопереслаивающихся песчаников, алевролитов и глин с пластами углей; 3 — мелко- и среднезернистые песчаники; отложения приустьевых участков рек, дельт, приморских озер и морского побережья; 4 — крупно- и мелкозернистые песчаники; аллювиальные отложения преимущественно русловых фаций

Б. Терригенно-минералогические провинции

а — эпидото-ильменито-роговообманковая; б — цирконо-гранато-апатитовая; в — эпидотовая

наземных или подводных участков дельт. Формирование пород, слагающих пачки переслаивания, протекало в отшнуровавшихся заливах, лагунах и приморских озерах, часто заболачивающихся и переходящих в мощные торфяники. Накопление осадков угленосной толщи происходило в условиях постепенного уменьшения интенсивности приноса обломочного материала и удлинения промежутков времени, благоприятных для формирования угленосных пластов.

Е. Породы мало изменены в процессе эпигенеза и представлены в основном рыхлыми, слабо сцементированными образованиями.

Характерные признаки угленосной толщи приякутского разреза типичны не только для описанного района, но и для всего платформенного обрамления как внутренних, так и внешних склонов Вилюйской впадины. Несмотря на разную палеогеографическую обстановку в различных участках впадины основные черты строения комплекса (небольшая мощность, четкая макроцикличность, характер угленосности, степень уплотненности и др.) остаются постоянными и обусловлены не фациальной обстановкой, а одинаковым тектоническим режимом в пределах описываемых площадей.

Палеогеографическая обстановка, в которой происходило накопление угленосных осадков, обусловившая их фациальный характер, может быть использована для выделения подтипов платформенного разреза. Намечается три подтипа строения угленосных отложений в пределах платформенных склонов впадин.

1. Западный подтип (вилюйский) характерен для угленосных отложений западной окраины впадины (реки Вилюй, Марха, Ыгыатта). Описываемые отложения представлены континентальными аллювиальными и аллювиально-озерными осадками. Намечаются два крупных цикла — верхнеюрский и нижнемеловой.

Циклы имеют резко асимметричный характер и последовательность пород, свойственную аллювиальным отложениям. В нижней части залегают пески и гравелиты, переходящие вверх в тонкослоистые алевролитово-глинистые пачки, венчающиеся углями. Нижняя песчаная часть цикла соответствует русловому аллювию. Пески и песчаники ложатся на подстилающие породы всегда с разрывом. В ряде случаев отмечаются эрозионные карманы врезания до 10 м.

Пласты углей отмечаются как внутри алевролитовых пачек, так и в кровле озерных линз. Мощность углей достигает иногда 10 и даже 15 м. Угленосные алевролитово-глинистые пачки перекрыты песчаниками следующего цикла. Мощность угленосного комплекса не превышает 500 м.

2. Кильдямский подтип строения угленосной толщи на платформе характерен для южного крыла впадины (Приякутского района и Ытык-Кель) и назван так по Кильдямскому угольному месторождению, где он наиболее ярко выражен. Представлен данный подтип континентальными и в меньшей степени прибрежно-морскими отложениями. Общая характеристика разреза была дана выше.

3. Джаскойский подтип характерен для внешних склонов впадины (район Алдана и Жиганска). По характеру слагающих его пород он близок к кильдямскому, но отличается более «морским» характером, что выражается, в частности, в появлении пачки, морских безугольных осадков с фауной ауцелл в верхах верхней юры (сытогинская свита). Формирование сытогинской свиты происходило в период кратковременной трансгрессии в конце верхнеюрского времени.

В районе Жиганска угленосный комплекс отличается четким циклическим строением. Для верхнеюрских отложений характерны (по данным Кононовой и Сычева) три угленосных цикла, для нижнемеловых — не менее четырех (по данным крелиусных скважин, описанных нами в районе Жиганска). Общая мощность разреза около 450—550 м. Аналогичный характер строения имеет угленосный комплекс в районе Алдана.

Переходный тип от платформенного к типу разреза краевого прогиба характерен для центральных участков впадины (вилюйская скважина) и для зоны сопряжения платформы и прогиба (намцская скважина). Разрезы двух упомянутых скважин близки между собой, несмотря на несколько отличный характер основания, на котором развивались угленосные отложения. Так, по данным геофизических исследований (Меньшиков, 1956), глубина залегания кристаллического фундамента в Намцах около 3300 м, т. е. всего на 300 м глубже основания угленосной толщи. В районе Вилюйска глубина фундамента определяется в 5000 м, т. е. под угленосной толщей залегает чехол осадочных пород не менее чем 2500-метровой мощности.

Переходной тип разреза изучен нами по намцской скважине. Здесь отмечен ряд особенностей разреза.

А. Первой особенностью следует считать значительное возрастание мощностей, достигающих 2000 м. Мощность верхней юры 700 м, т. е.

увеличивается по сравнению с прикутским разрезом вдвое. Мощность нижнего мела около 1300 м, т. е. увеличивается более чем в пять раз. Увеличение мощности S_1 происходит как за счет раздувания отдельных свит, так и за счет появления более молодых горизонтов (намцкая свита и верхи эксеняхской), отсутствующих на склонах впадины. Отложения нижнего мела согласно перекрываются верхнемеловыми осадками. Аналогичное строение разреза и близкие мощности характеризуют разрез вилюйской скважины. Таким образом, для переходного типа разреза характерно не только увеличение мощностей всех горизонтов, но и наиболее полное строение разреза, включающее верхние горизонты, отсутствующие как в платформенном, так и в геосинклинальном разрезах.

Б. Важнейшей особенностью в строении описываемого разреза является также изменение характера цикличности и его существенное усложнение. При движении от платформенных склонов к геосинклинали происходит расщепление песчаных пачек и пачек переслаивания на многочисленные, часто сложно построенные циклы, в свою очередь характеризующиеся цикличностью более низшего порядка.

В разрезе намцкой скважины насчитывается не менее 30—35 циклов мощностью от 10—15 до 40—80 м. Циклы имеют разнородное и часто сложное строение. Выделить пять макроциклов, так отчетливо фиксирующихся в Прикутском районе, в намцском разрезе не удастся.

Сложноциклическое строение особенно характерно для нижней и средней частей разреза (чечумская серия и нижняя половина батылхской свиты); в верхней части разрез существенно опесчанивается, алевроитово-глинистые породы начинают играть резко подчиненную роль, и характер цикличности делается более простым.

В. Отмечается спокойный и постепенный переход между циклами. Изредка наблюдающиеся внутриформационные размывы имеют всегда подводный характер и не обязательно бывают приурочены к подошве циклов.

Г. Заметна также значительно меньшая насыщенность углями, чем в Прикутском районе. Часто встречаются пласты углей мощностью 0,10—0,30, реже до 0,5 м. Мощные пласты (1—3 до 5—6 м) редки; так, во всем разрезе встречено только семь угольных пластов мощностью свыше 1 м. Мощные пласты углей приурочены к средней части разреза. Распределение углей по разрезу неравномерное. Маломощные пласты чаще всего залегают в средней части пачек переслаивания, но бывают также приурочены и к песчаным пачкам, особенно в верхней половине разреза.

Д. Песчано-алевритовые породы отличаются, как правило, хорошей сортировкой обломочного материала и редкой незначительной примесью растительного детрита. Для песчаников и алевролитов характерна сложная косоволнистая, волнистая или горизонтальная слоистость, часто осложненная следами взмучивания, оползания полужидкого осадка и ходами илоедов (см. описание пород); глины имеют тонкогоризонтальную неясную слоистость или неслоисты. Совокупность текстурных и структурных особенностей пород свидетельствует об образовании их в основном в прибрежно-морской обстановке в условиях мелководного заливно-лагунного побережья. В верхах комплекса начинают преобладать фации, переходные от морских к континентальным и частично континентальные.

Е. Наконец, в направлении сверху вниз по разрезу наблюдаются явления нарастающего эпигенетического изменения пород, выражающиеся в последовательном увеличении их уплотненности и цементированности. Весь комплекс перечисленных признаков характерен как для разреза намцкой, так и для вилюйской скважин.

Тип разреза краевого прогиба характерен для Приверхоянской зоны. Этот тип разреза обладает рядом специфических особенностей.

А. Геосинклинальный характер основания, на котором развивались угленосные отложения.

Б. Большие мощности, достигающие 3000—3500 м. В пределах широтного отрезка мощность верхнеюрских отложений достигает 1400 м, сокращаясь в центральных районах до 900—1000 м и последовательно уменьшаясь при дальнейшем движении на север. Мощность нижнемеловых отложений в пределах всего Западного Приверхоянья равняется 2000—2500 м.

В. Сложная цикличность, отличающая разрез переходного типа, типична и для разреза краевого прогиба. Намечается дальнейшее расщепление и усложнение строения пачек переслаивания, которые переходят иногда на широтном участке в толщи с флишoidalным строением мощностью до 70—80 м.

Общий характер строения разреза угленосного комплекса переходной зоны сохраняется и в Приверхоянье. Нижняя часть разреза (тынкычанская свита) имеет преимущественно песчаный состав с резко подчиненным значением алевритовых и алевритово-аргиллитовых пачек. Верхняя, наиболее мощная часть верхнеюрской толщи (моольская свита) и нижняя половина нижнемеловых отложений (нижняя часть батылхской свиты) отличаются наиболее тонкозернистым составом с преобладающим значением пачек тонкого, иногда флишoidalного переслаивания тонкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и алевритовых известняков. Верхняя часть разреза (верхи батылхской и эксеняхской свиты) имеет вновь преимущественно песчаный состав.

Г. Характер переходов между пачками и циклами всегда постепенный. Наличие внутрiformационных размывов фиксировалось лишь в самой верхней части разреза (верхи батылхской и эксеняхской свиты).

Д. Распределение углей по разрезу неравномерное. Угли присутствуют чаще в пачках переслаивания, но встречаются и среди мощных однородных песчаников, подстилаясь и иногда перекрываясь лишь маломощными прослоями углистых алевролитов или аргиллитов. Прослой углей многочисленны, но мощность их чаще всего колеблется от 0,10 до 0,30—0,50 м. Угольные пласты мощностью в 1—2,5 м редки. Наибольшая угленосность характеризует отложения центрального участка Приверхоянья, где расположены Сангарское и Чечумское угольные месторождения. В разрезе Сангарского месторождения насчитывается 25 пластов рабочей мощности, но немногие из них имеют мощность более 1,50 м.

Е. Песчано-алевритовые породы (особенно нижней и средней частей разреза) отличаются очень хорошей сортировкой обломочного материала, свидетельствующей об их существенной переработанности, в результате длительного воздействия гидродинамической среды. Песчаники, слагающие массивные пачки, имеют однородное строение или неясную горизонтальную слоистость. В пачках переслаивания слоистость разнообразна и характерна для отложений морского прибрежного мелководья. Привлекает внимание значительная известковистость всех пород и иногда переходы карбонатных песчаников и алевролитов в песчано-алевритовые известняки. Образование пород происходило в основном в прибрежных и несколько удаленных от берега участках мелководного моря.

Ж. Породы угленосного комплекса существенно изменены в результате процессов эпигенеза. В направлении сверху вниз наблюдается

постепенный переход от рыхлых песчаников и слабо уплотненных глин верхов эксеняхской свиты до сильно сцементированных песчаников и аргиллитов нижних горизонтов разреза. В тынкычанской и низах моольской свиты широтного участка для песчаников характерно присутствие кварцевого цемента со структурой типа «припая», являющихся переходными к кварцитовидным структурам нижележащих отложений.

Описание типов пород

Типы платформенной и геосинклинальной областей существенно отличаются друг от друга. Эти отличия обусловлены как различием фациальных обстановок, в которых происходило их формирование, так и существенной измененностью пород геосинклинальной зоны под влиянием процессов прогрессивного эпигенеза. Породы переходной зоны имеют промежуточный характер. Описание их будет дано совместно с платформенными образованиями.

Породы платформенной и переходной областей

Конгломератовидные породы

Эти породы представляют скопления обломков и галек алевролитов и аргиллитов, сцементированных мелко- или среднезернистым песчаником того же состава и характера, что и вмещающий их песчаный слой. Гальки алевролитов имеют уплощенную, линзовидную или неправильную форму, реже они бывают окатаны. Галечниковый материал представляет здесь продукт размыва местных пород за счет деятельности речных потоков, часто типа подводных русел. Описываемые породы приурочены чаще всего к базальным слоям песчанистых пачек платформенных разрезов, встречаются иногда и в разрезах переходной зоны.

Пески и песчаники

Пески и песчаники представляют наиболее распространенную группу пород в разрезе. Характер их довольно разнообразен, что обуславливается большим диапазоном различных фациальных обстановок, в которых происходило их образование. Выделяются два типа песчаных пород: среднезернистые песчаники и мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты.

Средне-, иногда крупнозернистые слабо отсортированные песчаники приурочены в основном к песчаным пачкам нижних циклов угленосного комплекса платформенной области. К этому типу пород бывают приурочены описанные ниже конгломератовидные скопления обломков алевролитов и аргиллитов.

Песчаники серые, светло-серые, иногда белые, рыхло сцементированные, неслоистые, иногда неяснокослоистые, часто содержащие углистые включения. Редкая слоистость обуславливается в основном присыпками растительного детрита на плоскостях напластования. Специфической особенностью песчаников описываемого типа является приуроченность наиболее крупнозернистого материала к средней части песчаной пачки.

При микроскопическом изучении обращает внимание плохая сортировка обломочного материала (табл. X, 1). Преобладающий размер зерен колеблется: 0,25—0,30 мм, но в большом количестве встречаются зерна до 0,50—0,60 мм (а иногда 0,80 мм) и мелкие зерна до 0,10—0,08 мм. В некоторых прослоях наблюдается очень высокое содержание глинистого цементирующего материала, содержание которого колеблет-

ся от 10 до 40—50%. Характер песчаников (степень сортировки обломочного материала и присутствие глинистого цемента) неодинаков, и в разрезе наблюдается чередование более или менее отсортированных разностей. В составе обломочного материала присутствуют кварц, полевые шпаты, среди которых много микроклина, ортоклаза и кислых плагиоклазов и обломки пород. Кварц составляет 45—55%, представлен прозрачными угловатыми, иногда удлинненными и клиновидными зернами, часто имеющими волнистое угасание. Полевые шпаты составляют 40—50% от общего состава пород. Представлены они главным образом калиевыми полевыми шпатами — решетчатым микроклином и ортоклазом, нередко с пертитовыми вростками. Среди плагиоклазов доминируют альбит и реже встречается олигоклаз. Обычно полевые шпаты в большей или меньшей степени разрушены и покрыты бурыми пелитовыми продуктами разложения; наряду с разрушенными зернами встречаются водяно-прозрачные призматические обломки альбита. Обломки пород составляют около 5—15% и относятся в основном к метаморфическим и изверженным породам. Цементом в большинстве случаев служит глинистая масса буроватого цвета, сложенная минералами группы каолинита и гидрослюд. Иногда в породах присутствует в качестве цемента пластинчатый минерал буроватого цвета, имеющий в базальном сечении вид пластинок, а в поперечных разрезах вермикулитовую, иногда мозаично-сферолитоподобную структуру (напоминающую розетки). В отдельных участках цементом служит хорошо раскристаллизованный каолинит, образующий агрегаты вермикулитоподобных сростков (табл. X, 2). Тип цемента базальный, реже поровый.

Описанные песчаники обычно лишены характерных признаков аллювиальных отложений — четкой косо́й слоистости, ритмичной сортировки обломочного материала, уменьшения зернистости в направлении снизу вверх и др. Образовались они, по-видимому, в приустьевых участках дельты или ее подводных рукавах. Увеличение зернистости обломочного материала при движении к средней части песчаной пачки, его плохая отсортированность, неясный характер слоистости являются довольно характерными признаками отложений типа речных выносов, к которым, видимо, принадлежат описанные песчаники.

Мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты

Эти породы являются одними из характернейших типов пород пачек переслаивания. Мелкозернистые песчаники составляют также существенную часть песчаных пачек, особенно в разрезах переходной зоны.

Породы платформенной области окрашены в серый, светло-серый или белый цвет. Часто они мучнисты и легко растираются между пальцами. Для пород очень характерна мелкая неправильная косоволнистая слоистость типа волноприбойных знаков. Часто слоистость имеет прерывистый или мелкокосослоистый характер (табл. XI, 1). В некоторых случаях заметны слабые следы течения или взмучивания осадка. Иногда породы имеют мелкую беспорядочную слоистость, обусловленную тонкими присыпками растительного детрита на плоскостях напластования и последующим некоторым взмучиванием или оползанием осадка (табл. X, 5).

Характерной особенностью мелкозернистых песчаников и алевролитов является большей частью слабая сортировка обломочного материала и высокое содержание примеси глинистого вещества, достигающее иногда 30—40%. Высоким содержанием глинистого цемента объясняется мучнистый характер пород.

Микроскопическое изучение показывает, что породы состоят из обломочного материала, плохо отсортированного и неокатанного, погруженного в буроватую массу тонко-агрегатного глинистого вещества. Размер зерен колеблется от 0,20—0,10 до 0,10—0,05 мм; причем может превалировать тот или другой размер зерен, но сортировка материала остается очень слабой как в более крупнозернистых, так и в мелкозернистых разностях. В составе обломочного материала присутствует кварц, полевые шпаты, обломки кремнистых пород и большое количество пластинок гидратизированного биотита и зеленых слюд. Содержание обломочного биотита особенно возрастает в нижнемеловых отложениях. Располагаются пластинки слюдястых компонентов в основном в параллельных плоскостях, придавая породе тонкослоистую текстуру. По характеру цемента выделяются: 1) песчаники и алевролиты с глинистым цементом, 2) с кальцитовым цементом.

Песчаники и алевролиты с глинистым цементом превалируют в разрезе. Глинистое вещество состоит из низкодвупреломляющих минералов каолинитовой группы или из гидрослюдистых и гидрослюдисто-монтмориллонитовых минералов, отличающихся высоким двупреломлением. Тип цемента базальный, реже поровый.

Песчаники и алевролиты с кальцитовым цементом редки. Обломочный материал в них сильно корродирован; наиболее разрушены полевые шпаты. Содержание цемента достигает иногда 50%.

Мелкозернистые глинистые алевролиты

Глинистые алевролиты связаны с вышеописанной группой пород постепенным переходом. Для пород характерна тонкая горизонтальная или полого-волнистая слоистость, осложненная мелкими следами взмучивания и оползания осадка. Часто слоистость отсутствует, и породы имеют однородную текстуру. На плоскостях напластования алевролитов встречаются обуглившиеся растительные остатки нередко хорошей сохранности.

Доминирующая роль в составе алевролитов принадлежит глинистому материалу, в который погружены зерна обломочных минералов размером обычно меньше 0,06—0,05 мм. Очень часто встречаются обуглившиеся растительные остатки, тонкие волнисто-изогнутые прожилки углистого материала и неправильные или удлиненной формы образования тонкозернистого сидерита, которые вместе с пластинками деформированных слюд подчеркивают микрослоистое строение пород. Алевролиты иногда залегают в подошве и кровле углистых пластов. В этих случаях они бывают особенно сильно переполнены растительными остатками и связаны постепенными переходами с черными углисто-глинистыми породами почвы угольных пластов. В подобных случаях в алевролитах часто заметны остатки корневой системы растений.

Мелкозернистые песчаники и алевролиты пачки переслаивания представляют группу пород, формировавшихся в довольно разнообразных обстановках лагун, заливов и озер сильно изрезанного, плоского, периодически заболачивающегося побережья. Алевролиты и песчаники с характерной мелкой косоволнистой слоистостью отлагались в более открытых участках с относительной активностью водной среды, обусловившей характерные текстуры типа ряби волнений. Тонкие горизонтально-слоистые алевролиты, переходящие в глины, формировались, видимо, в отшнуровавшихся лагунах или приморских озерах со спокойными условиями осаждения обломочного материала (табл. X, 3).

В области, переходной от платформы к геосинклинали, мелкозер-

нистые песчаники и алевролиты играют значительную роль и отличаются большим разнообразием текстурных признаков, меняющихся в разрезе на расстоянии от нескольких метров до десятков и единиц сантиметров. Ниже дается перечень наиболее характерных текстур пород.

1. Отчетливая мелкая косая и косо волнистая прерывистая слоистость. Эта текстура характерна для мелкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов. Последние чередуются в разрезе с яснослоистыми или волнисто-горизонтально-слоистыми разностями, иногда с породами массивного строения (табл. XI, 1).

2. Мульдообразная (перекрестная) слоистость характерна для мелкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов. Слоистость обусловлена изменениями гранулометрического состава и тонко измельченным растительным детритом (табл. XI, 2).

3. Неправильно-горизонтальная волнистая, иногда линзовидная тонкая слоистость, обусловленная чередованием крупнозернистых и мелкозернистых глинистых алевролитов; мощность слоев колеблется от 0,5—1 до нескольких миллиметров. Граничащие поверхности иногда резкие ровные, иногда фестонобразные размытые. Слоистость часто осложнена следами взмучивания, ходами и норками донных живогных (табл. XI, 3).

4. Переслаивание мелко- и крупноалевритового материала; тип слоистости близкий к вышеописанному, но отличается большей мощностью слоев (от 1 до 2—2,5 м) и более интенсивным размывом резко граничащих плоскостей. В прослойках крупнозернистого алевролита заметна мелкая пологая косо волнистая слоистость (табл. XI, 4).

5. Сложные текстуры взмучивания и оползания тонко переслаивающихся крупно- и мелкозернистых алевролитов (табл. XI, 6).

6. Правильная горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием прослоев алевролита и глинистого алевролита или глины. Порода переходит часто в серые скрытослоистые глины.

7. Тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная наличием тонких прослоев, сильно обогащенных растительным детритом. Встречается довольно редко и приурочена в основном к верхней половине комплекса (табл. XI, 5).

Все эти разнообразные текстуры характерны для отложений, формирующихся в обстановке лагун, заливов или открытого побережья морского бассейна (типы 1—5). Породы с тонкогоризонтальной слоистостью, лишенные растительных остатков, формировались в относительном удалении от береговой линии (тип 7). Встречаются они только в нижней половине комплекса и приурочены к средним частям безугольных циклов. Алевролиты с тонкогоризонтальной слоистостью, обусловленной обильным растительным детритом, ассоциируют часто в разрезе с черными комковатыми алевролитами или аргиллитами, залегающими в почве угольных пластов. Эти породы формировались, по-видимому, в спокойной обстановке прибрежных озер или зарастающих лагун.

По составу обломочного материала мелкозернистые песчаники и алевролиты близки к платформенным. Характер цементации другой, что определяется лучшей сортировкой обломочного материала. Цемент каолинитово-гидрослюдистый или гидрослюдистый пленочного или порово-пленочного типа. Породы существенно уплотнены и обломочные зерна сближены друг с другом. Особенное возрастание степени цементации наблюдается в нижних горизонтах комплекса (на глубинах свыше 2000 м), где иногда наблюдаются регенерационные каемки на зернах кварца, появление которых является первой ступенью формирования

кварцитовидных структур песчаников. Часто встречаются скопления тонко-агрегатного сидерита. Значительно более широким распространением, чем в платформенных разрезах, пользуются породы с кальцитовым цементом. В нижнемеловых отложениях, очень богатых обломочным, несколько измененным биотитом, появляется характерный хлоритово-опаловый и хлоритово-кремнистый цемент, широко распространенный в нижнемеловых породах Приверхоянья.

Глинистые породы

Глинистые породы довольно широко распространены. В платформенной области они приурочены главным образом к пачкам переслаивания, нередко залегающая в подошве и кровле угольных пластов. Встречаются глины и в средних частях пачек переслаивания, а иногда в виде довольно тонких прослоев в песчаных пачках циклов.

Глины платформенной области окрашены чаще всего в светлые цвета: серый, светло-серый или белый и приобретают темную окраску лишь в случае сильного обогащения примесью углистого вещества, обычно в подошве или кровле угольных пластов. Породы мягкие, в свежем состоянии пластичные, легко размокают в воде. Часто обладают тонкослоистой текстурой. Вблизи угольных пластов на плоскостях напластования встречаются обуглившиеся растительные остатки и корешки растений. Непосредственно на контакте с угольным пластом породы окрашены в темно-бурый или черный цвет, часто приобретают комковатое строение. В этих глинах иногда встречаются своеобразные конкрециевидные, почкообразные стяжения сидерита. Основная масса подугольной глины состоит в этом случае из тонко-агрегатной пластинчатой слабо поляризующей массы каолинита, в которую погружены округлые образования сидерита размером около 0,50—0,70 мм, имеющие радиально-лучистую структуру. В центральной части округлых образований иногда содержатся мельчайшие глобулы пирита размером 0,005—0,01 мм. Периферийная часть карбонатных стяжений состоит из сидерита с хорошо выраженной радиально-лучистой структурой.

В кровле угольных пластов углисто-глинистые породы имеют небольшую мощность (до 0,10—0,15 м) и, постепенно осветляясь, переходят в вышележащие глины, алевролиты или песчаники. Среди глин встречаются как алевролитовые, так и тонко отмученные разности; в последних содержание фракции меньше 0,001 мм, к которой в основном бывают приурочены собственно глинистые минералы 30—48%. По минералогическому составу отчетливо выделяется три типа глин, сменяющих друг друга в разрезе на очень близком расстоянии: 1) преимущественно каолиновые, приуроченные обычно непосредственно к угольным пластам и встречающиеся либо в подошве пласта, либо в тонких межугольных прослойках; 2) гидрослюдисто-монтмориллонитовые; 3) каолинитово-гидрослюдистые.

Глины второго и третьего типа встречаются в пачках переслаивания, приуроченных к трансгрессивным сериям пород, залегающим над угольными пластами, и в межугольных пачках.

Следует отметить, что глины угленосной толщи представляют сложные образования типа смешанно-слоистых кристаллов различных минеральных индивидуумов. Между выделенными типами несомненно существует ряд переходов, выявление которых предполагается сделать в дальнейшей работе. Названия выделенных типов отражают состав основных компонентов, слагающих глинистое вещество пород.

Каолиновые глины состоят из буроватой массы глинистого вещества, слабо поляризующей при скрещенных николях, имеющей

слабо выраженное пластинчатое строение. В каолиновых глинах встречаются иногда почти совершенно изотропные участки, сложенные, возможно, галлуазитом, на фоне которого выделяются отдельные пластинки, слабо поляризующие в серых тонах. В породах обычно присутствует некоторая примесь гидрослюдистых минералов, выделяющихся на фоне слабодвупреломляющей массы более высокими цветами интерференции (желтая окраска). Гидрослюдистые минералы имеют форму удлиненных чешуек длиной до 0,01—0,05 мм с прямым погасанием и положительным удлинением. Чешуйки гидрослюдистых минералов бывают ориентированы в параллельных плоскостях или расположены без какой-либо ориентировки, в соответствии с этим породы имеют параллельно-чешуйчатую или беспорядочно-чешуйчатую структуры. Часто глины содержат неправильные или линзовидно-выклинивающиеся изогнутые прослойки углистого вещества, которые подчеркивают слоистость породы. В большей или меньшей степени глины бывают обогащены обломочным материалом, представленным пелитовыми или алевритовыми зернышками кварца и полевых шпатов.

Химический состав каолиновых глин отличается сравнительно низким содержанием SiO_2 (47,34—49,18%), очень высоким содержанием Al_2O_3 (от 27,25 до 33,69%), низкими значениями Fe_2O_3 (1,43—2,31%), MgO (0,56—1,80%), гигроскопической воды (2,16—5,20%) и щелочей (содержание K_2O 0,50—1,34%) (см. табл. 12).

Кривые нагревания каолиновых глин очень типичны (фиг. 23) (обр. 1169—1541 и др.). На всех кривых выделяется резкая эндотермическая остановка при 560—600°, связанная с выделением гидроксильной воды, и экзотермический эффект при 1020—1100°, обусловленный образованием $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ и муллита. Интенсивность экзотермического эффекта различна в разных глинах; возможно, что это связано с содержанием алюминия. Наиболее интенсивный пик фиксируется на кривой обр. 1169, в котором содержание Al_2O_3 максимально и достигает 33,69%. На кривых нагревания образцов 1078 и 1141 экзотермический пик имеет более сглаженный характер; содержание Al_2O_3 в этих образцах понижено до 27,42—27,25%.

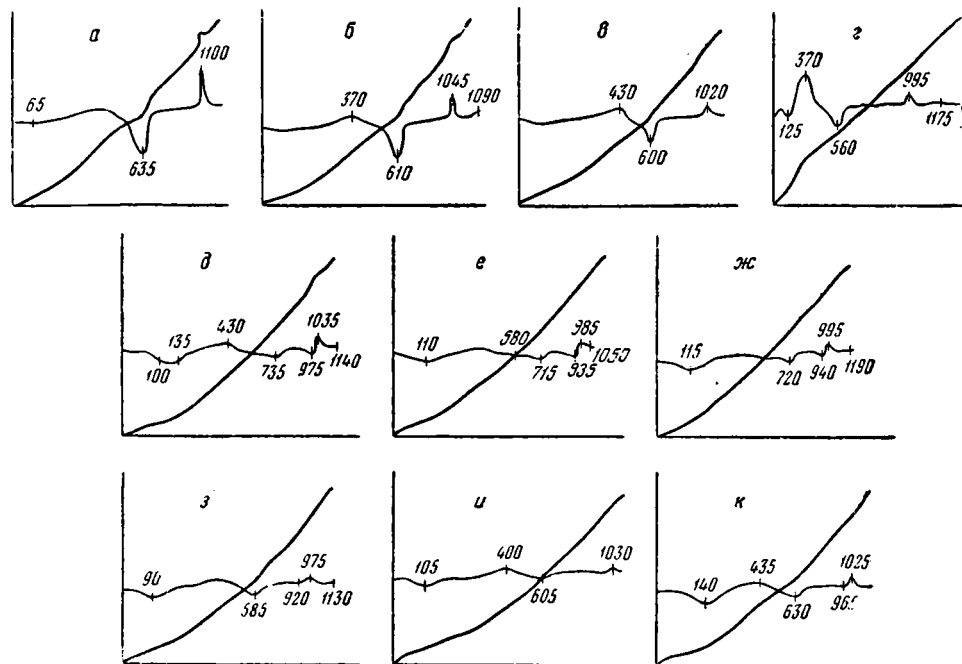
Характер рентгенограмм описываемых глин является довольно типичным для минералов группы каолинита, но наряду с типичными для каолинита линиями 7,30; 3,63 κX (хотя и указывающими на некоторое расширение решетки минерала) присутствуют обычно слабые линии минерала, относящиеся, по-видимому, к группе гидрослюд гидробиотитового ряда 10,5; 5,2; 3,48; 1,51—1,52 κX .

Гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины, как мы уже отмечали, встречаются в разрезе редко. Микроскопическое изучение показывает, что гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины обладают иногда тонкочешуйчатой параллельно-волокнистой или перисто-волокнистой структурой и довольно высоким двупреломлением в желто-серых или желтых тонах. Некоторые разности их содержат большое количество гидратизированных, расщепленных чешуек биотита и хлорита светло-бурого или зеленоватого цвета.

Химический состав их характеризуется высоким содержанием SiO_2 (55,22—52,96%), низкими значениями Al_2O_3 (22,49—19,39%) и повышенным содержанием низкотемпературной воды (8,52—9,32%); содержание K_2O , так же как в каолиновых глинах, низкое и меняется от 1,89 до 0,91% (табл. 16).

Кривые нагревания гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин имеют совершенно отличный характер (фиг. 23, обр. 1192, 1091 и др.). На всех кривых фиксируется остановка при 100—115°, связанная с потерей межслоевой воды, далее выделяются две эндотермические остановки при

715—730 и 935—970°, вслед за которыми следует небольшой экзотермический подъем с максимумом в 995—1030°. Характер кривых нагревания типичен для монтмориллонитов. На рентгенограммах образцов



Фиг. 23. Кривые нагревания типов глин угленосного комплекса.

Каолиновые глины: а — образец 1169, б — образец 1541, в — образец 1078, г — образец 1141; гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины: д — образец 1132, е — образец 1091, ж — образец 1533; каолиново-гидрослюдистые глины: з — образец 1181, и — образец 1190, к — образец 1559

описываемых глин появляется базальный рефлекс первого порядка, характерный для минералов монтмориллонитовой группы около 13—14 Å. После обработки этилен-гликолем он увеличивается до 17 кХ.

Глины промежуточной группы, которые мы выделили под названием каолиново-гидрослюдистых, по многим своим свойствам имеют переходный характер между двумя вышеописанными типами. Они имеют вид бурой чешуйчатой массы, напоминающей глины каолиновой группы, но отличающейся несколько более высоким двупреломлением. Иногда в шлифе наблюдается чередование участков с более высоким двупреломляющим минералом и слабодвупреломляющим. Содержание SiO_2 довольно высокое (54,14—52,48%), содержание Al_2O_3 21,50—19,99, в некоторых образцах доходит до 23—24%, содержание Fe_2O_3 наибольшее из всех изученных глин (3,40—4,65%), MgO 2,41—2,64%, гигроскопическая вода 5,12—7,76%. И, наконец, типичным для этой группы является повышенное содержание K_2O , колеблющееся от 1,85 до 2,31% и достигающее в некоторых образцах 3%.

Таким образом, химический состав глин описываемой группы имеет промежуточный характер, ближе подходя к глинам второй группы, но отличаясь от обоих типов глин повышенным содержанием K_2O , что является специфической чертой гидрослюдистых глин.

Кривые нагревания очень сглаженные и характерны для глин гидрослюдистой группы. На них намечается слабая остановка при

Химический состав глин угленосного комплекса платформы (прикутский разрез), фракция <0,061 мм (в %)

Типы глин	Каолиновые				Гидрослюдисто-монтмориллонитовые			Каолиново-гидрослюдистые (промежуточный тип)		
	1139	1541	1078	1141	1081	1132	1533	1181	1190	1559
Номер образца										
Номер скважины	21	16	21	21	21	21	16	21	21	16
SiO ₂	47,34	48,98	48,12	49,94	52,96	53,48	55,22	52,48	52,60	54,14
Al ₂ O ₃	33,69	29,99	27,42	27,25	22,49	20,00	19,39	19,99	21,50	21,18
Fe ₂ O ₃	1,43	1,68	2,88	2,31	2,71	3,82	3,65	4,65	3,40	4,52
FeO	1,42	1,09	1,20	1,08	1,14	1,18	1,12	1,66	1,52	1,40
TiO ₂	1,40	1,70	1,70	0,80	0,80	0,90	0,70	0,70	0,90	0,80
CaO	0,46	0,34	0,32	0,64	1,00	1,22	0,42	1,53	0,76	0,50
MgO	0,56	1,54	1,53	1,80	2,87	3,29	2,64	2,41	2,69	2,64
S	0,21	0,41	0,23	0,33	0,08	0,03	0,22	0,03	0,12	0,29
K ₂ O	0,50	1,34	0,83	0,72	0,95	1,89	0,91	2,08	2,31	1,85
Na ₂ O	0,27	0,38	0,76	0,39	0,87	0,32	0,44	0,96	0,60	0,63
H ₂ O	2,16	2,82	5,20	4,58	8,52	8,92	9,32	5,12	7,76	7,00
H ₂ O+	10,87	9,34	8,66	8,35	5,78	4,91	5,04	5,63	5,22	5,86
C	—	—	1,07	1,48	Не опр.	Не опр.	—	—	Не опр.	—
CO ₂	—	—	0,22	0,06	То же	То же	—	—	То же	—
Сумма	99,31	99,61	100,14	99,73	100,17	100,06	99,07	99,30	99,38	100,

105—140°, сглаженный эндотермический пик при 605—680° и такой же сглаженный экзотермический подъем при 1030—1025°. На некоторых кривых перед экзотермическим подъемом наблюдается слабо выраженный прогиб при 965—990°. Таким образом, кривые нагревания обнаруживают одновременно черты глин как первой, так и второй группы. Но если по химическому составу они ближе к гидрослюдисто-монтмориллонитовым глинам, то характер кривых нагревания ближе к глинам каолиновой группы. На кривых нагревания те же остановки, что и на кривых каолиновых глин, но они имеют сглаженный характер. С кривыми нагревания глин второй группы их сближает появление остановки, связанной с выделением низкотемпературной воды, и слабо намечающаяся на некоторых кривых эндотермическая остановка перед экзотермическим подъемом (при температуре около 980—1000°). Рентгенограммы имеют промежуточный характер; привлекает внимание постоянное присутствие сильной или средней линии около 10,5—10 кХ, типичной для гидрослюд гидробиотитового типа. В некоторых образцах отмечается наличие слабой линии около 13 кХ, характерной для монтмориллонита, а также базальных рефлексов каолинита 7,2 и 3,6 кХ.

Таким образом, в отложениях угленосного комплекса выделяются три группы глин различного минералогического состава, связанные друг с другом постепенными переходами. Различный минералогический состав обусловлен разными фаціальными условиями, в которых происходило формирование глин.

Каолиновые глины, залегающие под угольными пластами, образовались в зарастающих озерах и других водоемах застойного типа,

богатых гумусовыми соединениями. Кислая среда в осадке, богатом органическими соединениями, была благоприятной для глубокой переработки первичного глинистого вещества (в котором существенная роль принадлежала обломкам биотита) и формирования минералов каолиновой группы. Мы употребляем здесь термин «минерал каолиновой группы», а не каолинит, так как некоторые особенности минерала, в частности, высокая дисперсность, определяющаяся электронно-микроскопическим изучением и характером рентгенограммы, делают более правильным отнесение его к образованиям типа фэйеркля или даже метаталауазита.

Глины трансгрессивных частей циклов, формировавшиеся в озерах и лагунах в период общих погружений, имеют гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав или характеризуются присутствием всех трех компонентов — гидрослюды, каолинита и монтмориллонита. Степень переработки первичного глинистого вещества в этих породах не зашла так далеко, как в первом типе, остановившись где-то на промежуточных стадиях.

Группа каолиново-гидрослюдистых глин, занимающая промежуточное положение, по своему составу ближе всего, вероятно, соответствует первоначальному исходному материалу. На близость ее к слюдам указывает повышенное содержание калия и наиболее «слюдистый» характер рентгенограммы.

Породы Приверхоянской области

Песчаники угленосного комплекса Приверхоянья отличаются большим разнообразием, которое определяется как существенно различным петрографическим составом пород чечумской и сангарской серий, так и прогрессивно возрастающей степенью их метаморфизованности при движении сверху вниз по разрезу. Специфика пород чечумской и сангарской серий подчеркивается при описании отдельных типов.

Крупнозернистые песчаники

Крупнозернистые песчаники приурочены только к верхней половине комплекса и встречаются в эксеняхской и верхах батыльхской свит. Породы окрашены в зеленовато-серый цвет, чередуются со средне- и мелкозернистыми разностями, иногда встречаются прослои, обогащенные гравийным материалом. Характерно широкое распространение косослоистых серий, обилие обуглившихся растительных остатков и обломков древесины, наличие рассеянных галек, переходящих иногда в пуддинговые конгломераты. В составе галек на широтном участке Приверхоянья присутствует кварц, кварциты, темно-красные гальки кварцевых порфиров, альбитофиров, редкая галька гранит-порфира, песчаники и сланцы пород верхоянского комплекса. Часто встречаются цепочковидные прослои глинистых катунов; к прослоям последних приурочены особенно обильные включения углистого материала. На центральном участке в составе конгломератовидных пород принимают участие только гальки местных пород — аргиллитов, алевролитов, иногда углей.

Песчаники отличаются плохой сортировкой обломочного материала, размер зерен колеблется от 0,25—0,30 до 1 мм. Обломки почти неокатаны. В состав обломочного материала входят кварц, полевые шпаты — калиевые полевые шпаты и кислые плагиоклазы, обломки кислых эффузивов, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев. Зерна кварца и полевых шпатов обычно покрыты трещинами. Цементом служит глинистая масса или кальцит.

Глинистое вещество, присутствующее в составе цемента, в отличие от всех нижележащих пород геосинклинального разреза, еще мало затронуто процессами эпигенеза. Состав цементирующего глинистого материала неоднороден. Основная роль принадлежит гидрослюдисто-хлоритовым минералам, в меньшей степени опалу, тонкодисперсному кварцу и, судя по характеру термограмм,— каолиниту. В ряде случаев можно наблюдать формирование в неоднородной глинистой массе прозрачного светло-зеленого хлорита. Превращение глинистого вещества в хлорит происходит раньше всего вокруг терригенных обломков. Хлорит облекает зерна тонкими каемками шириной 0,01—0,02 мм, состоящими из мельчайших слабо поляризующих иголочек, ориентированных перпендикулярно к поверхности зерен. В песчаниках с карбонатным цементом наблюдается интенсивное разъедание всех обломочных зерен кальцитом. Наиболее интенсивно разъедаются кислые плагиоклазы, в меньшей степени калиевые полевые шпаты и кварц.

Плохая сортировка обломочного материала, наличие гравийных разностей с рассеянной галькой, эрозионное срезание песчаниками подстилающих пород из пачек переслаивания, крупная косая слоистость свидетельствуют об аллювиальном происхождении описанных пород. В конце формирования угленосного комплекса море далеко ушло за пределы описываемой территории и началось отложение континентальных преимущественно аллювиальных осадков, которое продолжалось в Вилюйской впадине и в верхнем меле. Наличие в составе галечникового материала обломков пород верхоянского комплекса и галек эффузивных пород, принесенных, по-видимому, из района Дисугджура, свидетельствуют о начале существенных поднятий Верхоянского хребта и сопредельных площадей, приуроченных в конце нижнемелового времени.

Крупнозернистые песчаники в батылхской свите встречены в разрезе Западной Градыги, где они представлены мощной (около 100 м) однородной пачкой крупнозернистых пород с примесью гравийного материала, выклинивающихся в довольно однообразные отложения средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, слагающих в основном разрез свиты. В нижней части пачки преобладают мелкозернистые породы, переходящие при движении вверх в среднезернистые и затем в крупнозернистые разности, обогащенные гравийным и мелкогалечниковым материалом. Характерным является иной минералогический состав пачки крупнозернистых песчаников. В составе пороодообразующих компонентов существенно уменьшается содержание кислых плагиоклазов и большая роль принадлежит кварцу. Часто встречаются кварцевые и кварцево-полевошпатовые агрегаты, полевые шпаты с пертитовой и антипертитовой структурой, кварц с микропойкилитовыми вростками полевого шпата. Изредка наблюдаются обломки кислых эффузивов и кремнистых сланцев.

Образование крупнозернистых песчаников связано, по-видимому, с подводными речными выносами. Крупнозернистый состав материала свидетельствует о том, что поднятия, имевшиеся во второй половине нижнего мела в областях сноса, спорадически проявлялись уже в конце формирования батылхской свиты.

Средне- и мелкозернистые песчаники

Средне- и мелкозернистые песчаники являются одним из наиболее распространенных типов пород угленосного комплекса. Они слагают большую часть межугольных пачек, разделяющих циклы. Мощность их колеблется от нескольких до десятков метров. Как правило, описывае-

мые песчаники имеют массивную однородную текстуру и крупную глыбово-плитчатую отдельность. В отдельных прослоях наблюдается горизонтальная или горизонтально-прерывистая слоистость; косослоистые разности исключительно редки. Слоистость обуславливается редкими и тонкими присыпками на плоскостях напластования пластинок слюды, тонкими пленками глинистого вещества и иногда измельченным растительным детритом. Изредка в песчаниках (главным образом в верхней части комплекса) встречаются линзовидные включения угля. Песчаники отличаются хорошей сортировкой обломочного материала, но окатанность его чаще всего невысока.

Среди среднезернистых песчаников преобладают породы с размером зерен 0,35—0,25 мм, среди мелкозернистых 0,20—0,10 мм. Преобладают в разрезе мелкозернистые разности.

По минералогическому составу обломочной части и характеру цемента (обусловленного как первичным составом обломочного материала, так и степенью измененности пород под воздействием процессов прогрессивного эпигенеза) песчаники чечумской (J₃) и сангарской (Сг₁) серий заметно отличаются друг от друга.

Песчаники чечумской серии имеют светлую, почти белую окраску. Для пород тынкычанской свиты в выветрелом состоянии характерны слабо-розовые тона, связанные с тем, что поверхность песчаников испещрена точечными охристыми включениями окисленного сидерита. Состав обломочной части пород тынкычанской и моольской свит несколько различен. Если для первой комплекс обломочных минералов сохраняется близким с породами нижележащей верхнебыканской свиты, то для второй характерно почти полное исчезновение обломков глинисто-кремнистых сланцев и мозаичных кварцево-полевошпатовых агрегатов, вместо которых появляются редкие раскристаллизованные обломки кислых эффузивов, увеличивается количество кислых плагиоклазов и микроклина, появляются включения пластинок хлорита и биотита. Последние особенно широко распространены в алевролитах. В песчаниках моольской свиты кварц составляет 35—40%, полевые шпаты 50—55%, хлорит и биотит около 5—7%, обломки пород 2—5%. В составе тяжелой фракции широкое распространение получает гранат, составляющий до 50—60% от общего состава тяжелой фракции (табл. XIV, 1, 2). Такое широкое распространение граната фиксируется в разрезе мезозоя и верхнего палеозоя Западного Верхоянья, впервые начиная с моольской свиты. По составу и характеру цемента песчаники моольской и тынкычанской свит довольно близки. Для них характерны следующие типы песчаников: 1) с кварцево-регенерационным цементом типа «припая»; 2) с гидрослюдистым цементом; 3) с кальцитовым цементом.

Иногда цемент имеет смешанный характер, и в породе одновременно присутствуют два, а иногда три перечисленных типа.

Песчаники с кварцево-регенерационным цементом типа «припая» характерны для тынкычанской и нижней части моольской свит. Обломочные зерна тесно сближены друг с другом и окружены регенерационными каемками. В отдельных участках еще хорошо заметна первично поровая структура цемента: обломочные зерна окружены гидрослюдистыми каемочками, а новообразованный кварц заполняет пору между обломочными зернами, но имеет уже оптическую ориентировку, одинаковую с одним из прилежащих зерен; чаще всего «припайвание» новообразованного кварца происходит в направлении оси «с» обломочного зерна (табл. XII, 1).

Песчаники с гидрослюдистым цементом отличаются обилием гидрослюдистого материала, облекающего обломочные зерна

в виде тонких высоко поляризующих каемочек. Поровые участки между тесно сближенными зернами бывают заполнены тем же гидрослюдистым материалом, образующим неправильно-лапчатые агрегаты, иногда кальцитом или кварцем. Песчаники с гидрослюдистым цементом наиболее характерны для тынкычанской свиты (табл. XII, 3).

Песчаники с кальцитовым цементом очень широко распространены в тынкычанской и особенно в моольской свитах. В песчаниках с кальцитовым цементом обломочные зерна также часто имеют регенерационную каемку, но обычно не соприкасаются. Промежутки между зернами заполнены кальцитом, энергично разъедающим полевые шпаты и в меньшей степени кварц. Кальцит имеет иногда агрегатную структуру, обусловленную одновременным погасанием кристаллов, составляющих цементирующую массу. Иногда цемент имеет пойкилитовый характер; кальцит образует крупные монокристаллы с ясной двойниковой штриховкой (табл. XII, 2).

Характерной особенностью песчаников тынкычанской свиты являются крупные вкрапленники (до 0,30—0,50 мм) ромбоэдрических кристаллов сидерита, образующих неправильной формы сростки, состоящие из нескольких индивидуумов. Кристаллы сидерита прозрачны и только по поверхности облечены пленкой гидроокислов железа. Вкрапленники сидерита придают песчаникам тынкычанской свиты характерный розоватый оттенок, позволяющий легко отличать эти отложения в поле. В песчаниках моольской свиты эти специфические сидеритовые агрегаты отсутствуют.

Песчаники сангарской серии имеют характерную зеленоватую окраску, обусловленную высоким содержанием в них эпидота и широким развитием хлоритового цемента. В разрезе преобладают мелкозернистые хорошо отсортированные песчаники; среднезернистые разности приурочены в основном к верхней половине комплекса. По составу песчаники могут быть отнесены к аркозовым. Основными обломочными компонентами являются кварц (45—35%), полевые шпаты (50—65%) и биотит (5—20%). Характерная особенность песчаников — очень высокое содержание полевых шпатов, а также акцессорных минералов — эпидота, цоизита, граната, иногда сфена, содержание которых часто не меньше 2—3% от общего состава обломочных компонентов породы (табл. XIV, 4). Кварц встречается в виде угловатых удлинённых зерен, трещиноватых, часто с волнистым угасанием. Полевые шпаты представлены главным образом кислыми плагиоклазами — альбитом и олигоклазом; в значительном количестве встречаются также калиевые полевые шпаты, среди которых много решетчатого микролина. Зерна полевых шпатов свежие, лишь изредка несколько пелитизированы и гидрослюдизированы, имеют удлинённую призматическую форму, совершенно неокатаны. Биотит составляет в некоторых песчаниках до 20% от общего состава обломочного материала (табл. XIV, 3). Пластинки биотита в песчаниках сангарской серии находятся на наиболее ранней стадии своего изменения. Кристаллическая форма минерала обычно сильно нарушена и изменена. Пластинки биотита, как правило, интенсивно деформированы: они разбухают, расщепляются на отдельные волокна, в ряде случаев причудливо изгибаются, окаймляя обломочные зерна полевых шпатов и кварца.

Деформация кристаллической структуры биотита сопровождается изменением его оптических свойств: биотит при этом несколько обесцвечивается и приобретает зеленовато-бурые тона, однако сохраняет еще обычную для биотита схему абсорбции. Светопреломление и дву-преломление минерала значительно понижаются: $N_g = 1,568 \pm 2$; $N_p = 1,556 \pm 2$; $N_g - N_p = 0,012$. В тех случаях, когда пластинки биотита

оказываются зажатými между кварцевыми и полевошпатовыми обломочными зернами, они сохраняют свою обычную кристаллическую структуру и имеют нормальные оптические свойства. Иногда наблюдаются в пределах одной пластинки переходы от неизменного биотита к сильно деформированному. На табл. XIII, 3 можно видеть пластинку биотита, часть которой, зажатая между зернами кварца и полевого шпата, сохраняет свою нормальную структуру и обычные оптические свойства. В более свободных участках между минеральными обломками биотит постепенно теряет свою кристалличность, и, наконец, в открытом поровом пространстве он превращается в сгусток разнообразно ориентированных обесцвеченных волокон и частично в буроватую аморфную массу, среди которой видны выделения опала.

Описанные изменения биотита связаны с его гидратизацией, сопровождающейся частичным выносом железа. Нарушение кристаллической структуры минерала подготавливает почву для его дальнейших изменений: аморфизации и расщепления на пакеты хлорита и гидрослюда или мусковита, наблюдающихся в более сильно измененных породах нижележащих свит (нижней юре, триасе и перми).

По характеру цемента выделяется три типа песчаников: 1) с хлоритовым, хлоритово-кремнистым или хлоритово-кварцевым цементом (табл. XII, 5); 2) с цеолитово-ломонтитовым цементом (табл. XII, 6); 3) с кальцитовым цементом. Цемент первых двух типов имеет примерно равное распространение; кальцитовый цемент встречается несколько реже.

Песчаники с хлоритовым, хлоритово-кремнистым (халцедоновым) и хлоритово-кальцитовым цементом объединяются в один вид, так как часто в одной и той же породе можно наблюдать все три разновидности. В случае хлоритовой цементации промежутки между обломочными зернами заполнены только светло-зеленым прозрачным хлоритом; структура цемента крустификационная. Иногда только краевая часть порового пространства, примыкающая к обломочным зернам, бывает заполнена типичным хлоритом; по мере же движения к центральным частям пор хлорит приобретает более бледную окраску и переходит в тонко-агрегатную массу, состоящую из взаимно перемежающихся чешуек хлорита и халцедона. В случае хлорито-кварцевого цемента хлорит облекает краевую часть пор, тогда как их центральная часть бывает заполнена прозрачным кварцем (табл. XII, 5).

Процесс образования этого типа цемента представляется нам следующим образом: формирование хлорита шло за счет видоизменения и перекристаллизации первичной массы глинистого цемента, состоящего из тонкого измельченного терригенного материала, чешуек железисто-магнезиальных слюд и глинистых минералов. Наиболее ранним образованием является хлорит, на образование которого «расходовался» весь запас железа и магния, находившихся в первичной глинистой массе. После формирования хлорита избыток SiO_2 выделялся в виде халцедона и кварца, заполнявших оставшиеся свободными промежутки между зернами породы.

Начальные этапы образования хлоритового цемента из первичной разнородной глинистой массы наблюдались в вышележащих песчаниках эксеняхской свиты, испытавших меньшие погружения и в меньшей степени подвергшихся воздействию повышенных давлений и температур.

Одновременно с хлоритом могут образоваться минералы группы гидрослюд. Например, в породах моольской свиты в алевrolитах, сильно обогащенных обломочным биотитом, наблюдалось одновременное присутствие хлорита и гидрослюда. Образование того или иного мине-

рала обуславливается составом первичной глинистой массы. Большое количество разрушающегося биотита обеспечивает присутствие в породе железа и магния, которые и идут на формирование хлорита (Косовская и Шутов, 1956₃).

В песчаниках с цеолитовым цементом (табл. XIII, 1) цеолит выполняет поровые пространства пород, интенсивно разъедая и замещая ряд обломочных минералов. Участками цемент имеет пойкилитовую структуру.

Цеолит представлен минералом со следующими оптическими константами: $N_g=1,510$; $N_p=1,499$; $N_g-N_p=0,011$; $2V$ — малый отрицательный; удлинение положительное. Минерал обладает совершенной спайностью под углом 90° ; иногда наблюдаются двойники. Желатинирует с соляной кислотой.

Описанный минерал по своим свойствам приближается к группе ломонтита ($\text{CaAl}_2\text{O}_3\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$). Всем другим цеолитам присущи меньшее светопреломление или больший $2V$. Однако наш минерал отличается несколько пониженным светопреломлением по сравнению с теми данными, которые приводит для ломонтита Винчелл: $N_g=1,525$; $N_p=1,513$; Ларсен и Берман: $N_g=1,517$; $N_p=1,505$.

Обычно наряду с цеолитом в породах присутствует и хлорит, образующий каемочки шириной от 0,01 до 0,04 мм, облекающие все обломочные зерна. Цеолит интенсивно разъедает полевые шпаты и ряд акцессорных минералов: роговую обманку, биотит, эпидот. Зерна полевых шпатов замещаются цеолитом в своих периферических частях, или же цеолит проникает в тело зерна линейными участками по трещинкам спайности и неправильными извилистыми бухточками. Часто на хлоритовой каемке, оконтуривающей терригенные зерна, образуется вторая, внутренняя, иногда прерывистая каемка цеолитового минерала. В некоторых случаях зерна полевых шпатов полностью замещаются цеолитом.

Разъедание и замещение роговой обманки ломонтитом имеет такой же характер, как и в породах вышележащего горизонта, где замещающим минералом является кальцит. Не менее интенсивно разъедается и замещается цеолитом биотит. Он расщепляется при этом по плоскостям спайности на ряд несколько гидратизированных и деформированных пластинок, промежутки между которыми бывают заполнены ломонтином. Интересно отметить, что ломонтиновый цемент в составе песчаников имеет исключительно широкое распространение в пределах всего Приверхожья, начиная от Западной Градыги (а возможно, и более восточных районов, по которым нет еще в настоящее время материала) до районов Булуна, т. е. на расстоянии свыше 1000 км. На этом же расстоянии выдерживается специфический петрографический характер обломочной части песчаников. Нужно думать, что при дальнейших исследованиях будет установлено еще более широкое площадное распространение характерной ассоциации как обломочных, так и аутигенных минералов нижнемеловых отложений. Так, например, характерный эпидотовый комплекс минералов и присутствие ломонтинового цемента были обнаружены нами при просмотре образцов нижнемеловых пород из южных районов Алданского щита — оз. Токо (коллекция В. И. Гольдберга) и Т. А. Ишиной из верхней части угленосных отложений районов Чульмана.

В песчаниках с кальцитовым цементом кальцит обычно прекрасно раскристаллизован. Так же как в вышележащих отложениях, кальцит интенсивно разъедает все обломочные зерна. Биотит часто оказывается совершенно замещенным кальцитом, причем контуры пластинки с характерной волнистой штриховатостью сохраняются

в карбонатной массе. От зерен полевых шпатов обычно остаются отдельные разобщенные реликты.

Терригенный гранат, встречающийся в песчаниках в незначительном количестве, также разъедается кальцитом. Иногда зерна граната бывают как бы растресканы и разделены на множество мелких частей. Трещинки, нарушающие целостность зерна, иногда бывают настолько тонки, что в этом случае заполняющий их минерал неопределим.

Мелко- и среднезернистые песчаники, слагающие межугольные пачки верхнеюрских и нижней половины нижнемеловых отложений, представляют морские образования, возможно, осадки морских течений, формировавшиеся в относительном удалении от береговой линии. Характерными особенностями, свидетельствующими об их морском происхождении, являются однородные массивные текстуры, прекрасная сортировка обломочного материала, отсутствие или чрезвычайно небольшая примесь первичного глинистого цемента, широкое распространение кальцитового цемента и отсутствие растительных остатков. В последнее время среди пород верхнеюрского угленосного комплекса Лямпески была найдена морская фауна ауцелл (устное сообщение З. В. Кошелкиной). В верхней части угленосного комплекса описываемые типы песчаников сменяются прибрежно-континентальными и затем континентальными.

Алевролиты

Алевролиты играют доминирующую роль в средней части комплекса, принимая значительное участие в строении моольской и нижней части батылхской свит. Крупнозернистые алевролиты связаны постепенным переходом с мелкозернистыми песчаниками. Нередко эти породы вместе с глинистыми алевролитами образуют пачки тонкого флишоидного переслаивания с мощностью отдельных слоев 0,05—0,20 м. Породы обладают горизонтальной, косоволнистой или перекрестной мульдобразной слоистостью. Мелкозернистые песчаники окрашены в серый, темно-серый, иногда зеленоватый цвет, алевролиты имеют более темную окраску от серого до темно-серого или черного цвета, очень крепкие, с плитчатой, узловатой или массивной текстурой. Породы сильно известковисты прослоями, обогащены обуглившимися растительными остатками, на плоскостях напластования иногда имеют волноприбойные знаки. Состав обломочного материала тот же, что и в песчаниках межугольных пачек, но в алевролитах содержание биотита и хлорита возрастает до 15—25%. Обломочный материал как в песчаных, так и в алевролитовых породах хорошо отсортирован; размер зерен в песчаниках 0,20—0,15 мм; в крупнозернистых алевролитах 0,10—0,05 мм, в мелкозернистых 0,06—0,03 мм.

По характеру цемента выделяются следующие типы пород.

Мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты с кальцитовым цементом наиболее широко распространены в разрезе. Сильная известковистость всех пород является характерной особенностью приверхоянского разреза. Чаще всего встречаются песчаники и алевролиты с базальным цементом. Цементирующий кальцит имеет обычно мелкозернистую поликристаллическую и реже пойкилитовую структуру. Кальцит интенсивно корродирует все обломочные зерна. Особенно интенсивно разъедаются плагиоклазы. Несколько меньшим распространением пользуются песчаники с кальциново-поровым цементом, которые представляют собой как бы промежуточный тип между породами с базальным кальцитовым цементом и нижеописанным типом пород с контактно-регенерационной цементацией.

Крупнозернистые алевролиты с «мозаичным» регенерационным цементом отличаются прекрасной сортировкой обломочного материала. Регенерационное разрастание одинаковых по размеру зерен (0,20—0,15 или 0,10—0,01 мм) и их спайка друг с другом придает породам характерную «мозаичную» структуру. Иногда отдельные поры в породах бывают заполнены кальцитом. В мелкозернистых песчаниках и алевролитах верхней части комплекса в большом количестве присутствуют крупные пластинки хлоритизированного, разбухшего вследствие гидратизации биотита. Разбухший аморфизированный биотит проникает между обломочными зернами, облекает их и участками цементирует породы.

Мелкозернистые глинистые алевролиты связаны постепенным переходом, с одной стороны, с крупнозернистыми алевролитами, с другой — с аргиллитами. Породы имеют темно-серую или черную окраску, отличаются значительной уплотненностью и имеют плитчатые или конкрециевидно-узловатые текстуры. На 60—70% алевролиты состоят из обломочных минералов: кварца, полевых шпатов и слюд, погруженных в хлорито-кремнистую массу цемента, составляющую остальную часть породы. Обломочный материал хорошо отсортирован; преобладающий размер зерен 0,03—0,06 мм. Все обломки сильно изъедены хлоритом. Биотит содержится в значительно большем количестве, чем в песчаных и крупноалевролитовых породах, и сильно изменен. Разбухшие, расщепленные волокна и сгустки измененного биотита сливаются с хлорито-кремнистой массой цементирующего вещества. В значительном количестве встречается кальцит, присутствующий в виде рассеянных лепешкообразных включений, хорошо ограненных ромбоэдров или неправильно-лапчатых образований, цементирующих зерна.

Часто и в большом количестве встречаются углистые примазки, пятна и прожилки бурого органического вещества. Специфической особенностью алевролитов тынкычанской свиты являются «сгустки» темного тонко-агрегатного сидерита неправильно-удлиненной формы, располагающиеся вместе с углистым детритом по плоскостям напластования породы и подчеркивающие ее слоистую текстуру.

Глинистые породы представлены исключительно аргиллитами, окращенными в темные тона — темно-серый, зеленовато-серый, черный. Породы имеют массивное, комковатое или плитчатое строение; в воде не размокают. Причины темной окраски аргиллитов в геосинклинальной зоне и светлой окраски глин на платформе пока недостаточно ясны. Вероятно, причиной темной окраски является чрезвычайно тонкораспыленное в глинистой массе органическое вещество, не разрушившееся в период диагенеза вследствие более быстрого захоронения осадка. Среди аргиллитов встречаются как алевроитовые, так и тонко-отмученные разновидности.

Аргиллиты представляют тонкочешуйчатую массу, состоящую из изотропного низкорефракционного халцедонового вещества, перемежающегося с тонкоиглычатым глинистым минералом зеленоватого цвета, поляризующим в желтовато-серых тонах. Одинаковая оптическая ориентировка чешуек приводит к одновременному угасанию значительных участков породы. Размер чешуек глинистого минерала достигает иногда 0,01—0,005 мм. Прослоями аргиллиты бывают обогащены алевроитовым материалом с многочисленными пластинками измененного биотита и прожилками органики. Иногда в аргиллитах встречаются линзовидные участки, в которых глинистое вещество пронизано тонкодисперсным сидеритом.

Минералогический состав аргиллитов довольно однообразен и в

общем близко напоминает состав глинистых пород нижележащего морского комплекса. Основными составляющими компонентами являются минералы гидробиотит-хлоритовой группы.

Химический состав аргиллитов отличается высоким, но колеблющимся в больших пределах содержанием окисного и закисного железа (Fe_2O_3 6,27—0,33%; FeO — 9,55—5,29) и магнезия (MgO 7,40—3,05%) и несколько пониженным содержанием SiO_2 (47,08—42,60%). Содержание K_2O непостоянно и меняется от 3,53 до 1,57%; также непостоянно содержание межслоевой воды (H_2O 6,84—2,46%), что видно из табл. 17. Кривые нагревания имеют маловыразительный характер; на

Таблица 17

Химический состав аргиллитов угленосного комплекса
Приверхоянья, фракция <0,001 мм (в %)

Компоненты	Номер образца					
	518	530	650	659	915	897
SiO_2	42,60	47,08	43,76	46,68	43,24	42,94
Al_2O_3	19,02	19,88	23,33	21,69	20,91	24,64
Fe_2O_3	6,27	5,07	4,61	4,39	0,33	1,48
FeO	7,79	6,61	6,78	5,29	9,55	7,34
TiO_2	1,60	1,00	1,00	0,90	1,20	2,00
CaO	0,72	0,60	0,88	0,98	0,60	0,62
MgO	7,40	5,79	6,01	5,19	6,66	3,05
S	—	—	0,03	0,08	0,07	0,06
K_2O	1,37	3,53	3,48	3,21	1,90	2,37
Na_2O	1,35	1,96	1,61	1,09	1,28	0,88
H_2O^-	4,76	2,46	3,40	6,84	5,40	4,52
H_2O^+	7,44	4,68	5,78	5,93	5,62	7,27
C	0,47	0,22	0,30	—	2,75	2,52
CO_2	—	—	—	—	—	0,02
Сумма			99,65		99,41	99,71

них слабо намечены две эндотермические остановки, связанные с выделением межслоевой и гидроксильной воды (75—100 и 580—600°) и экзотермический подъем при 920—950°. На рентгенограммах фиксируются характерные линии гидробиотита и хлорита (11—10; 7; 2; 3; 6 кх).

Характерно, что резких отличий минералогического состава подугольных аргиллитов и аргиллитов межугольных пачек не наблюдается. Аргиллиты каолинитового или каолиново-гидрослюдистого состава отсутствуют.

Причины столь резкого отличия состава аргиллитов Приверхоянья от глиняной платформенной области еще недостаточно ясны и требуют проведения дополнительных исследований. Определенными факторами, по-видимому, были: 1) фациальная обстановка, характеризующаяся преобладанием более морских условий, неблагоприятных для глубокой переработки первичного глинистого вещества и превращение его в каолинитоподобные минералы; 2) большая скорость погружения, при которой осадок быстрее выходил за пределы зоны диагенеза, также подвергаясь вследствие этого менее интенсивной переработке; 3) воздействие повышенных температур и давлений в процессе эпигенеза, обусловленных глубокими погружениями пород. Следствием являлось преимущественное формирование хлорита и гидрослюда, минералов типич-

ных для аргиллитов и сланцев всего мезо-палеозойского разреза геосинклинальной области.

Углистые алевритовые аргиллиты залегают обычно в подошве и иногда в кровле угольных пластов. Породы окрашены в темно-серый или черный цвет. В подошве угольных пластов обладают характерной комковатой текстурой, образовавшейся при переработке осадков корнями растений. В нижележащих алевролитах и аргиллитах часто встречаются корневые остатки и нередко обильные растительные отпечатки.

Угли

Изучение углей является специальной задачей. Краткая характеристика их дана по литературным материалам (Маландин, 1956; Мокринский, 1956; Игнатченко, 1955).

В платформенной области (Кильдямское и Кангаласское месторождения) развиты бурые угли. По данным Н. И. Игнатченко, выделяются следующие типы: полублестящие угли, полуматовые и матовые. Первая группа имеет подчиненное значение, встречаясь в виде отдельных пачек в пластах сложного строения.

В геосинклинальной области (Чечумское, Сангарское месторождения) развиты каменные угли. В Чечумском месторождении Н. И. Игнатченко и М. М. Маландиным выделяются следующие типы: блестящие угли, преимущественно клареновые (встречаются редко); полублестящие угли однородные (клареновые); полублестящие угли, тонкополосчатые неоднородные; матовые угли, плотные.

Исходным материалом для углей служат стеблевые элементы, подвергшиеся процессам гелефикации и реже фюзенизации. Степень углефикации — средняя и низкая. Характерна отчетливая зональность в распределении различных типов углей по разрезу (правило Хильдта).

Комплекс аллювиальных каолинизированных песков

Строение комплекса

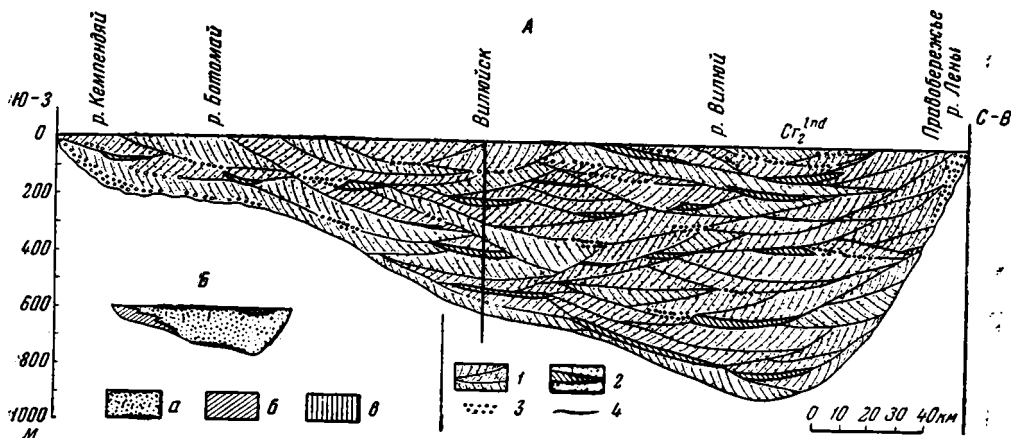
Описываемый комплекс охватывает осадки верхов нижнего мела и весь верхний мел; стратиграфический объем его соответствует вилюйской серии, включающей отложения хатырыкской ($Сг_1^{alb}$), тимердахской ($Сг_2^1$) и линденской ($Сг_2^2$) свит.

Формирование комплекса происходило в период интенсивной горообразовательной деятельности в Верхояно-Колымской складчатой области и полного обособления Верхоянского хребта. Общие воздымания в области Верхоянья вызвали перемещение зоны максимальных погружений на запад в пределы собственно Вилюйской впадины, главным образом, ее центральных участков.

Накоплению осадков комплекса предшествовали, по-видимому, кратковременные поднятия и на самой территории впадины, сменившиеся вскоре интенсивными дифференциальными погружениями, обусловившими распад единой области прогибания на ряд мульд, характеризующихся наибольшими мощностями верхнемеловых осадков (Вахрамеев, Пушаровский, 1954). Нижняя граница комплекса четко определяется по резкому изменению литологического характера и минералогического состава пород.

Комплекс представлен белыми каолинизированными косослоистыми песками и рыхлыми песчаниками с редкими подчиненными прослоями галечников, алевролитов и пластичных глин. В нижней части встречаются единичные тонкие прослои углей, сменяющихся в верхах

лигнитами. В основании комплекса иногда встречаются конгломераты (район Кемпендяя; Чумаков, 1958), скопления галечникового материала, а в скважине у сел. Намцы своеобразная туфогенная порода, состоящая из разновеликих обломков разрушенных эффузивов, погруженных в слабо раскристаллизованную базисную массу.



Фиг. 24. Схематический разрез песчаного регрессивного комплекса верхнего мела (А.) (тимердякская и линденская свиты)

1 — песчаники; 2 — линзы алевролитов; 3 — конгломераты; 4 — лигниты, угли

Б. Терригенно-минералогические провинции

а — ильменито-гранато-цирконовая ассоциация; б — дистено-ставролитовая ассоциация;

в — ильменито-цирконовая (безгранатовая) ассоциация

Максимальная песчанистость характерна для отложений, развитых в юго-западной части впадины, в пределах зоны кемпендяйских дислокаций. При движении к центральному частям впадины наблюдается некоторое возрастание роли алевролитово-глинистых пород, составляющих в разрезе вилюйской скважины около 20%.

Характерной особенностью пород описываемого комплекса является резкое изменение минералогического состава. Аркозовые песчаники сангарской серии уступают место кварцево-полевошпатовым, а иногда и кварцевым пескам с типичной устойчивой ассоциацией акцессорных минералов (ильменит, гранат, циркон, дистен). В. И. Муравьевым установлено, что резкая смена минералогического состава связана как с изменением источников сноса, так и с интенсивным разложением неустойчивых компонентов, приведшим к обогащению минеральной ассоциации устойчивыми минералами. Следует отметить, что при движении вверх по разрезу возрастает степень каолинизованности пород (достигающая максимума в линденской свите) и обедняется их состав за счет сохранения лишь самых устойчивых минералов.

Наибольшие мощности комплекса составляют 800—1000 м и приурочены к центральному участкам с наиболее полным стратиграфическим объемом осадков (Линденская мульда и район нижнего течения р. Вилюй) (фиг. 24).

В фациальном отношении осадки описываемого комплекса, как показывает его название, представляют аллювиальные, главным образом, аллювиально-русловые накопления рек, протекавших по Вилюйской равнине. Угленосные фации оттесняются далеко на север, в район нижнего течения Лены и Хатангской впадины, как бы следуя за отступившим на север морем.

Описание типов пород

Конгломераты

Конгломераты присутствуют в виде изолированных маломощных линз и цепочковидных прослоев в песчаных толщах и лишь в районе Кемпендяйских дислокаций слагают базальную часть разреза, образуя пласты до 1—2 м. Описаны эти конгломераты Н. М. Чумаковым. Породы представлены средне- и мелкогалечниковыми разностями. В составе галек преобладают кварциты и кварц, в меньших количествах содержатся гальки кремней, выветрелых кислых эффузивов и их туфов, а также сланцев. Отмечены неокатанные глыбы местных подстилающих пород, в которых была обнаружена пресноводная фауна нижнего мела. Цементом служат железистые, каолиновые или каолиново-опаловидные песчаники. Близость состава конгломератов к конгломератам нижнего трансгрессивного комплекса, а также присутствие в них обломков более молодых образований юры и мела свидетельствуют об их формировании за счет перемыва нижележащих отложений. Поднятию и размыву отложений нижних горизонтов мезозоя, несомненно, способствовало развитие соляных куполов, происходившее в течение длительного периода времени. В центральных районах впадины конгломераты в основании комплекса отсутствуют и наблюдается лишь некоторое обогащение базальных песчаников редкой рассеянной галькой. Наибольшее количество прослоев конгломерата приурочено к средним частям разреза.

Галька конгломератов средне и хорошо окатана. В ее составе преобладают песчаники как местного происхождения, так и кварцитовидные, широко развитые в пределах Верхоянья. В значительных количествах содержатся кварц, кварциты, а в ряде случаев в ожелезненных песчаниках тимердяхской свиты галька и даже валуны окатанных сидеритов. Часто конгломераты бывают переполнены глинистой галькой, состоящей из окатанных кусков местных алевролитово-глинистых пород и иногда углей. В значительно меньших количествах присутствуют гальки кислых эффузивов и кремней. Гальки эффузивов, как правило, сильно изменены; кварцевые порфиры превращены в рыхлую каолиновую массу с вкраплениями зерен кварца.

Обилие гальки местных пород и пород верхоянского комплекса (кварцитовидные песчаники байлыкской серии, галька сидерита, вымытая, видимо, из пород сангарской серии) свидетельствует о формировании конгломератов как за счет перемыва местных пород, так и за счет поступления обломочного материала с приподнятых уже в это время Верхоянских гор.

Конгломераты северо-восточных районов впадины (Линдя и Лена) отличаются возрастом роли галек верхоянских пород. Кроме того, в значительных количествах встречаются гальки кварцевых порфиров, отдельные гальки гранитов, гранит-порфиров, трахитов, фельзитов, биотитовых порфиритов, спиллитов, известняков, глинистых сланцев и мергелей.

Характер цемента конгломератов постоянный и представлен как песчаным, так и песчано-железистым материалом.

Песчаники

Песчаные породы играют основную роль в строении комплекса. Подавляющая часть песчаников характеризуется крупной однонаправленной прямолинейной косо́й слоистостью, ориентированной в западных румбах. Косая слоистость подчеркивается различной зернистостью

пород, а иногда различиями в характере цемента. В толщах с многократно повторяющимися однонаправленными сериями каждая серия имеет клиновидную форму, обусловленную срезанием кровли под разными углами другими косо наслоенными сериями. Срезание нижележащих пластов косослоистыми сериями в большинстве случаев происходит с увеличением глубины врезания передней частью срезающей серии. (Передняя часть серии определяется по направлению ее движения, т. е. по направлению наклона слойков). Таким образом, в наборе однонаправленных серий отмечается заметный наклон серийных швов в сторону наклона слойков. Массивные неслоистые песчаники почти не встречаются. Преобладают среднезернистые разности. Ввиду близости состава средне- и мелкозернистых песчаников дается их совместное описание.

По характеру цемента выделяются следующие нижеописанные типы.

Песчаники с глинистым цементом являются наиболее распространенным типом. В составе обломочной части преобладает кварц (45—80%), калиевые полевые шпаты содержатся в значительных количествах (от 17 до 50%; в среднем 25—30%). Кислых плагиоклазов немного (0—4%); обломков пород до 5%; средние и основные плагиоклазы отсутствуют полностью. Основными компонентами тяжелой фракции являются ильменит, гранат, циркон, дистен, ставролит и др.

В глинистой массе цемента преобладают каолинит и сильно гидратизированные слюды. Можно наблюдать все переходы от слабо гидратизированного биотита до чистого каолинита (табл. XIII, 4).

Гидратизация слюд, происходящая с резким увеличением объема, сопровождается понижением двупреломления. В шлифах отчетливо видно расщепление пластинок слюды или набухание их. Как обычно, гидратация и обесцвечивание затрагивает в первую очередь те участки пластинок слюды, которые имеют возможность более или менее свободного увеличения объема.

Процессы каолинизации затрагивают не только гидрослюды. Зерна полевых шпатов испещрены мельчайшими точечными включениями каолинита, которые располагаются по трещинам спайности, захватывая не только непосредственно прилегающие к трещинкам участки, но и достаточно широкие зоны, параллельные трещинкам. В плоскости среза зерен полевых шпатов (в шлифах) наблюдаются сложные фигуры, выполненные каолином; конфигурация их подчинена системе спайности полевых шпатов.

В сильно каолинизированных песчаниках линденской свиты не сохраняются даже реликты гидрослюд; в шлифах можно наблюдать в цементе песчаников вермикулитоподобные образования каолинита, в несколько раз превышающие размеры окружающих зерен кварца. Формирование их на месте не вызывает сомнений.

Песчаники с опаловым цементом (табл. XIII, 3) не образуют пластов или пластообразных тел, а бывают включены отдельными крупными штоками в толщу рыхлых песчаников с каолиновым цементом. Выделения опала в цементе обычно ассоциируют с новообразованными вермикулитоподобными зернами каолинита, как бы впаянными в опал (табл. XIII, 5).

Присутствующие в породах деформированные гидрослюдистые листочки огибают жесткие обломочные зерна, при этом набухшее вещество гидрослюды внедряется во все прилегающие пустоты. Жесткие зерна (кварц, полевые шпаты и т. д.) представляют тот каркас, которому подчинены все изменения конфигурации гидрослюды. В то же время опал скрепляет всю породу, и все, как жесткие, так и сравнительно ме-

нее прочные зерна оказываются как бы впаянными в опаловую массу цемента. Такие структурные взаимоотношения опала и гидрослюд свидетельствуют о первоначальной гидратизации слюд и лишь о последующей цементации пород опалом. Последующей раскристаллизации опала в цементе не обнаруживается, он сохраняется в виде оптически изотропной массы.

Показатель преломления опала, цементирующего породы, колеблется от 1,460 до 1,477. Пигментирующее вещество, содержащееся в опале, придает ему обычно различные оттенки желтого цвета; нередко опал в цементе бесцветен.

В песчаниках с каолиново-опаловым цементом обнаружены редкие скопления новообразованных кристаллов рутила, встреченных в виде друзовидных сростков на лейкоксеновых суглинках. Последние в свою очередь тяготеют к разложенным зернам биотита. Иголочки рутила наблюдаются также в виде изолированных идиоморфных кристаллов, расположенных внутри порового пространства в участках, непосредственно прилегающих к лейкоксеновому густку.

Песчаники с железистым цементом образуют пласты мощностью до 5—6 м и приурочены к верхней половине тимердяхской свиты. Во всех случаях гидроокислы железа присутствуют в породе одновременно с глинистым веществом и являются, скорее, пигментирующей частью цемента. Существенное изменение структуры и плотности песчаников, вызванное наличием больших количеств железистого цемента, отмечено лишь в редких случаях. Присутствующие в железистых песчаниках многочисленные окатанные обломки сидерита могут указывать на первичную сидеритовую природу железного вещества в цементе. Окисление сидерита и частичное перераспределение гидроокислов железа внутри пород привело к заполнению порового пространства пород гидроокислами железа и образованию плотных песчаников с поровым и порово-пленочным железистым цементом. Гидроокислы железа рассеяны во всем поровом пространстве в виде колломорфной массы. Они образуют железистую рубашку на обломочных зернах, окрашивают тонкодисперсную глинистую массу цемента и даже крупные зерна гидрослюда и каолинита. Последний приобретает слабый плеохроизм в бурых тонах. Однако при обработке горячей соляной кислотой растертого образца и удалении гидроокислов железа оставшийся каолиновый материал не обнаруживает каких-либо изменений в химическом составе; содержание Fe_2O_3 в таких каолинах (обр. 78/50) не превышает количеств, содержащихся в однотипных нежелезистых песчаниках (обр. 54/52, табл. 18).

На кривой нагревания глинистой части обр. 78/50 отчетливо фиксируется эндотермическая

Таблица 18

Химический состав глинистой фракции песчаников

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O-	H ₂ O+	Сумма	
												99,48	98,33
78/50	59,00	0,55	23,32	1,84	1,82	0,84	0,52	0,48	0,26	1,94	8,91	99,48	
54/52	50,12	1,15	29,01	1,97	1,33	0,44	0,54	0,84	0,08	3,33	9,52	98,33	

остановка при 580° и экзотермический эффект при 980° . Показатель преломления ориентированных агрегатов, замеренный на базе, показал: $Nm = 1,565 \pm 0,002$. Для образца 54/52 $Nm = 1,564 \pm 0,002$. Таким образом, не отмечается какого-либо насыщения решетки каолинита железом, а появление плеохроизма и увеличение показателя преломления окрашенных гидроокислами железа каолинитов следует относить за счет упорядоченной ориентировки коллоидных частиц Fe_2O_3 , адсорбированных каолином.

Алевролитово-глинистые породы

Алевролитово-глинистые породы залегают в песчаной толще верхнего мела в виде разрозненных линз сравнительно небольшой мощности (не более 3—4 м). Протяженность линз измеряется несколькими сотнями метров, а иногда достигает 1 км и более. Обычно алевролитово-глинистые линзы бывают размыты или оборваны врезанными косослоистыми песчаными сериями руслового типа. Сложены алевролитово-глинистые линзы тонкозернистыми породами, частая перемежаемость которых обуславливает их тонкополосчатую структуру. Отдельные миллиметровые прослой хорошо отмученных глин чередуются с такими же по мощности ленточками или присыпками алевритового материала, обычно резко обогащенного слюдами. Гранулометрия таких тонкослоистых пород отражает лишь суммарный состав пакетов чередования.

В периферических участках линз отмечается некоторое погрубение материала и изменение тонкополосчатой текстуры алевролитов на прерывисто-волнистую, косослоистую и даже комковатую. Волнистый характер слоистости бывает обусловлен включениями между слойками тонкого материала мельчайших линзочек мелкозернистого песка или крупнозернистого алеврита.

Изучение шлифов алевролитово-глинистых пород позволяет наблюдать тонкое ритмичное чередование глинистых и алевролитовых прослоев. Глинистые прослой сложены тонкочешуйчатой массой с беспорядочной ориентировкой отдельных частиц. Алевролитовые прослой подчеркиваются вытянутыми по слоистости тончайшими листочками гидрослюд или органического материала. Более значительные прослой алевролитов образованы скоплениями неокатанных, преимущественно кварцевых зерен, сцементированных тонкодисперсным каолиновым материалом. В цементе алевролитов почти отсутствуют чешуйки гидрослюд с высоким двупреломлением. В то же время в глинистых прослоях отмечаются многочисленные пластинки почти не деформированных и ясно плеохроирующих гидрослюд с высоким двупреломлением. Глинистое вещество в породах линденской свиты представлено исключительно каолиновым материалом.

В ряде случаев отмечаются плотные алевролиты, в цементе которых довольно существенную роль играет опал. Алевролитов с собственно опаловым цементом не наблюдалось, опаловая масса включает существенную примесь тонкодисперсного глинисто-слюдистого материала.

Лигниты

Лигниты образуют в верхнемеловых отложениях пластовые тела, залегающие, как правило, вне связи с озерными отложениями. Лигниты представлены сгруженными окатанными обломками древесины, среди которых встречаются довольно крупные фрагменты (до 8—10 м).

Наряду с древесными лигнитами встречаются лигниты, образованные торфоподобной массой, состоящей из спутанных волокнистых растительных остатков, близких по характеру современным торфам, но с большой примесью минеральных частиц. Вне зависимости от размера отдельных фрагментов, слагающих лигниты, они легко расщепляются на отдельные составляющие их части. Даже слабой гелефикации растительной ткани не наблюдается. В массе лигнитов часто встречаются отдельные зерна светло-желтого янтаря размером до 1—1,5 м.

Помимо лигнитов, в песчаных отложениях верхнего мела часто встречаются стволы и обломки слабо обуглившейся древесины. Обычно такие обломки залегают в местных карманах размыва и бывают сопряжены с гнездами галечников или глыбами неокатанных местных пород.

ИСТОРИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ВИЛЮЙСКОЙ ВПАДИНЕ И ВЕРХОЯНЬЕ В ВЕРХНЕМ ПАЛЕОЗОЕ И МЕЗОЗОЕ

История осадконакопления в Верхоянской геосинклинали и прилегающих участках Сибирской платформы рассматривается нами, начиная с нижнепермского времени, т. е. с момента начала формирования мощного триггенного верхоянского комплекса.

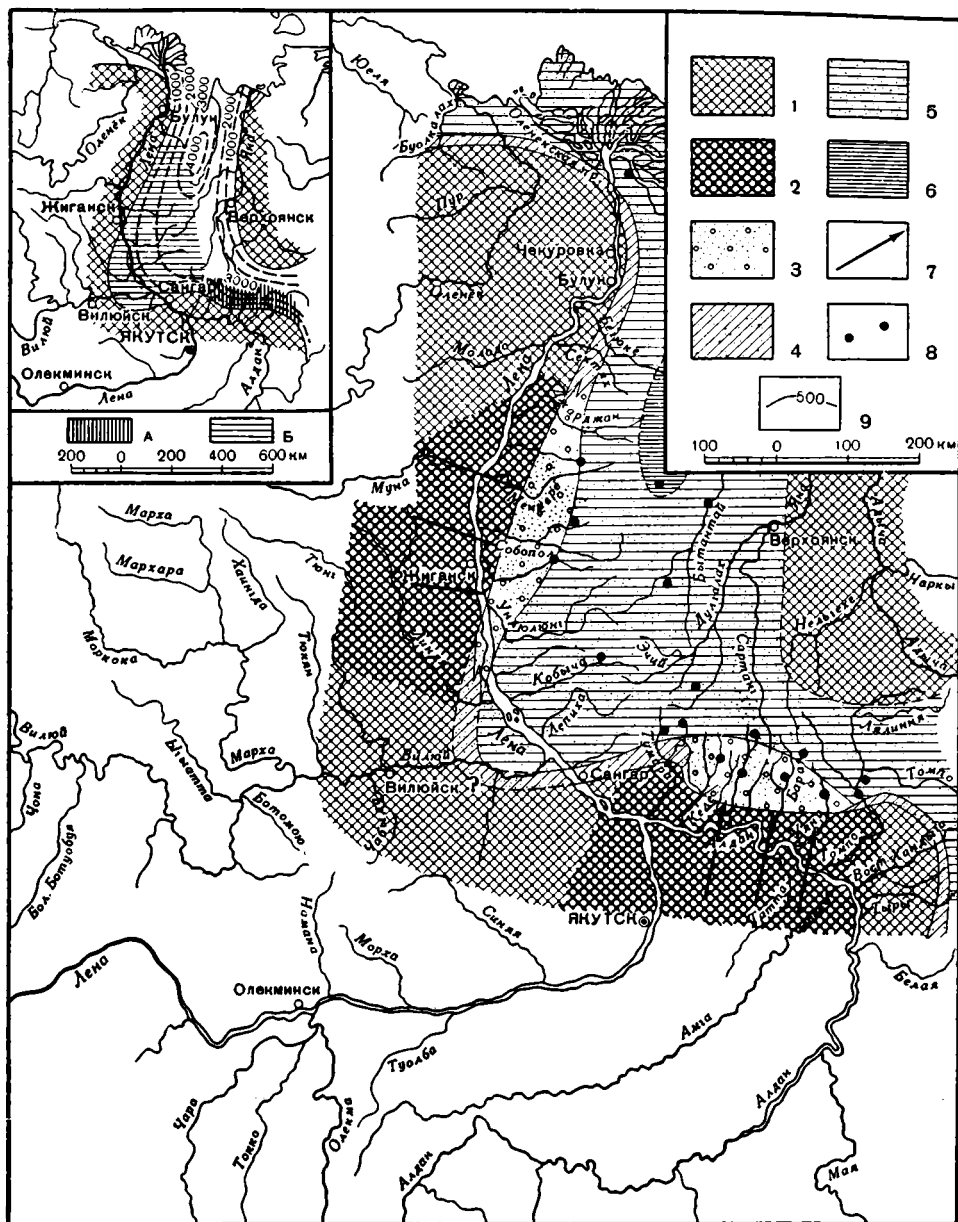
Как уже отмечалось выше, период, охватывающий время от нижней перми до мела включительно, разделяется на два крупных геотектонических и седиментационных цикла: верхнепалеозойский ($P_1—T_1$) и мезозойский ($T_3—Cg_2$), разделенные региональным перерывом, падающим на средний триас. Каждый цикл разбивается на ряд литологических комплексов (формаций), характеризующих определенные этапы развития цикла. Выше были описаны характерные типы пород, присущие каждому комплексу, и рассмотрены условия их образования.

В настоящей главе разбираются палеогеографические и фациальные обстановки в период накопления осадков отдельных комплексов, что позволяет восстановить историю осадконакопления в Вилюйской впадине и Западном Верхоянье в течение верхнего палеозоя и мезозоя.

НИЖНЕПЕРМСКАЯ ЭПОХА

Время накопления нижнего песчано-сланцевого комплекса (толчанская серия — кыгылтасская свита)

Во время накопления нижнего песчано-сланцевого комплекса нижней перми Верхоянье представляло краевую зону обширного морского бассейна (фиг. 25), простиравшегося далеко на восток и окаймленного с запада пологими берегами восточно-сибирской суши. Западная граница морского бассейна проходила восточнее нижнего течения Лены и Алдана, заходя, возможно, в районе устья Вилюя в область Лено-Вилюйской впадины. Отложение осадков нижнего песчано-сланцевого комплекса происходило во время развития нижнепермской трансгрессии. Однако это развитие не было непрерывным и осложнялось рядом более мелких трансгрессивных и регрессивных волн. История формирования нижнего песчано-сланцевого комплекса разделяется в общем на два этапа, соответствующие накоплению осадков толчанской серии и кыгылтасской свиты.



Фиг. 25. Схема распределения фаций в нижнепермском бассейне к концу кыгылтасского времени.

1 — слаборасчлененные пониженные участки суши; 2 — расчлененные приподнятые участки суши; 3 — подводные выносы рек и дельты, песчано-алевролитовые осадки с примесью гравийного и галечникового материала; 4 — прибрежно-морские, преимущественно песчано-алевролитовые осадки; 5 — морские, преимущественно глинисто-алевролитовые осадки относительно удаленных участков моря; 6 — морские, преимущественно глинистые осадки центральных участков моря; 7 — основные направления поступления обломочного материала; 8 — точки наблюдения; 9 — изолинии мощностей песчано-сланцевого комплекса

Терригенно-минералогические провинции

А — эпидото-ционито-гранатовая с ортитом; Б — лейкоксито-цирконо-турмалиновая с апатитом

В толчанское время почти по всей территории Верхоянья накапливались тонкие глинистые осадки, трансгрессивно перекрывшие отложения различных горизонтов нижнего и среднего палеозоя. Интересно отметить, что наступление моря не сопровождалось формированием базальных конгломератов, что говорит о пологом сnivelированном рельефе затоплявшихся участков суши.

В конце толчанского времени наступает кратковременная регрессия, выражающаяся в усилении привноса обломочного материала в бассейн, вследствие чего вдоль границы широтного участка (реки Нера, Барая) периодически появляется полоса прибрежных песков фаций пересыпей, кос и баров. Иногда в прибрежной полосе возникали лагунные обстановки, отмеченные появлением тонких глинистых пород с растительными отпечатками хорошей сохранности, переходящих в ряде случаев в углисто-глинистые сланцы.

В кыгылтасское время область распространения моря вновь расширяется. Накапливаются песчано-алевролитово-глинистые осадки. Характерно появление груборитмичного строения толщи, обусловленного периодическим изменением режима прогибаний и поступления обломочного материала. Возрастающая роль песчаных осадков свидетельствует об увеличении темпа поднятий в области питающей суши. В конце кыгылтасского времени поднятия на суше достигают своего максимума, и поступления в бассейне терригенного материала резко увеличиваются. Вдоль краев наиболее приподнятых участков суши — Алданского щита и Анабарского массива — появляются широкие полосы прибрежных песчано-конгломератовых пород, в значительной мере представляющих отложения подводных речных выносов (см. фиг. 25). На широтном участке (по рекам Келя, Барая, Уяна), в западной периферийной части полосы прибрежных образований появляются собственно аллювиальные отложения, представленные гравийными и мелкогалечниковыми конгломератами. При движении на восток гравийные и грубопесчаные осадки исчезают, замещаясь тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и глинами более удаленных областей морского бассейна. Тонкозернистые осадки характерны также для центрального участка (в районе рек Нера, Юндюлюнг). Отсутствие прибрежных накоплений в этих районах объясняется, очевидно, захождением моря в виде залива в область Вилюйской впадины.

Обломочный материал поступал в бассейн с запада, со стороны Сибирской платформы, главным образом с наиболее приподнятых участков суши Алданского щита и Анабарского массива. Характер и состав обломочного материала свидетельствует о том, что разрушению подвергались докембрийские метаморфизованные сланцы осадочного происхождения и катаклазированные изверженные породы, преимущественно кислого состава. В толчанское время поверхность суши подвергалась сравнительно слабому разрушению, и в бассейн сносился тонкий материал, равномерно распределяющийся по всей площади. Это обстоятельство определило весьма однородный состав акцессорных минералов в породах и обусловило наличие единой терригенно-минералогической провинции для всего западного склона Верхоянья, характеризующейся лейкоксеново-цирконово-апатитово-турмалиновым составом. В кыгылтасское время наряду с общим возрастанием роли грубозернистых осадков наметилась их четкая дифференциация по минералогическому составу. С приподнятой и сильно расчлененной суши Алданского щита в бассейн поступала характерная ассоциация эпидота, цоизита, граната, обогащенная в легкой фракции обломками эффузивных пород. На центральном и меридиональном участках сохранялась прежняя ассоциация, типичная для толчанской серии. Таким

образом, для кыгылтасского времени фиксируется две терригенно-минералогические провинции (см. фиг. 25). Наличие их связано, с одной стороны, с локализацией на широтном участке песчаных языков речных выносов специфического минералогического состава и, с другой стороны, с возможным существованием подводного барьера в области сопряжения широтного участка с центральным. Наличие этой «перегордки» обосновывается не только различным минеральным составом осадков, но и некоторой спецификой видового состава обитавшей в бассейне фауны, на что впервые обратил внимание А. С. Каширцев. По данным Ю. Н. Попова, А. В. Вихерта и других, в восточной части региона, в области современного простирания Адычашского антиклинория, в пермское время намечается крупная, но слабо расчлененная суша, сложенная, по мнению А. В. Вихерта, главным образом нижнепалеозойскими образованиями. Наличие этого поднятия хорошо прослеживается в более поздние этапы развития бассейна, например, в конце верхнепермского времени, когда появляется широкий шлейф грубообломочных осадков, оконтуривающих эту сушу с запада. В толчанское и кыгылтасское время, характеризующееся последовательным расширением границ морского бассейна, восточная Адыченская суша, возможно, и существовала, однако она существенно не влияла на распределение обломочного материала в бассейне.

Наиболее интенсивные прогибания в толчанском и кыгылтасском бассейне отмечаются на широтном и меридиональном участках, где накопились мощные толщи осадков до 3500—4000 м (см. фиг. 25). Следует отметить, что в кыгылтасское время к участкам интенсивного прогибания были приурочены наиболее грубозернистые осадки.

Время накопления сланцевого комплекса (эчийская свита)

Эчийское время знаменуется дальнейшим расширением морского бассейна и его максимальным распространением. Море значительно продвинулось к западу, перекрыв на севере нижнепалеозойские и докембрийские отложения Оленекского сводового поднятия, а на юго-востоке Сетте-Дабанский антиклинорий и периферийные участки платформенного склона Алданского щита. Судить о границах распространения моря на центральном участке затруднительно ввиду отсутствия прямых данных. Однако тонкозернистый, почти исключительно сланцевый состав пород эчийской свиты свидетельствует о значительной удаленности западной береговой линии. Морской бассейн эчийского времени, несомненно, заходил в центральные наиболее прогнутые участки Вилюйской впадины (фиг. 26). О контурах этого крупного залива можно судить в настоящее время лишь по данным геофизических исследований.

На картах магнитных аномалий и распределения силы тяжести хорошо вырисовываются два четких языка пониженных значений гравитационного и магнитного полей, вдающихся из области Приверхоьянья в Вилюйскую впадину, связанные с глубоким залеганием древнего фундамента (Меньшиков, 1956). Северный язык протягивается из области устья Линди, пересекает Тюнг выше ее коленообразного изгиба и сливается на западе с Мархинской гравитационной аномалией. Южный язык, получивший у геофизиков название «Бергидестяхского залива», заходит на территорию Вилюйской впадины против устья Алдана и прослеживается на запад на расстояние около 250 км. Максимальные глубины погружения древнего фундамента на этих участках достигают 4500 м, а в районе Вилюйска 5000 м. Такая большая мощность осадочного чехла позволяет считать, что под толщей мезозоя при-

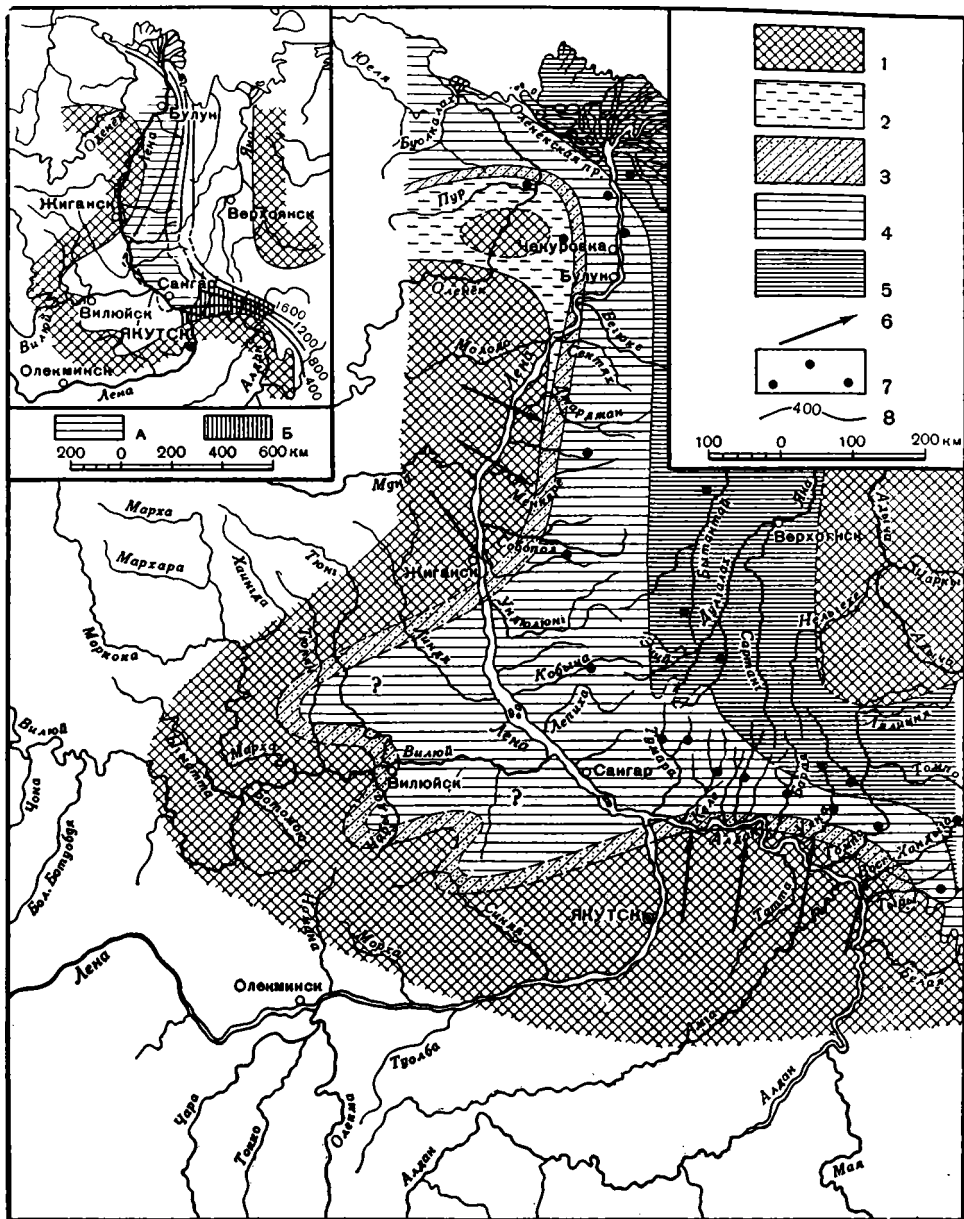
сутствуют пермские отложения, и, в частности, осадки эчийской свиты, отличающиеся наибольшим площадным развитием. Это обстоятельство позволяет принять в первом приближении контуры описанных аномалий за условные границы максимального распространения нижнепермского бассейна.

Осадки эчийского моря отличаются исключительным однообразием. По всей территории Верхоянья отлагались тонкие глинистые образования, перемежающиеся с очень редкими песчаными прослоями, сформировавшимися в кратковременные периоды усиления приноса обломочного материала. Глинистые илы отличались высоким содержанием органического вещества, определившим резко восстановительную среду в осадках в период их диагенетического преобразования, благоприятную для массового появления сидеритовых и пиритовых конкреций. Не исключена возможность, что на отдельных участках имелось сероводородное заражение придонных слоев воды. Прибрежные фации пользуются ограниченным распространением и известны лишь в отдельных участках, наиболее приближенных к выступам древней суши. Мелкозернистые песчаники, иногда с маломощными прослоями гравийного материала в основании, отмечаются вдоль склонов Анабарского массива (район среднего течения Бегиджана) и на юго-востоке Верхоянья, в бассейне рек Томпо-Хунхада. В юго-восточных районах ряд исследователей (А. В. Вихерт, В. Н. Андрианов и др.) отмечал присутствие в песчаниках и сланцах крупных обломков и глыб кембрийских и силурийских известняков, связанных с размывом выступавших из-под уровня моря островных гряд Сетте-Дабанского антиклинория. На крайнем севере, в районе Оленекского поднятия (реки Буотар, Аякит и др.), развиты песчано-глинистые осадки, сформировавшиеся в условиях пологой приморской низменности, периодически заливавшейся морем. В зоне прибрежных лагун, заливов и приморских озер появлялись иногда болотные фации, развивались торфяники, и периодически шло накопление маломощных прослоев углей. Зона максимальных прогибаний в эчийское время была расположена в области современного северо-восточного крыла Верхоянья. Мощность накопившихся здесь глинистых осадков достигает 1500 м.

Значительно менее интенсивные прогибания отмечаются в области западного склона структуры, где мощность осадков не превышает 400—500 м, отличаясь в то же время удивительным постоянством (см. фиг. 26). При движении на запад, в область Вилуйской впадины, следует ожидать дальнейшего сокращения мощностей.

По данным А. В. Вихерта, граница раздела зон с различной интенсивностью прогибания в Верхоянье проходит на широтном участке приблизительно по линии главного водораздела. На центральном участке граница скачкообразно перемещается на запад, совпадая со сводом наиболее крупной антиклинальной складки приводораздельной части хребта. На северном участке она находится на простирании Орулганского антиклинория.

Узкая зона раздела областей с различным режимом прогибаний как бы намечает ось будущей кордильеры, появление которой отчетливо фиксируется в распределении фаций верхнепермского бассейна. Поступление обломочного материала, как и в предыдущий период, осуществлялось за счет размыва древних пород Алданского щита и Анабарского массива, что и обусловило наличие двух терригенно-минералогических провинций. В области центрального и меридионального участков сохранилась та же минералогическая ассоциация, что и в кыгылтасское время. Осадки широтного участка характеризуются ильменито-мусковито-хлоритовой ассоциацией.



Фиг. 26. Схема распределения фаций в нижнепермском бассейне в эжикское время (P_3).
 1 — суша; 2 — заливо-лагунные и озерные песчано-алевролитово-глинистые осадки; 3 — прибрежно-морские, преимущественно песчано-алевролитовые осадки; 4 — морские глинистые осадки открытого моря малой мощности (до 500 м); 5 — морские относительно глубоководные глинистые осадки большой мощности (до 1500 м); 6 — основные направления поступления обломочного материала; 7 — точки наблюдений; 8 — изолинии мощностей сланцевого комплекса.

Терригенно-минералогические провинции

А — мусковито-хлорито-ильменитовая с турмалином; Б — лейкоксено-цирконо-турмалиновая с апатитом

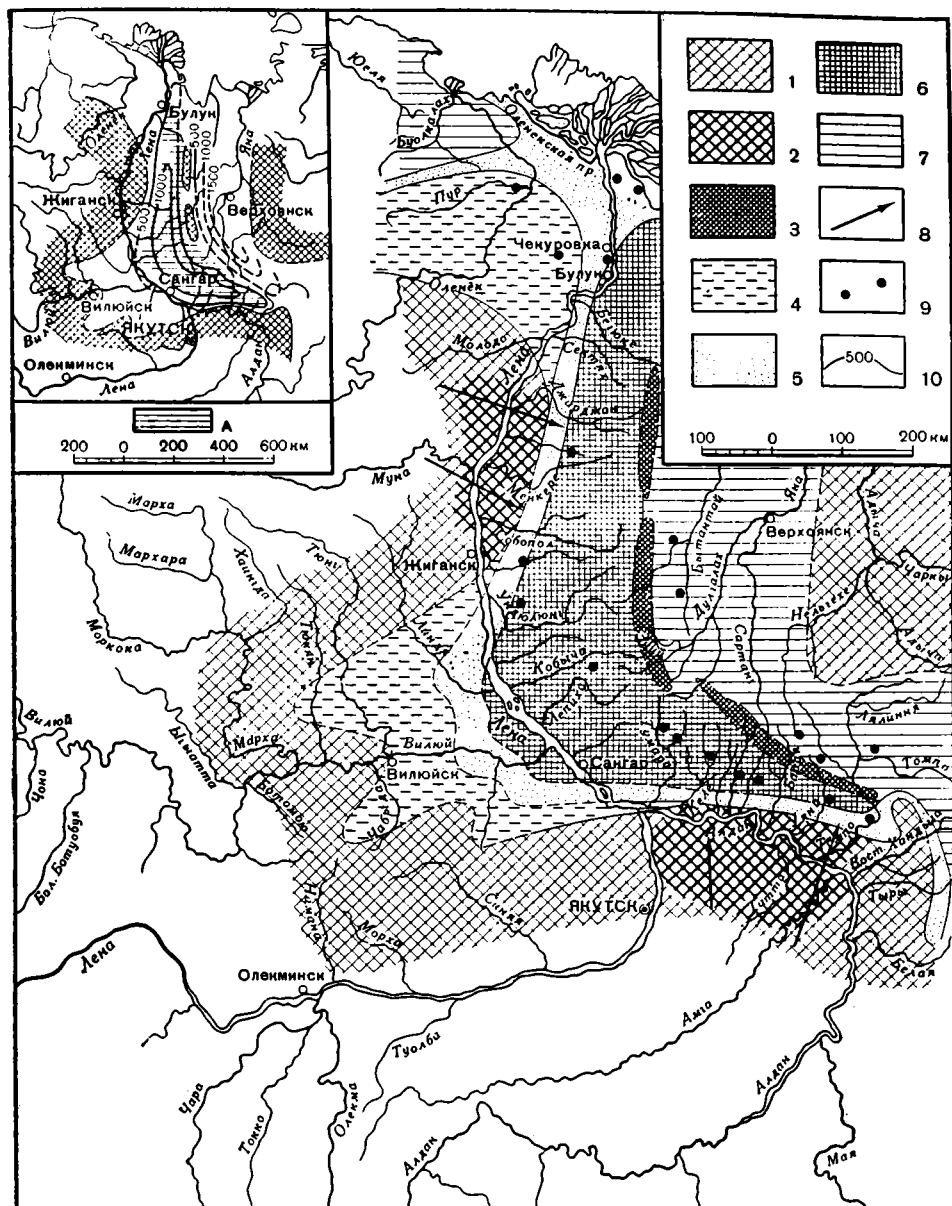
*Время накопления флишоидного комплекса
(нижнеэндыбальская свита)*

Граница нижней и верхней перми является переломным моментом в ходе истории пермского бассейна. Трансгрессивное развитие бассейна, характерное для всего нижнепермского времени, сменяется первыми признаками общей регрессии, достигшей максимума в конце перми — начале триаса. Наряду с сокращением границ морского бассейна и заметным погрубением осадков наблюдается резкое изменение состава фауны, населявшей бассейн. В основном брахиоподовая фауна нижней перми сменяется крупными толстостенными пелещиподами типа колымий, хорошо приспособленными для обитания на песчаном дне в условиях интенсивных движений водной среды. Среди брахиопод уменьшается значение продуктид, и большое распространение получают спириферы. Поднятия, наметившиеся в эчийское время в осевой части Верхоянского мегантиклинория, получили дальнейшее развитие. В нижнеэндыбальское время сформировалась центральная, очевидно, еще подводная кордильера, которая начала контролировать распределение фаций в верхнепермском бассейне.

Существенное погрубение осадков этого периода свидетельствует о начавшихся поднятиях и резком усилении эрозионных процессов в области западной суши, продолжавшей поставлять основную массу обломочного материала. Значительно более широким распространением начинают пользоваться прибрежные, преимущественно песчаные осадки, образующие довольно широкую полосу, окаймляющую западную границу бассейна. Эти отложения широко распространены на севере (хр. Туора-Сис, р. Булкур, Чекуровский мыс и др.). При движении на запад, в область Оленекского сводового поднятия, представлявшего в то время пологую приморскую низменность, они сменяются озерно-лагунными накоплениями (фиг. 27).

Полоса прибрежно-морских песчаников протягивается далеко на юг вдоль восточного склона Анабарского массива (р. Бегиджан и др.) и известна также в крайних юго-восточных участках, прилегающих к Алданскому шты (реки Хунхадо, Томпо). Вероятно, такого же типа осадки наряду с прибрежно-континентальными отложениями отшнуровавшихся лагун и приморских озер заполняли сильно сократившийся Вилюйский залив. Характер предполагаемого фациального перехода прибрежно-морских образований в отложения низменных участков приморской равнины Вилюйского залива, вероятно, аналогичен тем отложениям, которые развиты на севере в области плоского плато Оленекского сводового поднятия.

Восточнее полосы прибрежных песчаников следует широкая область накопления тонкоритмичных осадков флишоидного типа, описание которых дано в предыдущих главах. Зона флишоидного осадконакопления ограничивалась с востока центральной кордильерой, по другую сторону которой отлагались преимущественно глинистые осадки, лишенные признаком ритмического строения. Флишоидный характер осадков западной зоны нижнеэндыбальского бассейна, напоминавшего узкий трог типично-флишевых прогибов, обуславливался мелкими колебательными движениями как в области седиментации, так и на континенте. Следует, однако, отметить, что поступление обломочного материала с кордильеры, столь характерное для типичных флишевых прогибов, в данном случае не играло заметной роли. Основным источником поступления обломочного материала оставалась по-прежнему западная суша. Обломочный материал



Фиг. 27. Схема распределения фаций в первую половину верхне-пермской эпохи (нижнеиндигальская свита и ее аналоги P_2^1).

1 — слаборасчлененные пониженные участки суши; 2 — расчлененные приподнятые участки суши; 3 — области резко сокращенной седиментации или размыва; 4 — песчано-алевритово-глинистые отложения лагун, заливов и приморских озер; 5 — прибрежно-морские, преимущественно песчаные осадки; 6 — флишное чередование песчано-алевритово-глинистых осадков относительно глубоководных участков бассейна; 7 — глинисто-алевролитовые осадки открытых частей морского бассейна; 8 — основные направления поступления обломочного материала; 9 — точки наблюдения; 10 — изолинии мощностей флишного комплекса

Терригенно-минералогические провинции

A — лейкоксено-цирконо-турмалиновая с рутилом и апатитом

разносился течениями вдоль простирания всего флишоидного прогиба. Это обстоятельство предопределило наличие в его осадках единой терригенно-минералогической провинции, представленной ассоциацией циркона, турмалина, рутила, лекоксена и апатита.

Характер прогибания контролировался наличием центральной кордильеры, по обе стороны от которой шли примерно одинаковые погружения, обеспечившие накопление толщи осадков мощностью до 1500 м (см. фиг. 27).

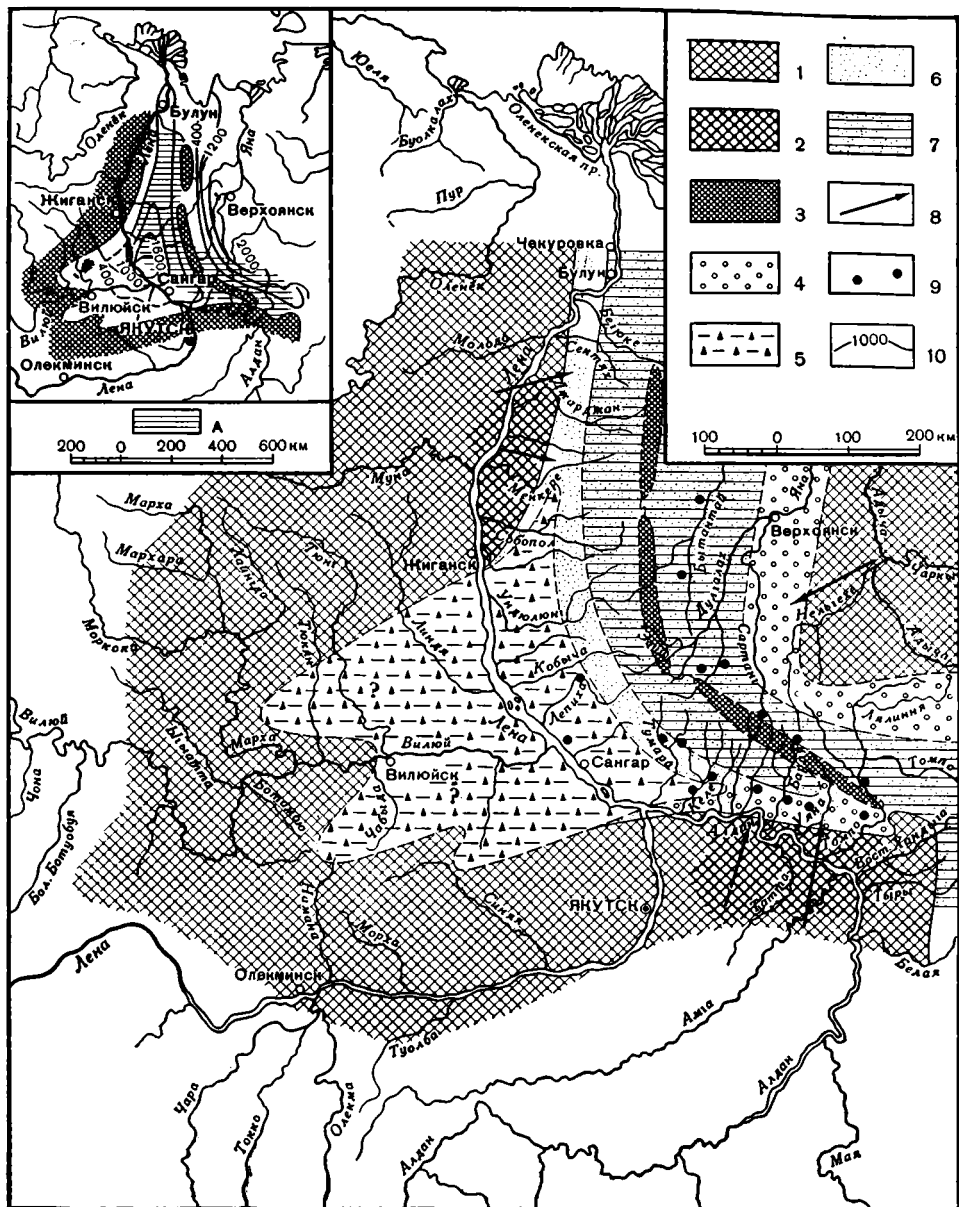
Время накопления комплекса угленосных отложений (верхнеэндыбальская свита и ее аналоги)

Верхнеэндыбальское время знаменуется продолжением регрессии и резким обмелением периферийной части морского бассейна. Региональные поднятия и оживление эрозии привели к интенсивному поступлению в бассейн обломочного материала, как с запада, так и впервые с востока, из области Адычанского антиклинория (фиг. 28). И на западе и на востоке развиваются широкие полосы прибрежных часто грубозернистых осадков, представленных фациями пересыпей, баров и других аккумулятивных форм морского побережья, переходящих иногда при движении к суше в аллювиальные накопления (по рекам Западная Градыга, Уяна).

Наиболее грубозернистые осадки располагаются вдоль склонов Алданского и несколько в меньшей степени Анабарского массивов, откуда шло основное поступление обломочного материала. В более удаленных участках бассейна происходило накопление также в основном песчаных, реже песчано-алевритово-глинистых осадков. Характерные текстуры пород, среди которых широко развита слоистость типа ряби волнений, следы взмучивания, ходы донных животных и другие признаки, свидетельствуют об очень мелководном характере бассейна.

Центральная кордильера, отчетливо наметившаяся в предшествующий этап развития бассейна, выступает здесь еще более четко. Вдоль водораздельной полосы современного Верхоянья намечается зона резко пониженных мощностей. Не исключена возможность, что к концу верхнеэндыбальского времени кордильера представляла частично навесное сооружение, протягивающееся в виде архипелага плоских островов по простиранию оси Верхоянского мегантиклинория. На центральном участке (междуречье Нера — Бегиджан), примыкающем непосредственно к территории Вилюйской впадины, создалась специфическая обстановка, приведшая к периодическому формированию угленосных фаций. Западная часть центрального участка Верхоянья вместе с Вилюйским заливом периодически оказывалась отшнурованной от собственно морского бассейна полосой баровых накоплений, являвшихся как бы продолжением песчаных выносов и кос, интенсивно формировавшихся вдоль приподнятых участков суши Алданского и Анабарского массивов. К западу от полосы баров развивались лагунные фации.

Слабое поступление обломочного материала с пологих берегов Вилюйского залива и изолированность его от основных источников сноса, обусловили более тонкозернистый состав, характеризующий лагунные фации, доступные изучению в настоящее время лишь в крайней восточной части площади (реки Неры, Дянушки, Юндюлонга и район Китчан). Обстановка регрессирующего моря была благоприятной для широтного развития фаций заливов, лагун, мелких водоемов и отшнуровавшихся приморских озер, периодически зараставших растительностью с образованием локальных торфяников. Непостоянное положение баровой полосы, связанное с колебательными движениями, приводившими к ослаблению или



Фиг. 28. Схема распределения фаций в конце верхнепермской эпохи (верхнездыбальская — хоралыгская свиты и их аналоги).

1 — слабоэрозионные пониженные участки суши; 2 — расчлененные приподнятые участки суши; 3 — области резко сокращенной седиментации или размыва; 4 — прибрежно-морские и дельтовые осадки песчано-конгломератового состава; 5 — прибрежные заливно-лагунные, озерные угленосные песчано-алевролитово-глинистые осадки; 6 — песчаные осадки побережья (кос, баров и др.); 7 — морские песчано-алевролитовые осадки мелководья; 8 — основные направления поступления обломочного материала; 9 — точки наблюдения; 10 — изолинии мощностей угленосного комплекса

Терригенно-минералогические провинции

A — цирконо-турмалиново-апатитовая с гранатом

усилению притока обломочного материала, вызывало то сокращение, то увеличение площадей лагунного осадкообразования. Благоприятным моментом для этого являлся пологий и выровненный рельеф поверхности приморской равнины. Незначительные колебания уровня морского бассейна вызывали то осушение, то обводнение прибрежной низменности, что приводило к миграции фациальных зон и пестрой смене различных фаций в разрезе.

Этап формирования верхнепермских угленосных отложений связан с дальнейшей дифференциацией вертикальных движений в области Верхоянья. На фоне продолжающегося поднятия сводовой части мегантиклинория по обоим его крыльям, на востоке и юго-западе происходили значительные прогибания. Мощность осадков угленосного комплекса достигает на восточном склоне 2000—2500 м (?), а на западном 1200—1800 м. На западном склоне зона максимального прогиба локализуется на центральном участке, частично распространяясь и на смежную территорию собственно Вилюйской впадины (см. фиг. 28). Намечается ортогональная ориентировка верхнепермского угленосного прогиба по отношению к складчатой дуге Верхоянской зоны. Осадки угленосного комплекса, развитые на западном склоне, относятся к одной терригенно-минералогической провинции, представленной ассоциацией циркона, граната, турмалина, рутила и др. Очень характерно появление граната, связанного с эрозией глубоко метаморфизованных пород докембрийского субстрата Алданского щита и Анабарского массива. В верхнеэндыбальское время были вскрыты в области питающих провинций гранатосодержащие кристаллические сланцы, подвергавшиеся интенсивной эрозии в последующий мезозойский период.

НИЖНЕТРИАСОВАЯ ЭПОХА

Время накопления красноцветного комплекса

Общие регрессивные движения, охватившие в конце перми — начале триаса всю область Северо-Востока Союза и приведшие к осушению ее значительной территории (поднятия Охотско-Колымского водораздела, полуострова Чукотки и др.), осложнились в районе складчатого Верхоянья небольшой трансгрессивной волной. Здесь сохранились еще довольно интенсивные прогибания, особенно устойчивые в области восточного склона и сопряженной с ним Янской синеклизы, где продолжал существовать нормально-морской бассейн.

В области западного склона нижнетриасовый бассейн распадается на ряд фациальных зон, отличающихся специфическими особенностями режима осадконакопления (фиг. 29). На центральном участке Верхоянья поперечный угленосный прогиб верхнепермского времени, заходящий на территорию собственно Вилюйской впадины, полностью унаследовывается в нижнем триасе. Он заполняется специфическими красноцветными отложениями песчано-алевритового состава, представляющими собой, судя по ряду текстурных и других признаков, типичные дельтовые накопления, сменяющиеся, вероятно, при движении в сторону Вилюйской впадины аллювиальными осадками. Для красноцветных отложений центрального участка чрезвычайно характерно появление качественно новой минеральной ассоциации, в составе которой появляются такие не свойственные пермским отложениям минералы, как эпидот, цоизит, гематит, дистен, ортит и гранаты. Присутствие этой специфической минеральной ассоциации связано с появлением нового источника терригенного питания. В нижнетриасовое время поперечный прогиб Вилюйской впадины превращается в ложе мощной водной артерии, впадавшей в Верхоянский бассейн и

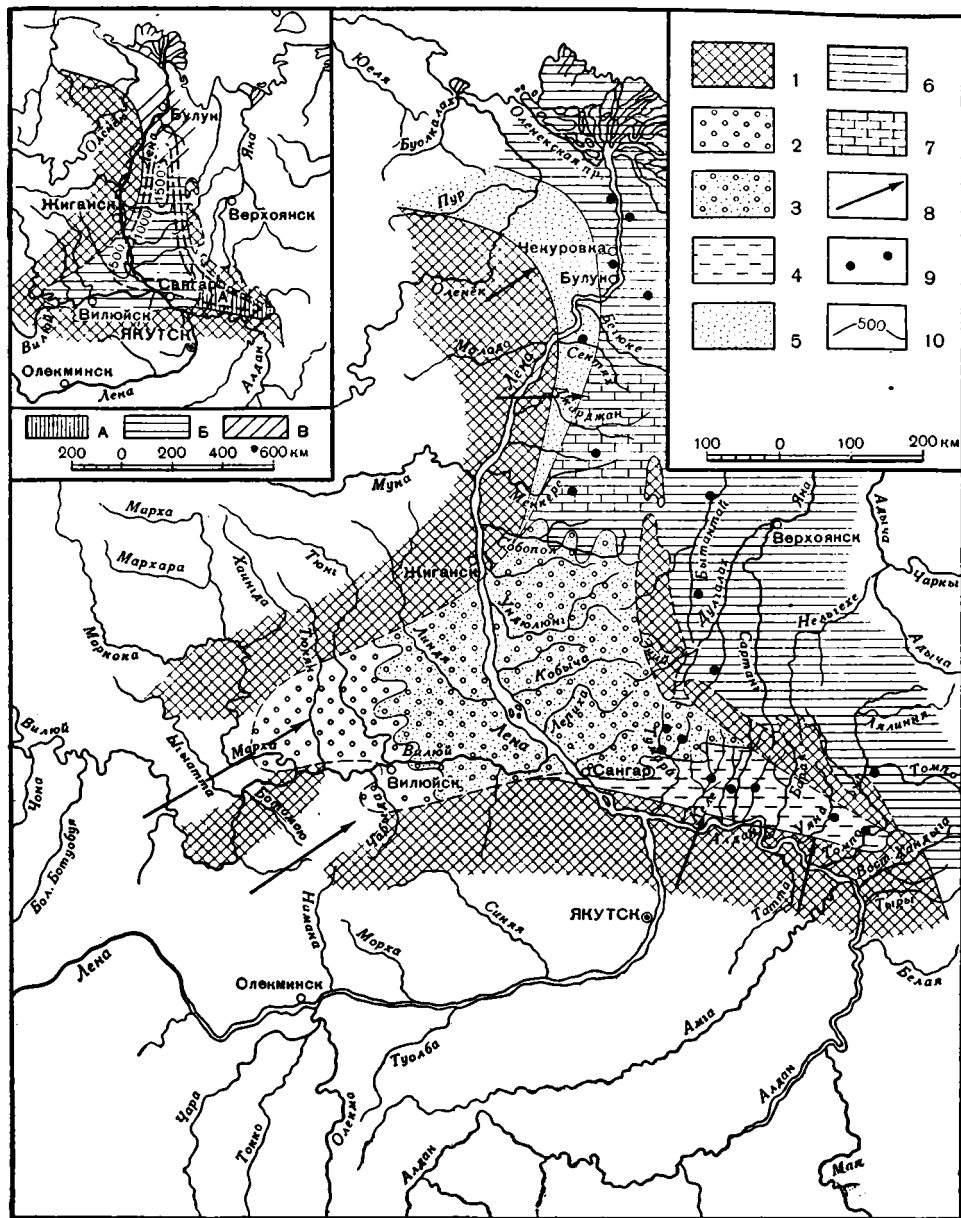


Рис. 29. Схема распределения фаций к концу нижнего триаса (кальтерская свита и ее аналоги, T_1)

1 — суша; 2 — аллювиальные, преимущественно песчаные осадки; 3 — красноцветные песчано-алевритовые осадки подводной дельты; 4 — сероцветные песчано-алевритово-глинистые осадки лагуны; 5 — прибрежные, преимущественно песчаные осадки; 6 — морские преимущественно глинистые осадки; 7 — морские глинисто-карбонатные осадки; 8 — основные направления поступления обломочного материала; 9 — точки наблюдения, 10 — изолинии мощностей красноцветного комплекса

Терригенно-минералогические провинции

А — биотито-гранатовая с хлоритоидом и апатитом; Б — эпидото-цизоито-гранатовая с гематитом, ортитом и дистеном; В — биотито-хлоритовая с цирконом и гранатом

перемещавшей значительные массы обломочного материала из области Байкало-Патомского нагорья. Ассоциация минералов, появившаяся впервые в отложениях нижнего триаса Верхоянья, устойчиво присутствует в более молодых горизонтах мезозоя — в осадках юры и мела юго-западной и западной частей Вилюйской впадины, формируясь также за счет разрушения древних кристаллических сланцев Байкало-Патомской горной страны. На широтном участке, отгороженном от открытого морского бассейна центральной кордильерой, существовал лагунный режим. Здесь накапливались сероцветные песчано-глинистые осадки, в которых отсутствует нормальная морская фауна и довольно широко распространены эстерии, свидетельствующие о ненормальной солености бассейна.

Минералогический состав осадков широтного участка отличается от центрального. Областью питания для этого района по-прежнему служили приподнятые участки Алданского щита. Ассоциация минералов, представленная биотитом с присутствием граната, хлорита и хлоритоида, говорит о продолжающейся более глубокой эрозии, вскрывшей кристаллические сланцы более глубоких степеней метаморфизма, относящиеся, видимо, к биотитово-гранатовой зоне. В области сопряжения широтного и центрального участков присутствует зона смешения разнородного обломочного материала. Характерно, что во второй половине нижнетриасового времени наблюдается прогрессивное расширение ареала разноса терригенного материала, приносимого дельтой, в силу чего площадь распространения «эпидотовой ассоциации» заходит на широтный участок. Не исключена возможность, что в конце нижнего триаса «эпидотовая ассоциация» распространялась на весь широтный участок, однако судить об этом трудно, так как верхние горизонты описываемого комплекса размыты. Косвенным подтверждением может служить повсеместное присутствие эпидота в базальных слоях байльжской серии, связанное с размывом и переотложением нижнетриасовых пород. На меридиональном участке развиты морские отложения. Вдоль склонов Анабарского массива протягивается полоса прибрежных песчано-алевритовых осадков, окаймляющих Оленекское поднятие и уходящих в Хатангскую впадину. Далее к востоку следуют более тонкозернистые, преимущественно глинистые осадки, которые прослеживаются далеко на восток в область всего восточного склона и Янской синеклизы. На западном склоне Северного Верхоянья (хребет Орулган) к ним иногда приурочены подчиненные пласты известняков. Обломочный материал в бассейн Северного Верхоянья приносился с Анабарского массива, а также частично за счет разноса течениями обломочного материала, принесенного с юго-запада водной артерией.

Центральная кордильера в нижнем триасе представляла наземное сооружение, сложенное цепью плоских островов, отделявших бассейн восточного склона от лагунно-дельтовых фаций на западе. Периодически острова затоплялись, и море проникало в область западного склона, оттесняя дельтовые фации далеко на запад. Такая локальная трансгрессия была на центральном участке в среднекейперское время, когда дельтовые осадки сменились относительно глубоководными черными глинистыми отложениями с типичной морской фауной цератит.

Различные источники поступления обломочного материала обусловили наличие в пределах западного склона Верхоянья трех терригенно-минералогических провинций: 1) юго-восточной биотитово-гранатовой с хлоритоидом, 2) центральной, наиболее обширной — эпидото-цоизитовой с ортитом и дистеном, 3) северной биотито-хлорито-гранатовой.

Интересно отметить близость минералогического состава юго-восточной и северной провинций, обусловленную однотипным характером пород кристаллического фундамента, регионально вскрытых эрозией в данный отрезок времени.

Наиболее интенсивные прогибания в период накопления нижнетриасовых осадков происходили в зоне сопряжения центрального и меридионального участков (реки Дянушка и Натара) в области преимущественного развития дельтовых фаций. Менее интенсивные прогибания происходили на широтном участке и в крайних северных районах. Весь восточный склон был областью более интенсивных погружений (см. фиг. 29).

В заключение характеристики условий осадкообразования в нижнем триасе следует отметить, что эта эпоха совпала с изменением климатических условий. Умеренно влажный климат верхней перми сменился более жарким и сухим климатом, о чем свидетельствует наличие известняков, почти полностью отсутствовавших среди пермских осадков, и появление характерной красноцветной окраски дельтовых отложений центрального участка. Эти изменения климатических условий в конце палеозоя в сторону сухости представляют региональное явление, зафиксированное, как отмечает Г. Ф. Крашенинников (1956), на значительных пространствах Азии, Европы и Северной Америки.

СРЕДНЕТРИАСОВАЯ ЭПОХА

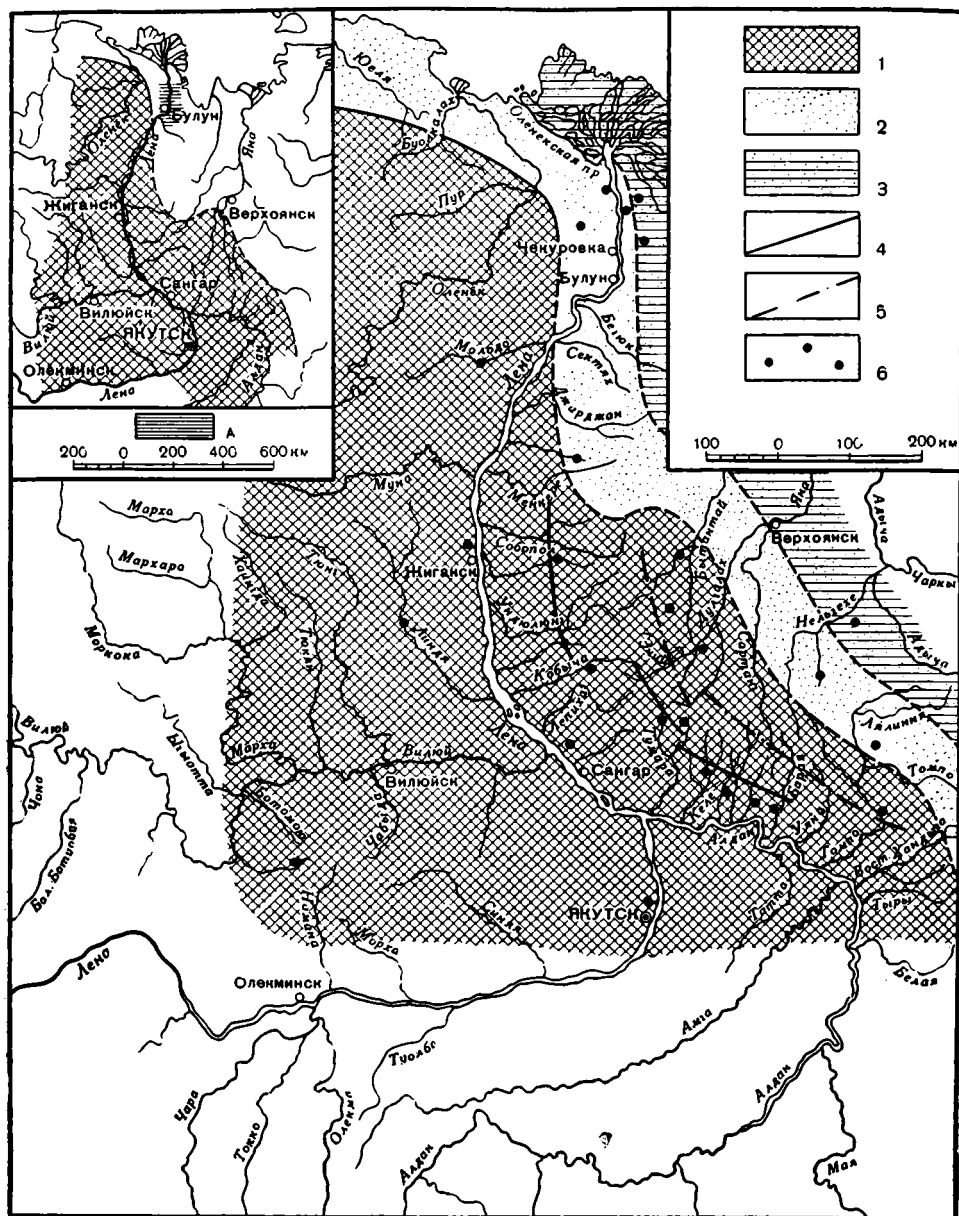
В эпоху среднего триаса происходят значительные поднятия, охватившие почти все Верхоянье, а также примыкающие участки платформы. Море отходит к северу и востоку. В пределах Верхоянья прибрежно-морские песчаные осадки с фауной среднего триаса известны лишь на севере — в районе Хараулахских гор и северном Орулгане. В последнее время среднетриасовые отложения обнаружены Л. П. Смирновым и Б. С. Абрамовым на восточном склоне в районе верховьев Томпо. По всей вероятности, непрерывная полоса прибрежных осадков среднетриасового моря протягивалась вдоль восточного склона поднятий структуры Верхоянского хребта. Во всех других районах Верхоянья на размытую поверхность нижнего триаса ложатся слои мощного конгломератово-песчаного комплекса верхнего триаса — нижнего лейаса.

О конфигурации среднетриасового поднятия можно составить некоторое представление по характеру залегания базальных слоев байлыкской серии на западном склоне или карнийских отложений на восточном (фиг. 30).

Имеющиеся данные позволяют считать, что среднетриасовое поднятие имело блоковый характер и представляло ряд опущенных и относительно приподнятых зон общеверхоянского простираения. Ось первой приподнятой зоны совпадала с центральной кордильерой и простиралась примерно вдоль современной линии главного водораздела. Возможно, что в северных районах центрального участка она склонялась несколько к востоку, о чем свидетельствует значительное сокращение, а иногда и полный размыв нижнетриасовых отложений в районе среднего течения р. Бынтай.

Осевая линия второго поднятия проходила вдоль средней части современного западного склона Верхоянского хребта. В. С. Вышемирским установлено, что на западном склоне, в районе правобережья нижнего течения Неры, нижнетриасовые отложения имеют минимальную мощность за счет размыва всей верхнекельтерской и частично среднекельтерской подлит. При движении к главному водоразделу, а также в сторону предгорий хребта мощность нижнетриасовых отложений возрастает за счет появления верхних горизонтов кельтерской свиты.

По простираению склона при движении на юго-восток зона интенсивного размыва нижнетриасовых отложений установлена по Нере и прослеживается на значительной территории широтного участка вплоть до



Фиг. 30. Схема распределения фаций в среднем триасе.

1 — суша; 2 — прибрежно-морские, преимущественно песчаные осадки с линзами конгломератов; 3 — морские осадки песчано-глинистого состава; 4 — крупные разломы с привроченными к ним пластовыми залежами диабазов; 5 — осевая линия наиболее приподнятого участка центральной кордильеры; 6 — точки наблюдения

Терригенно-минералогические провинции

A — цирконо-рутиловая с магнетитом и пирротином

Баран. Мощность нижнетриасового комплекса, представленного в этой полосе лагунными фациями, не превышает 300—500 м (разрезы Тынкычана, Ыбыкана, Восточной Градыги и Баран). В районе Западной Градыги отмечаются азимутальное и угловые несогласия между нижним триасом и отложениями байлыкской серии.

К области максимального размыва нижнетриасовых отложений в южной части центрального и на широтном участках приурочена полоса выходов диабазовых залежей (см. фиг. 30), связанных, вероятно, с крупными разломами складчатого основания в зоне среднетриасового поднятия.

Таким образом, в период, последовавший после отложения осадков нижнего триаса, значительная часть территории Верхоянья испытала крупное поднятие, приведшее к частичному размыву осадков нижнего триаса.

Поднятия охватили не только Верхоянскую область, но и распространились на прилегающие участки платформ, в частности, на Вилюйскую впадину, включая ее западные участки. Так, по новым данным Н. М. Чумакова (1957), в районе кемпендяйских дислокаций наблюдается несогласное налегание отложений табасындской свиты, относимой названным автором к верхнему триасу — нижнему лейасу, на размытую поверхность диапировых структур, крылья которых сложены породами соросской свиты (T_1 — P_2). Эпоха среднего триаса рассматривается Н. М. Чумаковым как время поднятий и размыва солянокупольных структур Кемпендяя.

ВЕРХНЕТРИАСОВАЯ И НИЖНЕЮРСКАЯ ЭПОХИ

Время накопления песчано-конгломератового комплекса

Вслед за региональным поднятием среднего триаса начинается волна общих погружений, знаменующих в пределах описываемой территории начало нового цикла мезозойского осадконакопления.

Начало мезозойского цикла, так же как и палеозойского, характеризуется постепенным развитием трансгрессии и соответствующим расширением площади морского осадконакопления. Поступательный ход развития трансгрессии осложнялся рядом более мелких трансгрессивных и регрессивных волн. Период от начала верхнего триаса до нижнего лейаса включительно, соответствующий накоплению осадков песчано-конгломератового комплекса, делится на три этапа.

Первый этап охватывает карнийское время. Море, пришедшее с востока, распространяется на все Верхоянье и, возможно, частично заходит в область центральных участков Вилюйской впадины. Осадки карнийского бассейна перекрывают размытую поверхность среднетриасовой суши, ложась на различные горизонты нижнего триаса, а иногда верхней перми (район Бытантая, Дулгалаха).

Полоса прибрежно-морских осадков песчаного, иногда песчано-конгломератового состава, относящихся к сородогинской свите, идет вдоль западной части широтного участка (Тынкычан и Западная Градыга), пересекает, по-видимому, современную структуру Верхоянского хребта где-то в районе верхних течений Баран, Уяны и уходит в область восточного склона Сетте-Дабанского антиклинория, представлявшего в это время сушу. При продвижении от широтного участка на север вплоть до районов северного Хараулаха состав прибрежных осадков делается все более тонкозернистым и роль галечникового материала довольно быстро сходит на нет даже в базальных слоях. Отсутствие более или менее мощных конгломератов в области центрального и меридионального участков говорит о довольно пологом склоне затоплявшейся

суши и об отсутствии значительной абразии ее берегов. С анабарской суши в бассейн сносился в основном мелкозернистый материал, который отлагался в сравнительно узкой прибрежной полосе.

При движении в глубь бассейна на этом участке песчаные осадки быстро сменяются глинистыми, которые покрывали почти всю поверхность современного восточного склона Верхоянского хребта примерно до 66° северной широты (разрез Быгантая и Дулгалаха).

Наиболее интенсивный снос обломочного материала шел с юга из области приподнятой, сильно расчлененной алданской суши и более восточных участков древнего Оймяконского выступа. За пределами описываемой нами территории, в области восточного склона Восточного Верхоянья (верховья Тыры), а также на Оймяконском плато (бассейн рек Агалкан, Брюнганде) отчетливо прослеживается широкая полоса песчаных и грубозернистых прибрежно-морских осадков, изобилующих галечниковым материалом, которая окружала выступы древней суши. При движении на север в более глубоководные участки бассейна роль песчаных осадков постепенно уменьшается, уступая место глинистым грунтам.

Второй этап, соответствующий норийскому и рэтскому (?) времени, характеризуется значительными поднятиями в области западной и юго-западной суши, усилением интенсивности приноса обломочного материала и некоторым сокращением и обмелением бассейна в пределах описываемой территории. Море покидает северные районы; область восточного склона Анабарского массива и Хараулахских гор превращается в сушу, куда море приходит вновь лишь в среднем лейасе.

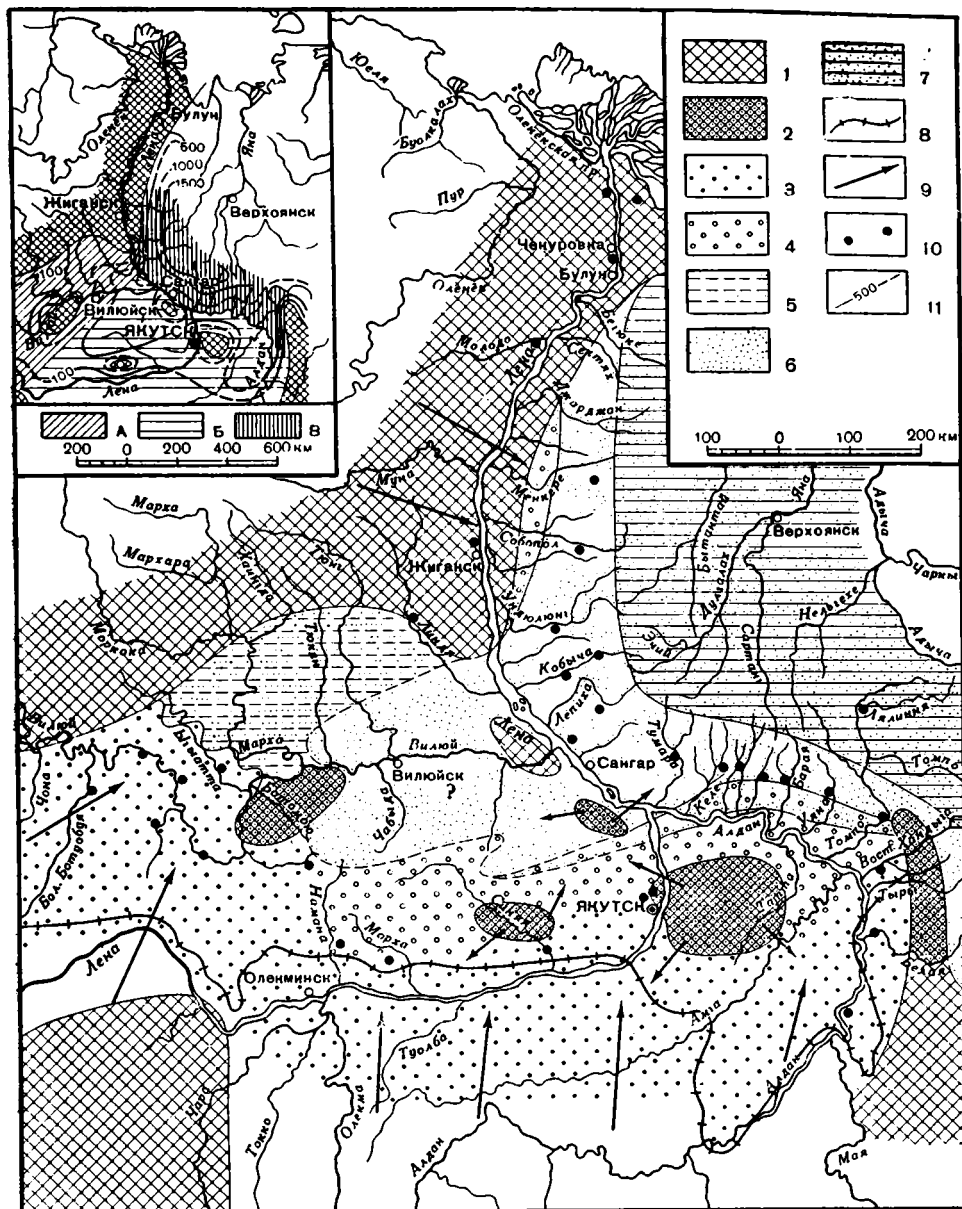
План распределения фаций в остальных участках бассейна остается сходным с карнийским временем, отличаясь, однако, большим участием грубозернистых осадков в юго-восточной прибрежной полосе и появлением среди них отложений типа подводных выносов, а возможно, и наземных дельт.

Следует отметить, что среди прибрежных накоплений отсутствуют фаунистические остатки и отнесение их к норийскому ярусу основывается на их стратиграфическом положении в разрезе (разрезы верховьев Томпо и Тыры на восточном склоне Восточного Верхоянья).

Отсутствие фауны объясняется, возможно, сильным опреснением бассейна в его краевых участках, вызванным интенсивным поступлением вод с континента. Опресняющее действие речных вод происходило, по-видимому, вдоль всего западного побережья норийской суши. Прибрежные осадки, развитые вдоль современного западного склона хребта (осадки нижней половины градыгской свиты на Западной Градыге, в сел. Китчаны, на Дянушке, Бегиджане, Собополе и др.), представлены теми же фациями и также характеризуются отсутствием органических остатков.

Третий этап, относящийся к нижнему лейасу, знаменуется резким расширением площадей осадконакопления. Погружения охватывают всю Вилюйскую впадину, включая ее бортовые участки, где начинают отлагаться песчаные и песчано-конгломератовые осадки приустьевых участков рек, приносивших обломочный материал в бассейн. Не исключена возможность, что в отдельные периоды море проникало далеко в глубь Вилюйской впадины. О частично морском происхождении нижне-лейасовых осадков Вилюйской впадины могут свидетельствовать спорадические находки свежего глауконита, встречающегося в этих отложениях (фиг. 31).

Северное крыло впадины не испытывало существенных погружений. Осадки нижнего лейаса известны только на Мархе и Тюнге, причем мощность их в два-четыре раза меньше мощностей синхронных осадков в других районах впадины (см. фиг. 31). При дальнейшем движении на



Фиг. 31. Схема распределения фаций в нижнем лейсе.

1 — суша; 2 — выступы древнего фундамента в области резко сокращенной седиментации или размыва; 3 — аллювиальные песчано-конгломератные осадки; 4 — осадки приустьевых участков рек, дельт, подводных выносов песчаного состава с примесью гравийно-галечникового материала; 5 — осадки озер, опресненных лагунов и заливов песчано-алеврито-глинистого состава; 6 — прибрежно-морские и мелководные песчаные осадки; 7 — морские песчано-алеврито-глинистые осадки относительно удаленных участков бассейна; 8 — граница современного распространения осадков нижнего лейаса; 9 — направление поступления обломочного материала; 10 — точки наблюдений; 11 — изолинии мощностей песчано-конгломератного комплекса ($J_1 - T_3$)

Терригенно-минералогические провинции

А — эпидото-ильменито-роговообманковая; Б — цирконо-гранатовая с дистеном и ставролитом; В — турмалино-цирконовая с титанистыми минералами

северо-восток отложения нижнего лейаса (укугутская свита) выклиниваются, и в районах Жиганска, а также р. Линди среднелейасовые осадки ложатся непосредственно на кембрий.

По-прежнему сушей остается весь восточный борт Анабарского массива и район Хараулахских гор, где береговая линия морского бассейна не изменилась. Продвижение моря на запад в область Вилюйской впадины обусловлено общим смещением всех фаций. На территории восточного склона Верхоянья (район верховьев Томпо и др.) в относительно глубоководных условиях отлагаются тонкие глинистые осадки с типичной морской фауной. По-видимому, эта фациальная зона протягивалась в субмеридиональном направлении параллельно современному простираению Верхоянского хребта. Вдоль западного склона хребта отлагались мелководные песчаные осадки, заходящие в виде языков в область Вилюйского залива. Наиболее грубозернистые отложения приурочены к полосе периферийного обрамления Анабарской и Алданской соучи. Здесь широко развиты прибрежные накопления типа баров, кос, пересыпей и подводных выносов рек, переходящие в области Алданского склона при движении на юг и юго-запад в наземные аллювиально-дельтовые осадки.

Сопоставить представление о фациальном характере нижнелейасовых осадков Вилюйской впадины можно только на основании довольно узкой полосы выходов этих отложений вдоль бортовых участков структуры. Самые грубозернистые осадки, изобилующие галечниковым материалом, протягиваются вдоль южного борта впадины.

Наиболее значительные водные артерии впадали в бассейн на юго-востоке и юго-западе из областей восточного склона Алданского массива и Байкало-Патомского нагорья. Мощные конгломераты юго-западной части впадины, отложившиеся в первую половину нижнелейасового времени, представляют характерные континентальные образования типа русловых отложений быстротекущих рек. При движении на север к центральным участкам впадины (район Кемпендяя) роль галечникового материала быстро уменьшается.

Своеобразные тонкозернистые песчано-глинистые осадки отлагались на северо-западном крыле впадины (район Мархи и Тюнга). По-видимому, этот участок представлял область полузакрытой опресненной лагуны, куда поступал обломочный материал как с юга из области Байкало-Патомской горной страны, так и с севера с Анабарского массива.

Из южного источника в этот район доносился только наиболее тонкозернистый песчаный материал. Обломки пород сгружались в основном в пределах более южных участков. Только в самом начале формирования комплекса, в момент наиболее интенсивной эрозии и обильного поступления обломочного материала мелкие, хорошо окатавшиеся обломки пород байкало-патомского происхождения достигли северо-западных бортов впадины, где, смешавшись с обломками пород местного происхождения (траппы, осадочные породы), образовали маломощные скопления мелкогалечникового материала в низах толщи.

Следует отметить сравнительно малую роль материала, поступившего с Анабарского поднятия. Минаралоогический состав нижнелейасовых осадков районов Мархи и Тюнга очень близок к таковому юго-западных районов. Для всей западной и северо-западной периферии впадины характерно господство эпидотово-роговообманковой ассоциации, которая лишь в районе Мархи и Тюнга обогащается пироксенами, появляющимися в осадке за счет разрушения траппов.

О характере строения поверхности Вилюйской впадины перед началом отложения юрских осадков мы имеем еще очень мало данных. Однако анализ имеющегося материала по распределению терригенно-минералоогических провинций, типам осадков, а также результаты геофизи-

ческих исследований говорят о неоднородном и, по-видимому, значительно расчлененном доюрском фундаменте, сформированном в основном после среднетриасовых поднятий и последующей эрозии среднетриасовой суши.

Как уже упоминалось выше, отложения песчано-конгломератового комплекса Вилуйской впадины и западного Верхоянья четко расчленяются на три терригенно-минералогические провинции: северо-западную (Вилуйско-Тюнгскую) — эпидотово-ильменитово-роговообманковую, южную (Якутско-Синьскую) — цирконово-гранатовую с дистеном и ставролитом, и восточную (Верхоянскую) — турмалиново-цирконовую с титанистыми минералами и невысоким содержанием граната (см. фиг. 31). В среднем лейасе южная и восточная (верхоянская) провинции утратили свою специфику, и в пределах описываемой территории на протяжении всего юрского времени устойчиво сохранялись две провинции: северо-западная с постоянной ассоциацией эпидота, ильменита и роговой обманки и юго-восточная с гранатом, цирконом, биотитом и иногда апатитом.

Наличие разных терригенно-минералогических провинций в Вилуйской впадине и Западном Верхоянье определялось, с одной стороны, разными источниками питания и, с другой — характером строения поверхности впадины, контролировавшим распределение обломочного материала на ее территории.

Для западной части впадины на основании анализа состава галечникового материала с несомненностью доказано поступление обломочного материала за счет разрушения древних кристаллических пород Байкало-Патомской горной страны (Арсеньев, 1955; Лебедев, Бердичевская, 1952).

Естественным является вывод, что эпидотово-ильменитово-роговообманковый комплекс аксессуарных минералов связан в основном с тем же источником питания. Частичный приток обломочного материала осуществлялся также с Анабарского массива. С этим материалом, возможно, связана часть роговой обманки, а также пироксены, присутствующие в значительных количествах в породах Тюнга и образовавшиеся за счет местного разрушения траппов (Г. И. Бушинский, 1953 г.).

Четкая локализация на протяжении всего юрского времени эпидотово-роговообманковой ассоциации только в западной и северо-западной части впадины, значительно меньшая мощность юрских осадков в этом районе и, наконец, отсутствие сколько-нибудь заметной зоны смещения обломочного материала между западной и восточной провинциями приводят к выводу о существовании полосы поднятий северо-восточного простирания, тянувшейся вдоль северо-западного борта впадины. Полоса этих поднятий представляла, видимо, не что иное, как реликт среднетриасовой суши, которая закрыла доступ «эпидотовому» материалу в Верхоянский бассейн после нижнетриасового времени и обусловила локализацию его лишь в пределах северо-западной части впадины.

Наличие полосы поднятий подтверждается геофизическими данными, фиксирующими ряд крупных положительных аномалий силы тяжести и магнитного поля в районе Сунтар и далее к северо-востоку. Приподнятая зона существовала, видимо, в течение всего юрского времени, что в значительной мере определяло распределение площадей с различным составом терригенного материала.

В восточную часть впадины и область Верхоянья основное поступление обломочного материала происходило за счет размыва древних метаморфических и интрузивных пород центрального и восточного склонов Алданского щита. Южные участки Алданского склона (район среднего течения Алдана, между Милем и Учуром, Токинская впадина) отличаются присутствием турмалиново-цирконово-лейкоксовой ассоциации, устойчиво характеризующей также описываемые отложения и в области запад-

ного Верхоянья (в верхоянских породах вследствие их значительной метаморфизованности лейкоксен раскристаллизован в анатаз и брукит). В более северных районах, вдоль всего южного крыла впадины (разрезы Синей, Приякутского района, Амги и Алдана ниже Усть-Мая), наблюдается резкое обогащение турмалиново-цирконовой ассоциации гранатом альмандинового ряда, содержание которого в базальных слоях достигает иногда 80—90%. Одновременно особенно в более западных районах (Якутск, Синяя) появляется дистен и ставролит.

Массовое распространение граната связано с поступлением обломочного материала за счет разрушения выступов докембрийского фундамента в области южного крыла впадины. Присутствие таких приподнятых блоков древнего фундамента отчетливо фиксируется геофизикой по наличию в этом районе ряда гравиметрических и магнитных аномалий. Наиболее крупный выступ расположен непосредственно к востоку от Якутска. Присутствие его подтверждено данными бурения; скважина в районе Якутска под толщей юрских отложений мощностью около 500 м вскрыла гранатовые сланцы архея. Интересно отметить, что гранат кристаллических сланцев относится к альмандиновому ряду и имеет те же оптические константы, что и гранат из базальных слоев нижнелейасовых отложений. Более мелкие выступы фиксируются геофизикой в среднем течении Синей и в районе левобережья Лены, к западу от устья Алдана.

Во время отложения осадков описываемого комплекса происходила интенсивная эрозия блоковых поднятий, причем обломочный материал, образующийся за счет их разрушения, поступал как в южные, так и в северные районы впадины, обогащая осадки гранатом. Интересно отметить, что снос обломочного материала из области локальных блоковых поднятий фиксируется не только по минералогическому составу, но и по некоторым текстурным признакам. Так, Р. А. Биджиевым (1956) установлено, что в районе Амги песчано-конгломератовые осадки нижнего лейаса имеют слоистость, ориентированную в юго-восточных и юго-западных румбах. Такие же наблюдения были сделаны Н. М. Чумаковым для отложений Синей (устное сообщение).

Питание Верхоянской провинции осуществлялось в основном, как уже указывалось выше, за счет поступления обломочного материала из юго-восточных районов Алданского щита. Дополнительным источником, по-видимому, являлась зона локальных поднятий и выступов, унаследованных от среднетриасовой суши и ориентированных в общеверхоянском простирании. В отличие от более южных выступов кристаллического основания докембрийский фундамент здесь был перекрыт чехлом пермских и триасовых отложений. Наличие этих гряд определило различие в минералогическом составе пород верхоянской и платформенной областей в нижнем лейасе, стирающееся в более молодых отложениях.

Присутствие переотложенных компонентов нижнетриасовых и пермских пород в составе осадков сородогинской и градыгской свит отчетливо прослеживается вдоль всего западного склона Верхоянья, от Бараи на востоке до Бегиджана на севере. Так, в нижних горизонтах сородогинской свиты на всем указанном пространстве присутствуют минеральные компоненты, типичные для нижнетриасовых отложений (эпидот, цоизит, ортит, биотит), быстро исчезающие по мере движения вверх. Иногда в описываемых осадках встречается галька пестроцветных пород нижнего триаса. В более высоких горизонтах появляются переотложенные компоненты перми, среди которых в первую очередь следует назвать такие относительно редкие и специфические минералы, как пирротин, синий турмалин и хлоритоид.

Наиболее ранние и интенсивные погружения на протяжении всего времени от верхнего триаса до нижнего лейаса включительно отмечают-

ся в области восточного склона Верхоянья, где отложились толщи осадков мощностью свыше 2500—3000 м. На западном склоне прогибания были значительно слабее и приурочены в основном к центральному и северо-западной части широтного участков, примыкающих непосредственно к Вилюйской впадине. В пределах самой впадины наибольшие прогибания, начавшиеся в основном в нижнем лейасе, фиксируются на южном крыле и, вероятно, в области центральных участков. Северо-западное крыло, наложенное на южный склон Анабарского массива, характеризуется минимальными мощностями в соответствии с общим приподнятым положением Анабарского массива в нории и нижнем лейасе (см. фиг. 31).

Время накопления песчано-алевритово-глинистого комплекса

Время среднего и верхнего лейаса знаменуется дальнейшим расширением границ морского бассейна и кратковременным периодом его стабильного положения. История развития бассейна разделяется на два этапа.

Первый этап, охватывающий среднелейасовое время, характеризуется широким распространением моря далеко на запад, в область Вилюйской впадины, а также частично за ее пределы, в периферийную зону Тунгусско-Вилюйского прогиба. Впервые после карнийского времени испытывает погружение и заливается морем окраинная часть восточного склона Анабарского массива.

Развитию трансгрессии предшествует кратковременный момент обмеления моря, о чем свидетельствует довольно широкое распространение маломощных скоплений конгломерата в основании описываемого комплекса (центральный и широтный участки Верхоянья, южное крыло впадины).

Основное поступление обломочного материала в среднем лейасе по-прежнему осуществлялось за счет южных источников. Вдоль южного и западного склонов впадины отлагается широкая полоса прибрежных песчаных осадков. Фациальный характер их несколько разнороден. В юго-восточных районах чувствуется близость впадения крупной водной артерии: осадки отличаются невысокой степенью сортировки, частым присутствием растительного мусора и др. По-видимому, береговая линия на этом участке проходила недалеко от современного контура распространения описываемых отложений. В западной и северо-западной части впадины, в полосе прибрежных накоплений отлагались хорошо отсортированные пески, содержащие часто глауконит. По сравнению с предыдущим этапом принос материала из области Байкало-Патомского нагорья заметно ослабляется.

Вдоль восточного склона Анабарского массива полоса песчаных прибрежных образований имеет минимальное распространение; возможно, на отдельных участках она полностью отсутствовала. Пологий характер берегового склона анабарской суши обусловил преимущественное распространение здесь алевритово-глинистых осадков, содержащих наряду с морской фауной обильный растительный мусор, говорящий о близости континента.

Характер отложений в центральной части впадины остается пока неясным. Увеличение тонкозернистости осадков, наблюдающееся на отдельных участках при движении от периферии к центру впадины (район Табаги и Якутска, Вилюя и Кемпендяя), говорит о том, что в центральных районах должны быть развиты преимущественно песчано-алевритовые или даже алевритово-глинистые накопления.

В области сопряжения центрального и широтного участков Верхоянья и Вилюйской впадины прослеживается широкая зона мелководных, пре-

имущественно песчаных осадков. Образование этих отложений связано, очевидно, как с течениями, переносившими в глубь бассейна песчаный материал, доставленный мощными водными потоками с Алданского щита в юго-восточную окраину бассейна, так и с размывающимися островами, унаследованными от предыдущего этапа и частично затопленными среднелейасовой трансгрессией.

С севера и востока песчаный язык окаймляется широкой полосой песчано-алевритово-глинистых осадков с тонким ритмичным, иногда флишoidalным строением. Присутствие тонкоритмичных осадков связано с неравномерным привносом в бассейне обломочного материала и с периодическим изменением ареала его разноса. Зона флишoidalных осадков сменяется преимущественно глинистыми образованиями, отлагавшимися в основном в глубоководных участках бассейна.

В т о р о й э т а п, соответствующий верхнелейасовому времени, характеризуется дальнейшим углублением бассейна и некоторым расширением его границ. Море проникает в область Тунгусско-Вилюйского прогиба, достигая среднего течения Чоны (фиг. 32).

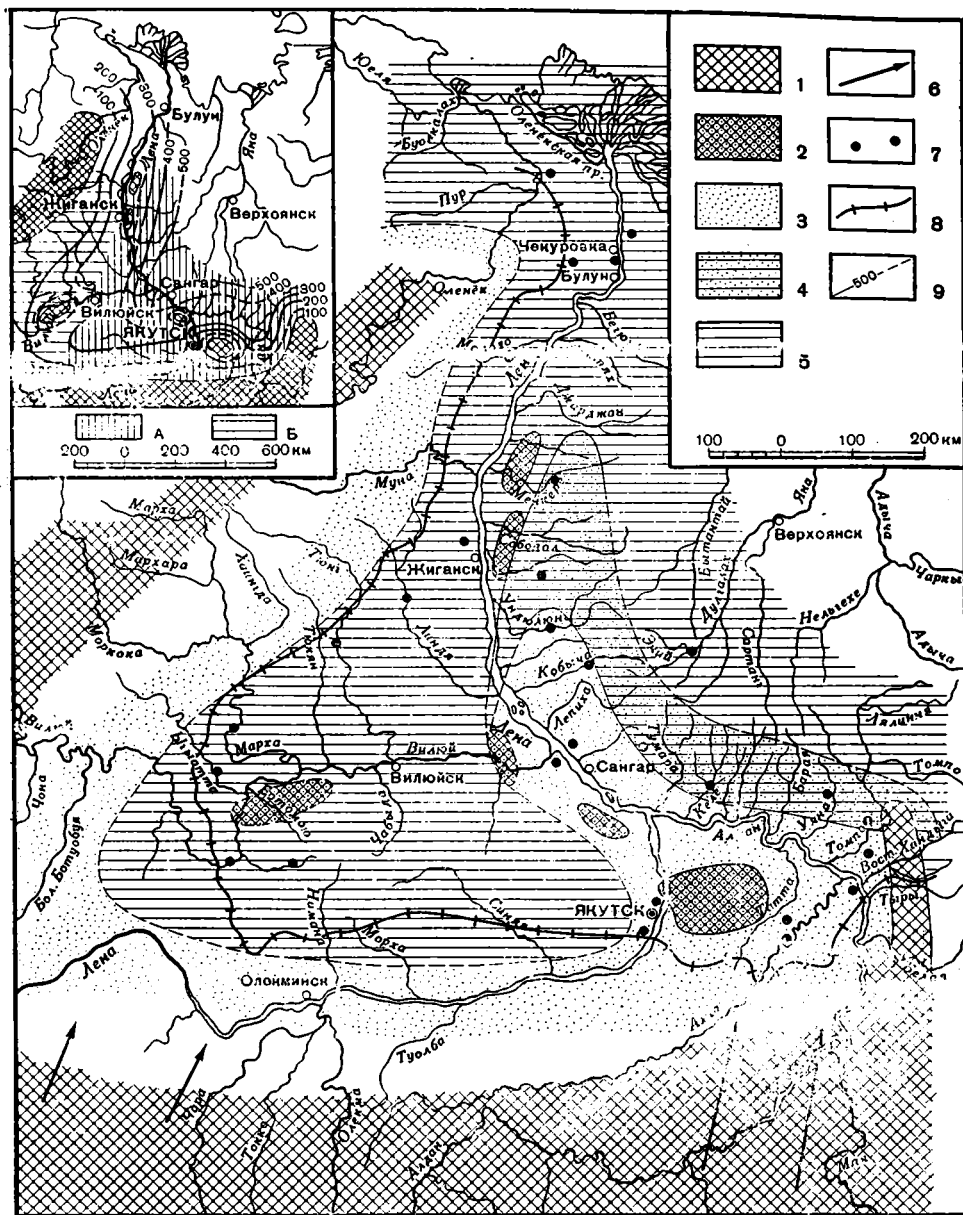
Эрозионная деятельность на прилежащих участках континента сильно ослабевает. В бассейн поступает в основном глинистый материал, который разносится по всей территории Вилюйской впадины. Относительные глубоководные условия морского бассейна с очень слабыми движениями придонной воды и глинистым характером грунтов способствовали широкому расселению мелких пеллеципод, обладающих характерной тонкостворчатостью и нежным скоल्पтурным строением раковин. Наибольшим распространением пользуются представители рода *Leda*, присутствие которых отмечается в верхнелейасовых осадках по всей территории Вилюйской впадины. Интересно отметить, что первое появление лед отмечается еще в среднем лейасе, в области накопления преимущественно глинистых илов, приуроченных к восточной окраине Анабарского массива.

Песчано-алевритовые осадки в верхнелейасовом бассейне локализируются лишь в областях, наиболее приближенных к основным источникам поступления обломочного материала. Одна такая область фиксируется на юго-западе, в пределах восточной части Тунгусско-Вилюйского прогиба, где, по данным А. А. Арсеньева (1955) и В. Д. Масайтиса (1955), отлагались преимущественно песчаные мелководные осадки. Второй областью является по-прежнему зона песчано-алевритовых осадков юго-восточной окраины Вилюйской впадины.

Продолжающееся интенсивное поступление обломочного материала с юго-востока Алданского щита обусловило сохранение общего характера распределения фаций в области сопряжения юго-восточной части впадины и Западного Верхоянья. Меридионально вытянутый язык преимущественно песчаных осадков, протягивающийся вдоль нижнего течения Алдана и захватывающий участки Лены примерно от Якутска до устья Дянушки и несколько далее на север, прослеженный в среднелейасовом бассейне, полностью унаследует в верхнелейасовое время. Однако ослабленный принос обломочного материала обусловил спорадическое формирование и в этой зоне алевритовых, а в наиболее удаленных северных районах даже глинистых осадков.

Интенсивное движение воды в зоне песчаных осадков было неблагоприятным для обитания лед, требующих для своего существования мягкого илистого грунта и спокойного режима водной среды. Они сменяются обильной фауной *Pseudomonotis (Eumorphotis)* и *Mytiloides*, для обитания которых необходимы твердые грунты, хорошая аэрация и токи воды, поставлявшие им питательные вещества (Н. И. Шульгина, 1956 г.)

Зона песчаных осадков, так же как в среднелейасовом бассейне, окаймляется с востока и севера полосой песчано-алевритово-глинистых



Фиг. 32. Схема распределения фаций в верхнем лейасе.

1 — суша; 2 — выступы древнего фундамента и области сокращенной седиментации или размыва; 3 — морские прибрежные и мелководные преимущественно песчаные осадки; 4 — песчано-алевритоглинистые осадки относительно удаленных участков бассейна; 5 — морские глинистые осадки; 6 — направление поступления обломочного материала; 7 — точки наблюдений; 8 — граница современного распространения отложений верхнего лейаса; 9 — изогонии мощностей алевритоглинистого комплекса (J₁+⁰)

Терригенно-минералогические провинции

А — эпидото-ильменито-рогообманковая; Б — гранато-турмалин-цирконовая

осадков с тонкоритмичным строением. По сравнению со среднелейасовыми отложениями отмечается большая роль глинистых прослоев. При дальнейшем движении на север и восток к открытым участкам бассейна песчано-алевритово-глинистые грунты сменяются преимущественно глинистыми.

Глинистые и алевритово-глинистые осадки особенно Верхоянской области, характеризовавшейся более интенсивным режимом прогибаний, окрашены в очень темный цвет и отличаются повышенным содержанием тонкораспыленного органического вещества. Обилие органики предопределило широкое развитие в осадках процессов диагенетической пиритизации. Отложения Приверхоянской зоны отличаются повышенной битуминозностью, причем значительная роль (до 50% от общего содержания битумов) принадлежит легким маслянистым битумам. Следует отметить, что совокупность условий формирования описываемых осадков в Приверхоянье — значительная скорость и глубина погружений, обилие органического вещества, морской режим — были чрезвычайно благоприятными для образования нефтематеринских фаций.

Распределение терригенно-минералогических провинций в течение среднего и верхнего лейаса сохраняется таким же, как в нижнем лейасе. Следует только отметить некоторое смещение на юге границы эпидотовой провинции к востоку. Так, на Намане появляются породы с эпидотовым комплексом минералов, полностью отсутствовавшим в нижнем лейасе.

Разница в минералогическом составе между отложениями Верхоянья и восточной части впадины практически почти исчезает. По-видимому, гряды, разделяющие эти области, к среднелейасовому времени оказались в значительной степени сnivelированными. О существовании некоторых поднятий против центрального участка Верхоянья свидетельствует только мелководный характер преимущественно песчаных осадков, развитых в районе Китчан и Дянушки.

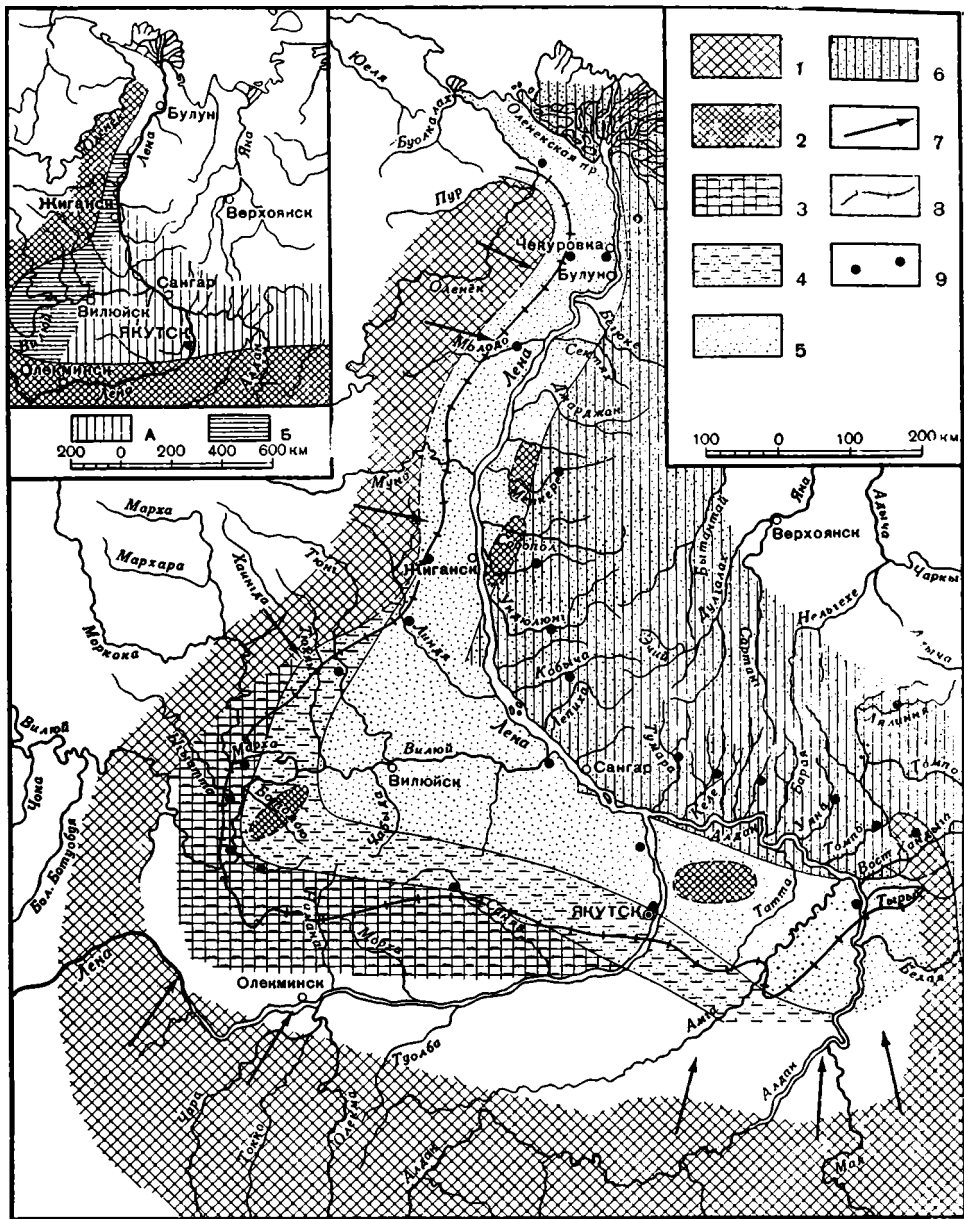
Максимальные прогибания, обусловившие накопление толщи осадков мощностью до 500 м, были в области центрального Верхоянья и распространялись, по-видимому, в виде узкого языка в центральный участок Вилюйской впадины. Сама впадина представляла полого-прогнутую область, заполненную осадками, не превышающими по мощности 200—250 м (см. фиг. 32).

СРЕДНЕЮРСКАЯ ЭПОХА

Время накопления песчано-алевритового комплекса

На границе нижней и средней юры происходят резкие изменения обстановки осадконакопления, явившиеся переломным моментом в ходе истории мезозойского бассейна. С этого момента начинается новый этап в развитии Вилюйской впадины и Западного Верхоянья, этап длительной регрессии, сопровождающейся постепенным сокращением площадей морского бассейна и последовательным увеличением распространения преимущественно континентальных отложений.

В начале средней юры в области юго-западной питающей провинции произошли крупные поднятия, захватившие также значительную часть территории Вилюйской впадины и обусловившие частичный размыв ранее отложившихся осадков. Наиболее интенсивные поднятия и размыв были приурочены к юго-западной части впадины; при движении на север и восток вдоль северо-западного и южного крыльев наблюдается постепенное затухание интенсивности размыва. В районе Алдана и по всему Верхоянью поднятия не фиксируются: здесь сохранялся морской



Фиг. 33. Схема распределения фаций в средней юре.

1 — суша; 2 — области резко сокращенной седиментации и размыва; 3 — преимущественно континентальные (аллювиально-озерные), слабоугленосные осадки; 4 — преимущественно прибрежные (заливно-лагунные и приморско-озерные) песчано-алевритового состава; 5 — морские прибрежные и мелководные, преимущественно песчаные осадки; 6 — осадки относительно удаленных участков бассейна песчано-алевритового состава; 7 — направления поступления обломочного материала; 8 — граница современного распространения отложений средней юры; 9 — точки наблюдений

Терригенно-минералогические провинции

А — эпидото-ильменито-роговообманковая; Б — гранато-турмалино-цирконовая

режим. Некоторые изменения седиментационной обстановки отражаются только в заметном опесчанивании и погрубении осадков.

Вслед за указанными поднятиями началось интенсивное поступление обломочного материала в Вилюйскую впадину. В самом начале этапа по бортам впадины (Вилюй, Марха, Синяя и район Якутска) отлагаются грубые аллювиально-песчаные осадки, обогащенные дистеном, довольно быстро сменяющиеся в восточных районах прибрежно-морскими образованиями.

Площадь морского бассейна по сравнению с верхнелейасовым временем резко сокращается. На юго-западной окраине впадины в течение всей средней юры продолжают накапливаться континентальные аллювиально-озерные осадки (фиг. 33). Периодически здесь происходило заболачивание мелких озерных водоемов и формирование маломощных торфяников (район Ыгыатты, Вилюя, Кемпендяя). Восточнее протягивается полоса прибрежно-морских песчано-алевритовых, ранее глинистых грунтов, формировавшихся в зоне заливно-лагунного побережья и неглубоких приморских озер. Иногда восточные участки этой области затоплялись морем и здесь отлагались морские песчаные осадки, содержащие фауну пелелипод (районы Тюнга, Мархи, Амги). Вдоль склонов Алданского и Анабарского массивов, а также, очевидно, в центральной части впадины накапливались песчаные прибрежные отложения. Преимущественно песчаный состав характеризует также осадки более удаленных участков морского бассейна. Это свидетельствует о крайне мелководном характере моря в пределах описываемой территории и возможном присутствии архипелагов островов в Приверхоянье и в области Верхоянской зоны.

План распределения терригенно-минералогических провинций остается неизменным. По-прежнему существует две провинции: западная — эпидотово-ильменитово-роговообманковая и юго-восточная — цирконово-гранатовая.

Следует отметить, что в разрезах западной эпидотово-ильменитово-роговообманковой провинции наблюдается чередование пластов, обогащенных роговой обманкой и эпидотом. В пластах, обогащенных роговой обманкой, фиксируется юго-восточная ориентировка косо́й слоистости, вместе с этим наблюдается увеличение средних количеств роговой обманки в северо-западных разрезах средней юры. С доминирующим северо-восточным направлением ориентировок косо́й слоистости связаны повышенные содержания в тяжелой фракции эпидота. Чередование эпидотовых и роговообманковых песчаников в разрезе западной переклиальной части Вилюйской впадины можно объяснить переменным влиянием северо-западного и юго-западного источников питания.

Для среднеюрской эпохи характерны довольно равномерные погружения как в области Вилюйской впадины, так и в Приверхоянье, обеспечившие накопление толщи осадков мощностью свыше 200—300 м.

ВЕРХНЕЮРСКАЯ ЭПОХА

Время формирования нижней половины угленосного комплекса (чечумская серия)

Верхнеюрская эпоха характеризуется дальнейшим сокращением морского бассейна, отступлением моря на север и северо-восток и сохранением устойчивого морского режима лишь в районах, лежащих севернее полярного круга и восточнее современного водораздела Верхоянского хребта.

Эрозионные и аккумулятивные процессы превратили Вилуюскую впадину и область западного Приверхоянья к началу верхней юры в обширную плоскую равнину, полого наклоненную на север и северо-восток. Незначительные прогибания приморской равнины приводили к быстрому проникновению моря на территорию впадины. В течение верхней юры в ее пределах происходила неоднократная смена фациальных обстановок суши, мелководного моря и переход от морских к континентальным с широким распространением заболоченных низин и приморских болот. Устойчивый континентальный режим существовал в западной части впадины.

В истории верхнеморского времени начинается два этапа. Первый этап протекает в условиях оживленной деятельности речной сети и интенсивного поступления обломочного материала. В западной части впадины отлагаются главным образом песчаные осадки типа руслового аллювия (Вилуй, Кемпендй, Марха и др.). При движении к востоку в пределах бортовых участков впадины роль аллювиальных осадков постепенно уменьшается, уступая место отложениям дельт, а возможно, и конусов подводных выносов. Периодически широкое развитие приобретают фашии приморских озер и отшнурованных лагун, превращавшихся в застойные зарастающие водоемы с разливающимися впоследствии торфяниками (район Кильдямцев, Ытык-кель и др.).

В центральной части Вилуйской впадины и в зоне смыкания ее с Приверхояньем доминирующее распространение имеют прибрежно-морские фашии с широким диапазоном обстановок, свойственным областям, переходным от континента к морю. Песчаные осадки представлены здесь главным образом накоплениями типа баров, пересыпей, кос и других аккумулятивных элементов прибрежной зоны. Мелкозернистые песчаные и алевролитово-глинистые осадки с характерными косослоисто-волнистыми текстурами, следами взмучивания, оползания и ходами донных животных представляет типичные накопления широкой зоны заливно-лагунного побережья. В периоды отступления моря отдельные участки побережья заболачивались, и на них развивались торфяники.

В области широтного и центрального участков Приверхоянья роль собственно морских фашии приобретает еще большее значение. Однако периодически море покидало и эту территорию, и обширные пространства превращались в заболоченные низменности, на которых развивались торфяники.

К северу от широты Жиганска морской режим сохранялся неизменным. Здесь отлагались мелководные песчано-алевролитово-глинистые осадки с морской фауной ауцелл. Область Анабарской суши оконтуривалась полосой прибрежных, преимущественно песчаных осадков (фиг. 34).

Морской бассейн распространялся, по-видимому, также на область восточного склона и далее на восток. В настоящее время в пределах указанной территории верхнеюрские отложения почти повсеместно уничтожены эрозией.

Однако фашиальный характер осадков и последовательное увеличение роли морских фашии при движении на восток свидетельствуют о существовании морского верхнеюрского бассейна в восточных районах. Это подтверждается находкой Т. Н. Спижарского верхнеюрских отложений с ауцеллами в районе р. Адычи.

Возможно, что в связи с общими поднятиями и складчатостью в Верхояно-Колымской геосинклинали на границе средней и верхней юры на месте современного ядра верхоянского мегантиклинория появилась группа невысоких пологих островов. Эти острова, однако, отнюдь не препятствовали связи приверхоянского бассейна с открытым морем на востоке.

Второй этап, охватывающий верхнеоксфордское — нижневолжское время, характеризуется новым небольшим развитием трансгрессии и некоторым ослаблением интенсивности поступления обломочного материала. В связи с общим повышением базиса эрозии песчаные аллювиально-русловые осадки западной окраины впадины сменяются отложениями пойменных долин, озер и стариц с периодическим развитием в них торфяных болот. В пределах восточных участков наблюдается некоторое смещение всех фациальных зон к западу и увеличение общей роли прибрежно-морских и морских осадков. На внешних бортах впадины угленосные отложения сменяются морскими песчаными накоплениями с фауной морских ауцелл (сытогинская свита). Угленосные отложения этого времени являются типичными образованиями паралического типа.

В области Приверхоянья отлагаются тонкие алевролитово-глинистые осадки, которые периодически в моменты наиболее интенсивного приноса обломочного материала сменялись песками. Все осадки Приверхоянья отличаются повышенной карбонатностью. Характерно формирование довольно мощных безугольных пачек с тонко-ритмичным флишоидным строением.

Пульсационный характер колебательных движений наряду с ослабленным, периодически затухающим привносом обломочного материала создавали в определенных моменты благоприятные условия для формирования мощных торфяников, развивающихся на обширных площадях приморских болот.

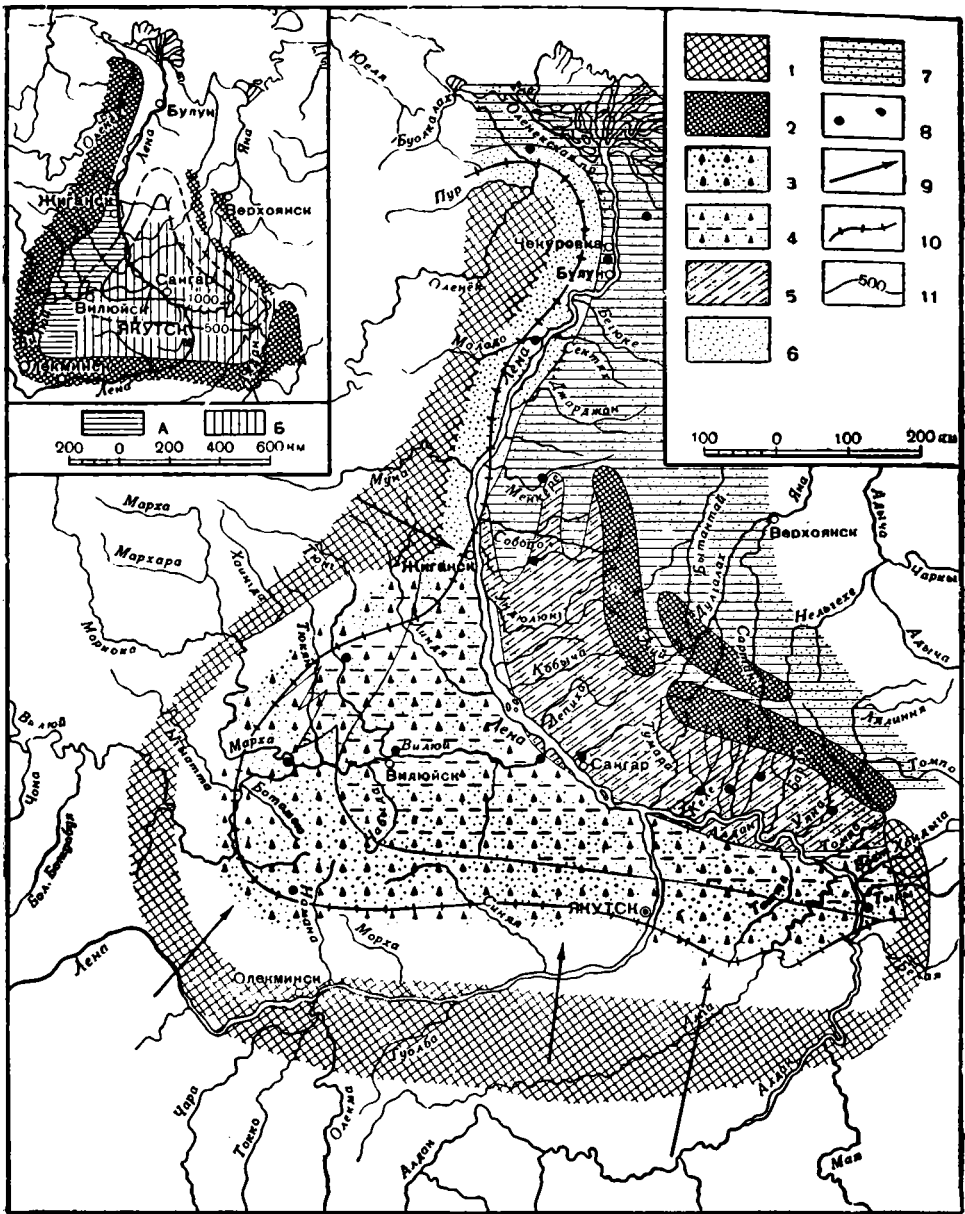
В течение верхнеюрского времени обломочный материал по-прежнему поступал из юго-восточного и северо-западного источников, что обеспечило сохранение двух основных терригенно-минералогических провинций.

Однако снивелированный характер рельефа впадины не препятствовал периодическому расширению ареала разноса материала то одного, то другого источника.

В частности, эпидот, связанный с западным источником, доносился до центральных участков впадины и появился в разрезе верхнеюрских отложений вилюйской скважины. В конце верхнеюрского времени в связи с заходом моря в глубь впадины происходит как бы оттеснение материала, поступающего из западного источника, и почти по всей территории получает кратковременное распространение характерная ассоциация граната, циркона и апатита, связанная с юго-восточным источником.

В верхнеюрскую эпоху в связи с начавшимися поднятиями Верхоянской геоантиклинали начинаются интенсивные погружения на западе. Зона максимальных погружений локализуется в области центрального и широтного Приверхоянья, уходя широким языком в область Вилюйской впадины. Максимальные мощности осадков, равные 1300—1000 м, приурочены к широтному и центральному участкам Приверхоянья. При переходе в область впадины мощности плавно и постепенно уменьшаются, достигая 800—850 м в центральных участках структуры, и быстро сокращаются на ее крыльях до 200—240 м (см. фиг. 34).

В области меридионального участка погружения были крайне незначительны; мощность верхнеюрских осадков не превышает здесь 100—150 м, уменьшаясь в Хараулахских горах до 50 м. Таким образом, для этого участка был характерен платформенный режим прогибаний, в то время как Вилюйская впадина вместе с областью Приверхоянья представляла единую область краевого прогиба, состоящего из хорошо развитой широтной ветви, укороченной меридиональной и поперечной структуры Вилюйской впадины.



Фиг. 34. Схема распределения фаций в верхней юре.

1 — суша; 2 — области резко сокращенной седиментации и размыва; 3 — преимущественно континентальные (аллювиально-озерные) угленосные осадки; 4 — преимущественно прибрежные (дельтовые, заливно-лагунные и другие) угленосные осадки; 5 — прибрежно-морские угленосные осадки; 6 — прибрежно-морские песчаные осадки; 7 — осадки открытых участков моря песчано-алевролитоглинистого состава; 8 — точки наблюдения; 9 — направление поступления обломочного материала; 10 — граница современного распространения отложений верхней юры; 11 — изолинии мощностей верхнеюрской части угленосного комплекса.

Терригенно-минералогические провинции

А — апидото-ильменито-роговообманковая, Б — цирконо-апатито-гранатовая

**Время формирования
верхней половины угленосного комплекса**

В баталыхское время (неоком), соответствующее нижней половине нижнего мела, продолжается формирование угленосного комплекса. В истории описываемого периода намечается два этапа.

В течение первого этапа, совпадающего со временем образования нижней части баталыхской свиты (валанжин ?), в пределах Вилюйской впадины и Западного Приверхоянья сохраняется режим верхнеюрского времени. В западной части впадины продолжают накапливаться преимущественно песчаные континентальные осадки аллювиально-озерных фаций. В восточной части впадины и в Приверхоянье существенная роль принадлежит прибрежно-морским отложениям, формировавшимся в области обширной приморской низменности, периодически заливавшейся морем.

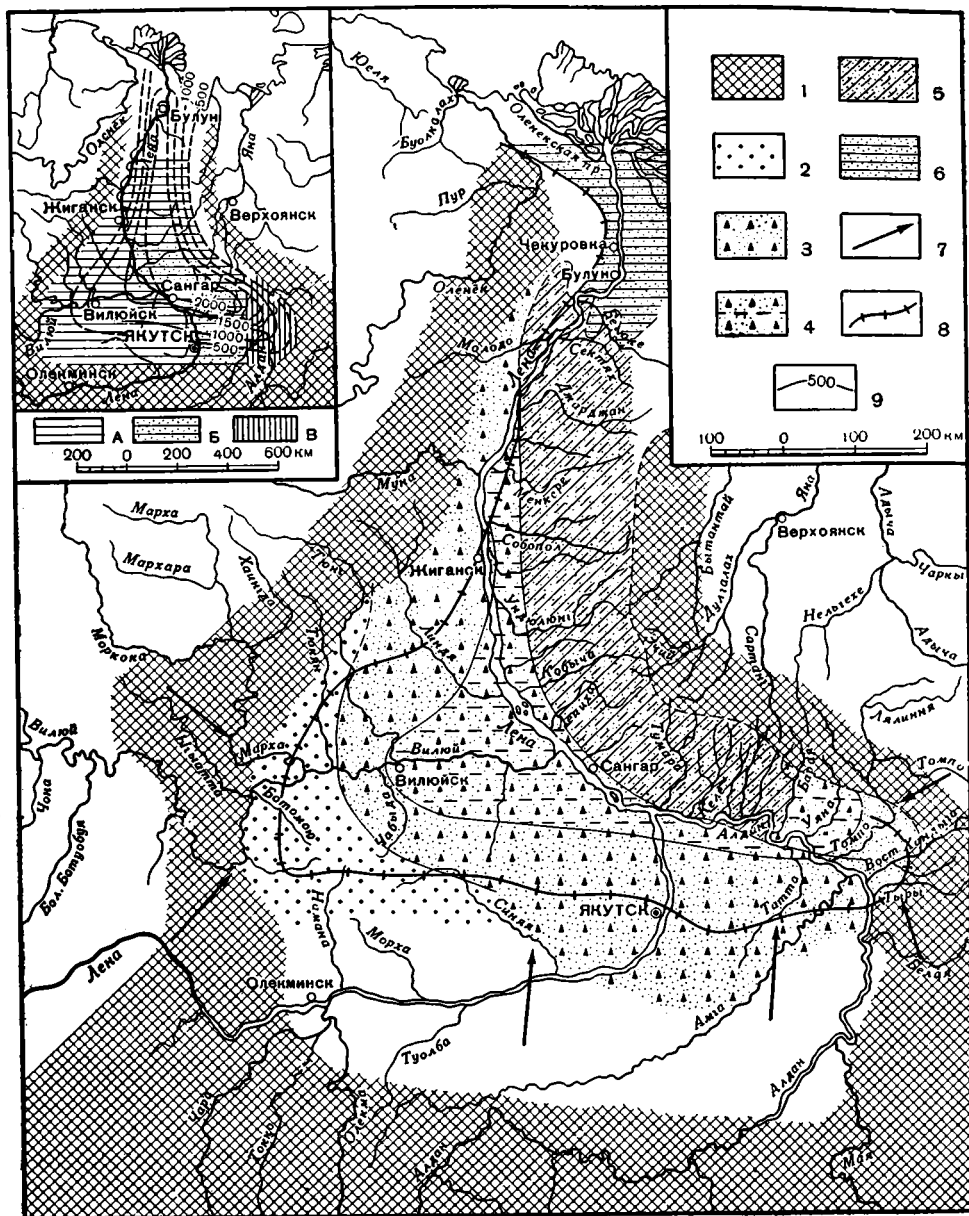
В северных районах Приверхоянья обстановка была существенно иной. В конце верхней юры обширная территория Хараулахских гор, северная часть Орулганского хребта, а также Хатангская впадина испытали значительные поднятия и последовавший вслед за этим размыв осадков. К началу мелового периода поднятия сменились общими погружениями, вызвавшими трансгрессию валанжинского моря с продвижением его на юг вплоть до широты пос. Булун, а возможно, и несколько южнее. На площади, занятой морем, накапливались мелководные песчаные осадки, сменяющиеся при движении на юг прибрежно-морскими, периодически угленосными фациями. Общая площадь морского бассейна по сравнению с верхнеюрской эпохой сократилась (фиг. 35).

Второй этап характеризуется дальнейшим сокращением морского бассейна. Море уходит далее на север, и в пределах описываемой территории все большую и большую роль начинают играть континентальные — аллювиальные и аллювиально-озерные осадки. В связи с общими поднятиями усиливается поступление обломочного материала из областей прилегающей суши, и широкое распространение среди осадков приобретают мощные песчаные накопления.

Преимущественно морские условия сохраняются только севернее Булуна. Но и здесь в описываемое время периодически создаются обстановки, благоприятные для развития углеобразования. В моменты наибольшей регрессии моря территория между пос. Булун и районами нижнего течения р. Оленек превращается в область мелководных лагун, заливов и эстуарий с ненормальным режимом водной среды, благоприятным для расселения солоноватоводной фауны корбулей. Периодически на значительных участках этой территории развивались болота, и шло формирование торфяников.

Существенной особенностью нижнемеловых отложений является резкое изменение состава обломочного материала в осадках восточной части Вилюйской впадины и всей приверхоянской области. Устойчиво сохраняющаяся на территории всей юры цирконово-гранатовая ассоциация уступает место массовому распространению минералов группы эпидота. Эпидотосодержащие осадки нижнего мела чрезвычайно широко распространены и простираются далеко на север, вдоль всего восточного склона Анабарского массива и далее на запад, в область Хатангской впадины.

Как известно, на протяжении всего мезозоя поступление минералов «эпидотовой ассоциации» осуществлялось из области Байкало-Патомской горной страны. Было отмечено, что при переходе от древних к более молодым горизонтам мезозоя ареал разноса западного эпидотового



Фиг. 35. Схема распределения фаций в нижнем мелу (первая половина).

1 — суша; 2 — аллювиальные преимущественно песчаные осадки; 3 — преимущественно континентальные (аллювиально-озерные) угленосные осадки; 4 — преимущественно прибрежные (дельтовые, заливно-лагунные, озерные) угленосные осадки; 5 — преимущественно прибрежно-морские угленосные осадки; 6 — морские мелководные песчано-алевритовые осадки; 7 — направления поступления обломочного материала; 8 — граница современного распространения осадков нижнего мела; 9 — изолинии мощностей нижнемеловой части угленосного комплекса

Терригенно-минералогические провинции

А — эпидото-ильменито-роговообманковая; Б — эпидотовая (с обилием кислых плагиоклазов); В — цирконо-апатито-гранатовая

материала постепенно увеличивался, расширяясь на восток. Казалось бы естественным считать, что широкое распространение эпидота и цоизита в осадках Приверхоянской области связано с дальнейшим увеличением интенсивности поступления материала юго-западного источника. Это представлялось тем более вероятным, что участие юго-западного материала в осадках Приверхоянья убедительно доказывается присутствием некоторых характерных компонентов западной провинции. К числу последних относятся, например, свежие фисташково-зеленые эпидоты, а также аномальные гранаты андрадитового типа, характерные для скарных и контактных зон области развития траппов и полностью отсутствующие среди кристаллических сланцев Алданского массива. Однако более детальное исследование показало, что существуют две минералогические ассоциации, обогащенные минералами группы эпидота.

Юго-западная ассоциация, как показали работы В. И. Муравьева, характеризуется сочетанием эпидота главным образом с кварцем и калиевыми полевыми шпатами. В значительном количестве присутствует постоянно ильменит и роговая обманка, незначительная примесь гранатов (среди которых много андрадита), дистен, ставролит, силлиманит и ряд других минералов. Формирование этой ассоциации связано в основном с разрушением протерозойских сланцев, эпидотизированных гранитов и гнейсов Байкало-Патомского нагорья.

В восточной части впадины и на обширной территории Приверхоянья минералы группы эпидота ассоциируют с чрезвычайно широко распространенными плагиоклазами от № 5—10 до № 45. Среди альбитов в большом количестве встречаются характерные «ситовидные кристаллы», переполненные мелкими включениями цоизита, реже эпидота и серицита. Ассоциации отличаются бедностью минеральных видов. Помимо эпидота, цоизита и постоянно сопутствующего им ортита, распространены биотит, гранат, сфен и иногда апатит. Все перечисленные минералы (за исключением андрадитов и характерных оранжево-бурых гранатов, развитых в западных областях) встречаются, по данным Д. С. Коржинского, в кристаллических сланцах древнестанового комплекса. Особенно типично в описываемых осадках массовое распространение «ситовидных альбитов», представляющих характернейшие компоненты мощных дифторитов, известных в настоящее время на Становом хребте. Не оставляет сомнения, что наряду с некоторым приносом материала с запада основное поступление обломочного материала в область Приверхоянья осуществлялось за счет разрушения пород древнего Становика.

Интересно отметить, что нижнемеловые отложения, сохранившиеся в пределах Алданского щита в грабенообразных впадинах (Токинская впадина), имеет тот же состав, что и в Приверхоянье.

В эксеняхское время, соответствующее примерно апту, море полностью покинуло описываемую область. Вся территория Вилюйской впадины и Приверхоянья превратилась в огромную аллювиальную равнину, по которой текли многочисленные реки, отлагавшие однообразные песчаные осадки. Обильное поступление обломочного материала отнесило угленосные фации в северные районы: территория нижнего течения Лены, Оленека и Оленекской протоки превратилась в область обширных пресноводных водоемов озерного типа, где периодически создавались условия, благоприятные для формирования мощных торфяников.

Основные источники обломочного материала сохранились в эксеняхское время теми же. Однако, помимо ассоциации минералов, присутствовавших в осадках батылжской свиты, здесь появляется роговая обманка. Очень высокое содержание роговой обманки (до 5—6% и бо-

лее) говорит об образовании ее за счет разрушения изверженных или метаморфических пород, резко обогащенных этим компонентом. В западной части впадины установлена устойчивая связь повышенного содержания роговой обманки в песчаниках среднеюрского и нижнемелового возраста с наличием в них кривой слоистости юго-восточного направления (Муравьев, 1956). Поступление роговой обманки связано с разрушением амфиболитов и амфиболитовых гнейсов Анабарского массива и амфиболитизированных диабазов Тунгусской синеклизы.

По-видимому, тот же источник сноса обусловил появление роговой обманки в эксеняхское время на территории восточной части впадины и Центрального Приверхоянья.

Эпоха нижнего мела знаменуется дальнейшим усилением дифференциальных движений в Верхоянской области и прилегающих участков впадины. Продолжаются поднятия Верхоянской геотектоники, представляющей краевое геотектоническое поднятие Верхоянско-Колымской складчатой области. Центральная часть Верхоянья из цепи разрозненных плоских островов превращается в пологую сушу, вдоль окраины которой продолжается формирование краевого прогиба, где накапливаются мощные толщи терригенных угленосных осадков.

Нижний мел является периодом наиболее интенсивного развития краевого прогиба. Это выражается не только в возрастающем темпе погружений, но и в резком расширении площади прогиба. Помимо того, что расширяется область интенсивных погружений в пределах широтного участка и Вилюйской впадины, в зону интенсивных погружений оказывается вовлеченным весь меридиональный отрезок Приверхоянья, испытывавший в предшествующий верхнеюрский период крайне незначительные прогибания. Зона наиболее значительных погружений с мощностями осадков до 2500 м тянется параллельно простиранию Верхоянской геотектоники, сливаясь в пределах центрального участка с поперечной структурой Вилюйской впадины, с постепенно затухающими мощностями (до 1000—1500 м в центральных участках и 200—250 м на крыльях структуры; см. фиг. 35).

Несмотря на то, что Верхоянье в нижнемеловое время представляло уже сушу, снос обломочного материала с этого нового поднятия был крайне ничтожным. Интенсивные прогибания в области краевого прогиба полностью компенсировались поступлением огромных масс обломочного материала с юга и запада. Незначительные следы размыва Верхоянской суши фиксируются лишь в эксеняхское время по наличию на широтном участке среди локальных скоплений галечникового материала обломков пород Верхоянского комплекса.

Время формирования нижней части комплекса аллювиальных песков

В промежуток времени, соответствующий примерно альбу, происходят изменения обстановки осадконакопления на территории Вилюйской впадины, связанные с значительными событиями в истории развития более восточных районов. В пределах всей северо-восточной геосинклинальной области происходят интенсивные процессы горообразования, сопровождающиеся крупными региональными разломами и напряженной вулканической деятельностью, знаменующими начало заключительного этапа замыкания Верхоянско-Колымской геосинклинки (Пущаровский, 1956 г.). Верхоянский хребет превращается в горное сооружение. Магматические проявления в Верхоянье имеют ограниченное распространение, будучи приурочены лишь к восточному склону хребта.

На границе апта и альба на территории Вилюйской впадины, по-видимому, происходили кратковременные поднятия, обусловившие изменение режима осадконакопления в период последующих погружений. Для реконструкции конфигурации и плана распределения поднятых участков пока нет достаточных данных. Косвенные признаки позволяют предполагать, что наибольшие поднятия были приурочены к восточной части впадины, в частности, к зоне погруженных древних выступов кристаллического фундамента, испытывавших новые блоковые подвижки в связи с интенсивными горообразовательными движениями на востоке. Отзвуки мощной вулканической деятельности проявились и в области сопряжения Вилюйской впадины с широтным участком Приверхоянья. Убедительным свидетельством этого служат мощные туфы гранодиоритовой магмы, обнаруженные нами в скважине в Намцах. Подвижки в области древних горстовых выступов являлись благоприятной предпосылкой для поднятия изливания магмы. Представляется весьма вероятным, что вулканические проявления имели значительно более широкое распространение в области сопряжения широтного участка с платформой, будучи скрыты сейчас под покровом верхнемеловых и третичных пород, широко развитых в междуречье Лены и Алдана.

Воздымания в области Верхоянья обусловили оттеснение зоны максимальных погружений на запад, в пределы собственно Вилюйской впадины, которая, однако, в этот период уже вряд ли представляла единую синклиналиную структуру. В хатырыкское время, по-видимому, начался процесс распада общей области нисходящих движений на отдельные участки, испытывавшие более или менее интенсивные погружения.

Вероятно, эти дифференцированные движения послужили в последующем основой для заложения верхнемеловых мульд.

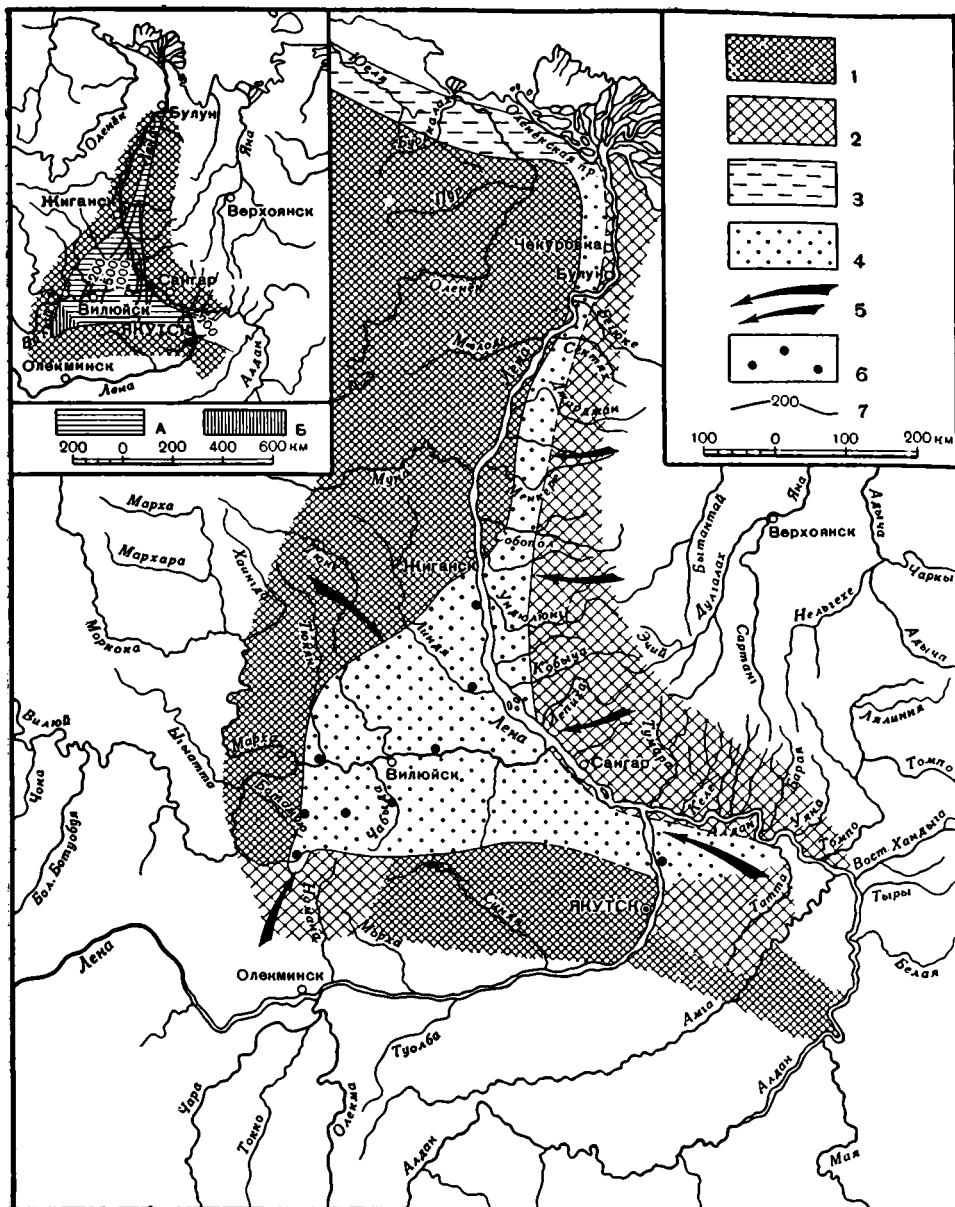
В хатырыкское время продолжалось накопление преимущественно аллювиальных песчаных осадков, изредка сменяющихся тонкозернистыми алевритово-глинистыми озерными накоплениями и очень редкими прослоями бурых углей. Меняется состав обломочного материала, исчезает роговая обманка, понижается содержание эпидота, и широкое распространение получает гранат, ильменит и иногда дистен. Изменение состава минералогической ассоциации связано с ослаблением поступления обломочного материала из прежних источников и появлением дополнительных областей размыва, каковыми могли являться мезозойские осадки окружающих площадей. Период формирования осадков хатырыкской свиты совпадает с некоторыми изменениями климатических условий.

Интенсивная каолинизация осадков хатырыкской свиты так же, как и более молодых отложений верхнемеловой эпохи, наряду с резким изменением характера растительности с начала верхнего мела (Вахрамеев, 1958) свидетельствуют о некотором потеплении и дальнейшем увлажнении климата.

ВЕРХНЕМЕЛОВАЯ ЭПОХА

Время формирования верхней части комплекса аллювиальных песков

В верхнемеловое время продолжался процесс обособления и замыкания бассейнов аккумуляции осадков и последовательного их сокращения во времени. В пределах рассматриваемой территории накапливаются лишь аллювиальные отложения с редкими аллохтонными пластами лигнитов (фиг. 36).



Фиг. 36. Схема распределения фаций в верхнем мелу.

1 — суша; 2 — области преимущественного размыва; 3 — континентальные (аллювиально-озерные) угленосные осадки; 4 — аллювиальные, преимущественно песчаные осадки; 5 — направления поступления обломочного материала; 6 — точки наблюдений; 7 — изолинии мощностей комплекса аллювиальных песков

Терригенно-минералогические провинции

А — гранато-ильменитовая, Б — дистено-ильменитовая

Наряду с обособлением сравнительно небольших прогибающихся участков (Намцы) основное поле накопления осадков локализовалось в бассейне нижнего течения Вилюя, служившим областью разгрузки мощной водной артерии, уходящей на север и оставлявшей в пределах прогибающейся территории значительное количество обломочного материала.

Преобладание косослоистых песчаных пород в верхнемеловом комплексе свидетельствует о преимущественно аллювиально-речном происхождении толщи верхнего мела. Линзы тонких алевроитовых осадков озерного происхождения не имеют больших мощностей, что связано, по-видимому, с кратковременностью их существования и с перемывом осадков внутри аллювиального поля. К моменту накопления линденской свиты область прогибаания резко сократилась. Сохранившиеся осадки линденской свиты присутствуют лишь в разрозненных остаточных мульдах и углублениях эрозионного вреза (см. фиг. 36).

На фоне резкого сокращения накопления осадков в конце верхнего мела начинают все более сказываться процессы выветривания. В максимальной степени выветривание захватывает самые верхние стратиграфические горизонты верхнего мела (линденская свита), приводя к существенному изменению характера и минерального состава слагающих их пород. Даже такие сравнительно устойчивые минералы, как гранаты, оказываются в линденской свите уничтоженными. Наряду с этим полностью каолинизируются железо-магнезиальные слюды и в значительной степени пелитизируются кислые полевые шпаты. Вся выветрелая толща оказывается резко каолинизированной.

Интенсивная каолинизация, а также и наличие богатой широколиственной флоры свидетельствуют о господствующем в это время теплом и влажном климате.

Глава VII

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Верхоянская геосинклиналь, представляющая краевую зону Верхояно-Колымской геосинклинальной области, заложилась в среднем палеозое на переработанном основании краевой части Сибирской платформы. Начиная с нижней перми (возможно, верхнего карбона?), эта область вступила в новую стадию своего развития — стадию накопления мощных терригенных толщ, сменивших карбонатные и карбонатно-эффузивные отложения девано-каменноугольного цикла. Продолжалась эта стадия до нижнего мела включительно.

Интенсивные погружения ложа Верхоянской геосинклинали в верхнем палеозое и мезозое захватили частично и прилежащие участки платформы. В наибольшей степени это сказалось на территории Вилуйской впадины, которая вначале незначительно, а с течением времени все более энергично вовлеклась в общие опускания.

История развития Верхоянья и сопряженных платформенных областей в период накопления терригенных толщ так называемого верхоянского комплекса отчетливо разделяется на два крупных геотектонических цикла: верхнепалеозойский, охватывающий время от нижней перми до среднего триаса включительно, и мезозойский, продолжавшийся от верхнего триаса до верхнего мела. Оба цикла имеют сходное строение и подразделяются на ряд литологических комплексов (или формаций).

При сравнении верхнепалеозойского и мезозойского циклов привлекают внимание общность их строения, выражающаяся в последовательной смене сходных литологических комплексов (или формаций), отражающих определенные этапы развития цикла. Эта общность строения определяется периодической повторяемостью сходных условий осадконакопления, обусловленных в свою очередь периодичностью колебательных движений земной коры (фиг. 37).

В обоих циклах отчетливо выделяются следующие комплексы.

1. Нижний трансгрессивный комплекс, соответствующий развитию трансгрессии [песчано-сланцевый комплекс верхнепалеозойского цикла (P_1^{1+2}) и песчано-конгломератовый — мезозойского ($T_3-I_1^1$)]. Оба комплекса характеризуются сложным строением, обусловленным наложением на общий ход развивающейся трансгрессии двух более мелких регрессивных волн.

2. Преимущественно глинистый комплекс, соответствующий относительно стабильному положению бассейна в момент максимальной трансгрессии (сланцевый комплекс P_1^3 и алевролитово-глинистый J_1^{2+3}).

Следующая выше часть разреза, относящаяся к регрессивному этапу, подразделяется на три комплекса.

3. Комплекс начального этапа регрессии [флишоидный — верхнепалеозойского цикла (P_2^1) и песчаный — мезозойского цикла (J_2)].

4. Угленосный комплекс, соответствующий срединному этапу регрессии (P_2^2 верхнепалеозойского цикла и J_3 — Cr^1 мезозойского).

5. Характер комплексов, завершающих верхнепалеозойский и мезозойский циклы, иной. В первом — это красноцветный дельтово-лагуновый комплекс (T_1), вслед за накоплением которого поступают общие поднятия среднетриасового времени. Во втором — это специфический комплекс аллювиальных каолинизированных песков (Cr_1^{alb} — Cr_2), локализирующийся в разобщенных мульдах Вилюйской впадины и связанный с полным замыканием Верхоянской геосинклинали. Специфической особенностью комплекса является наличие проявлений наземного вулканизма.

В верхнепалеозойском цикле этот комплекс не установлен. Некоторым аналогом этого этапа можно считать среднетриасовое время, когда наряду с региональными поднятиями всей области в отдельных участках могли идти локальные погружения. Сходство дополняется приуроченностью именно к этому периоду вулканических проявлений (см. фиг. 37).

Наряду с некоторым общим сходством строения верхнепалеозойского и мезозойского циклов существует достаточно ярко выраженная специфика каждого из них, отражающая направленный ход геологического развития Верхоянья и Вилюйской впадины. Таковыми специфическими особенностями являются следующие:

1. Прогрессивное уменьшение роли морских осадков и возрастание значения континентальных фаций в мезозойском цикле по сравнению с палеозойским.

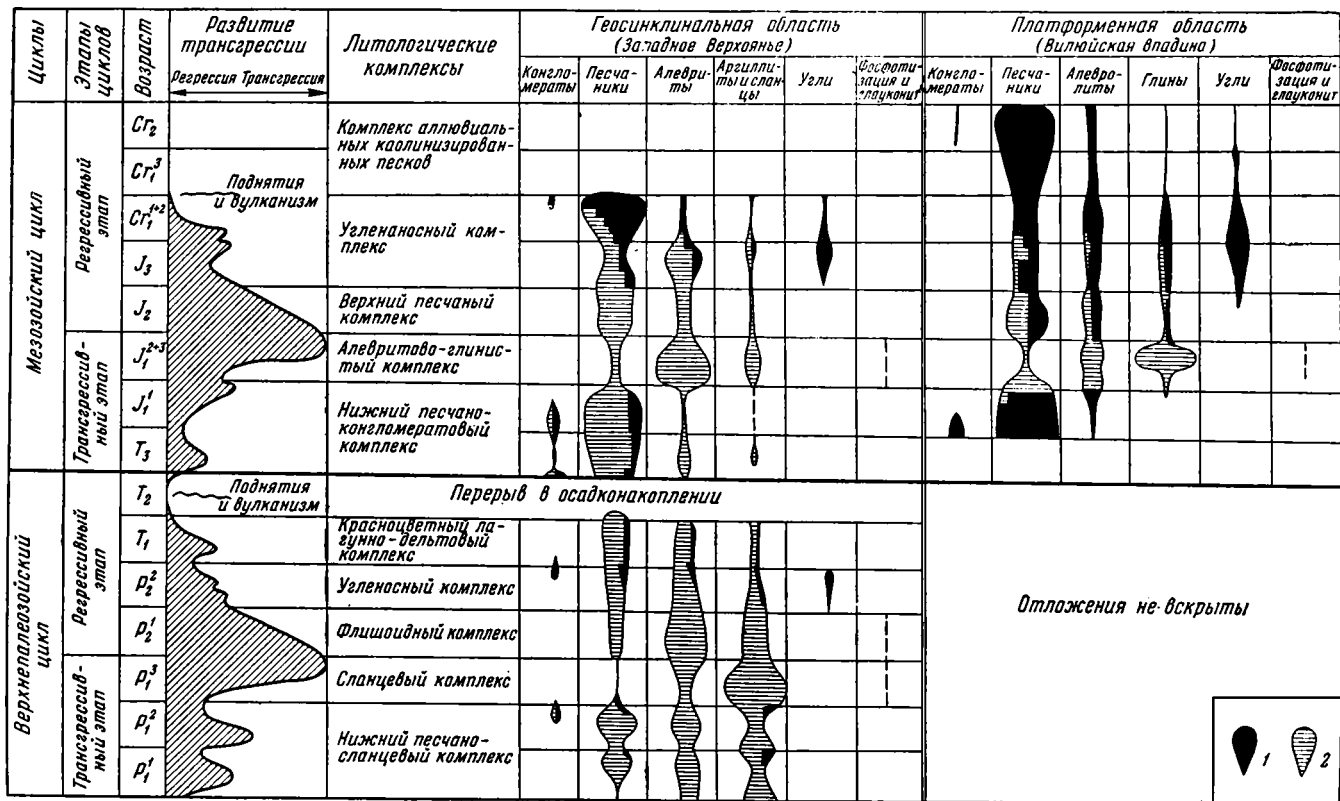
2. Значительно более длительное и энергичное формирование регрессивной части мезозойского цикла. С последним обстоятельством связано чрезвычайно широкое развитие процессов угленакопления в мезозое, получивших в верхнем палеозое лишь незначительное распространение.

3. Резкое увеличение роли песчаных пород, а также общее погружение обломочного материала во всех комплексах мезозойского цикла (фиг. 38).

4. Широкое распространение в мезозое комплекса аллювиальных каолинизированных песков, формирующихся в наложенных мульдах, и отсутствие этого комплекса в верхнем палеозое.

5. Изменение общего минералогического состава терригенной части пород мезозойского цикла, особенно резко проявляющееся в его второй половине. Это изменение связано с вскрытыми эрозией в области питающих провинций более древних горизонтов, представленных глубоко метаморфизованными кристаллическими сланцами. Характер изменений разреза при движении от палеозойского к мезозойскому циклу отражает геологическую историю района: общее сокращение морского бассейна, непрерывное поднятие областей питания и их усиливающуюся эрозию и, наконец, общее замыкание геосинклинальной области. Историческая (стратиграфическая) последовательность литологических комплексов обоих циклов верхоянского разреза совпадает с последовательностью «динамических комплексов» Н. М. Страхова, отражающих в своей совокупности ход развития крупной макроволны колебаний земной коры.

Регрессивный комплекс Н. М. Страхова авторами детализирован. Ему сопутствуют в обоих циклах три верхних комплекса, отражающих отдельные этапы развивающейся регрессии (табл. 19). Нетрудно видеть, что общая последовательность комплексов в верхоянских циклах легко сопоставляется с формационными рядами геотектонических циклов,



Фиг. 37. Распределение типов пород в отложениях верхнепалеозойского и мезозойского циклов в пределах Западного Верхоянья и Лено-Вилуйской впадины.

1 — континентальные отложения; 2 — морские отложения

установленных различными авторами для других областей (Рухин, 1953; Хаин, 1954, и др.).

Наряду с общими чертами в строении формационных рядов, определяющихся ходом развития геотектонического цикла, верхоянские комплексы обладают рядом специфических особенностей, обусловленных своеобразным характером геологической обстановки данной территории.

Характерными особенностями, определяющими специфику строения комплексов описываемого района, являются следующие:

1. Отсутствие карбонатных формаций, замещающихся в формационных рядах обоих циклов характерными комплексами глинистых (P_1^3) или алевроитово-глинистых пород (J_1^{2+3}), приобретающих значительное распространение и соответствующих динамическому комплексу стабильного положения бассейна Н. М. Страхова.

Причинами, вызвавшими отсутствие карбонатных отложений, свойственных этому этапу, являются обильное поступление в бассейн обломочного материала, не прекращавшееся даже в эпохи максимальных трансгрессий и относительного выравнивания прилегающих континентов, а также относительно умеренный климат, затруднившее осаждение карбонатов.

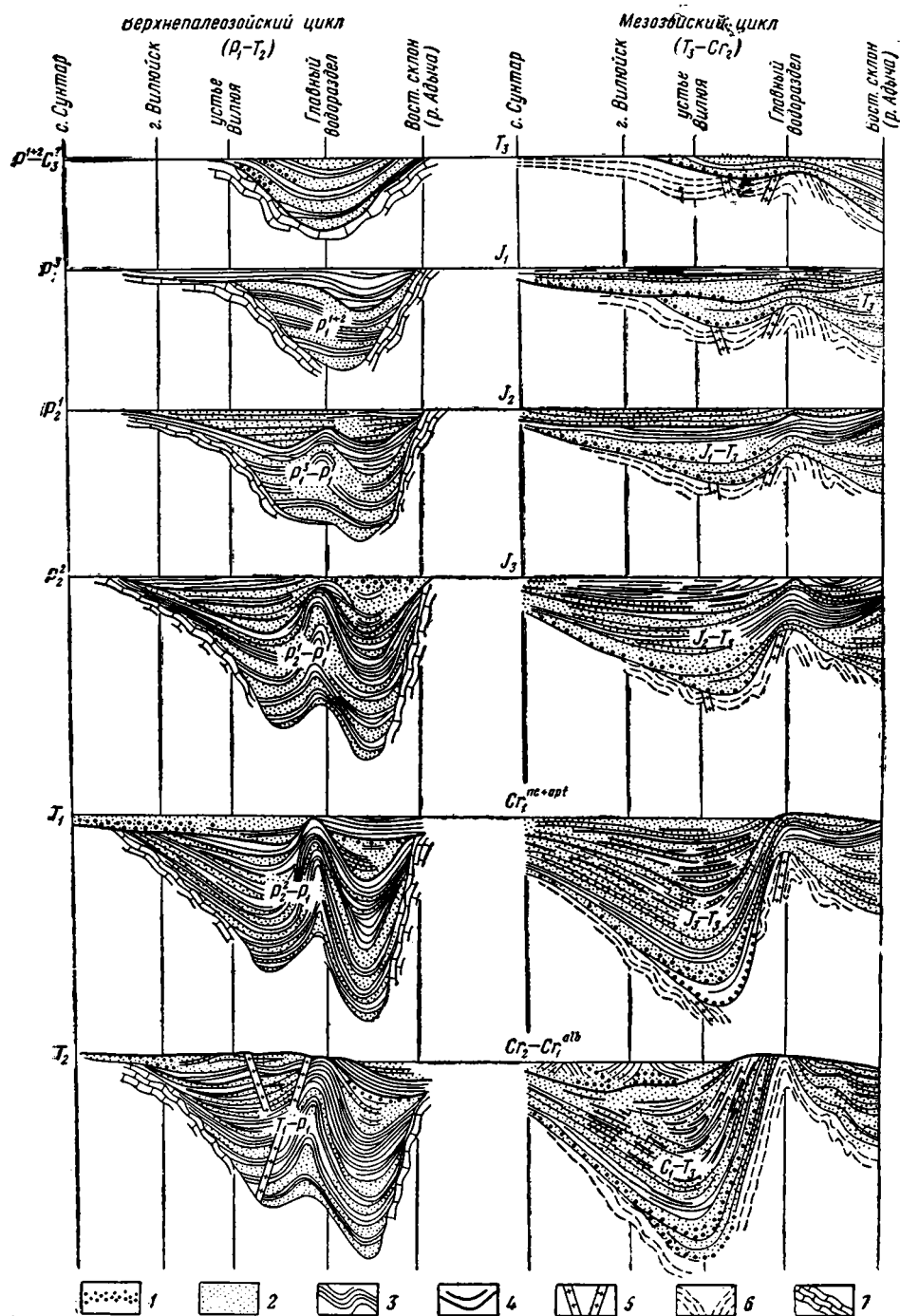
2. Кратковременность накопления преимущественно глинистых и алевроитово-глинистых пород этапа максимального распространения и стояния бассейна (соответствующего карбонатной формации других областей) и малая их мощность.

3. Почти полное отсутствие эффузивных и вулканогенно-осадочных образований, столь характерных для геосинклинальных областей. Объясняется это тем, что область западного Верхоянья представляла краевую (внешнюю) зону Верхояно-Колымской геосинклинали, заложенную на переработанном платформенном основании. Это обстоятельство определило также относительно простую складчатость данной структуры, на что недавно обратил внимание Ю. М. Пущаровский (1955) и А. В. Вишерт (1956). Отсутствие вулканогенной деятельности во внешних частях геосинклиналей, примыкающих к платформе, является закономерным и широко распространенным явлением. Незначительные вулканические проявления фиксировались в палеозойском и мезозойском циклах лишь на протяжении последних этапов, связанных с общими поднятиями (триас, верхи нижнего мела).

4. Отсутствие моласс, столь характерных для заключительных этапов развития геотектонических циклов. Следует особенно подчеркнуть, что молассы отсутствуют и в конце мезозойского цикла, когда произошло замыкание Верхоянской геосинклинали и консолидация Верхоянья как складчатого сооружения. Во все периоды, включая и заключительный, основной снос обломочного материала осуществлялся с платформы.

При рассмотрении разрезов мезозойского цикла Верхоянской геосинклинали и Вилюйской впадины (включая ее бортовые участки, где в течение всего времени сохранился собственно платформенный режим) привлекает внимание полная аналогия характера и последовательности расположения формаций в обеих структурных зонах. Близкое сходство строения формационных рядов краевой части геосинклинальной области и прилегающей платформы является характерной чертой описываемой территории.

Однотипное строение разрезов платформенной и геосинклинальной областей обусловлено сходством обстановок осадконакопления в различные этапы геотектонического цикла. Однако различные структурные условия и неодинаковый режим прогибаний предопределили глубокие различия в характере гомологических формаций разных структурных областей. Эти различия выражаются в мощностях разрезов, в специфике



Фиг. 38. Этапы развития краевой части Верхоянской геосинклинали и сопряженных участков платформы в верхнепалеозойском и мезозойском циклах.

1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты, глины, сланцы; 4 — угли; 5 — магматические породы (с 1 по 5 — отложения верхнепалеозойского и мезозойского циклов); 6 — нерасчлененные отложения верхнепалеозойского цикла; 7 — отложения среднего и нижнего палеозоя

строения отдельных толщ, что наиболее ярко фиксируется в отложениях угленосного и алевролитово-глинистого комплексов и, наконец, особенно значительно в литолого-петрографическом составе и текстурно-структурных особенностях пород.

Породы разновозрастных гомологичных формаций, испытавших в геосинклинальной области глубокие погружения и воздействие стресса, а в платформенной области лишь незначительные погружения, характеризуются глубокими отличиями в составе аутигенных минералов и типах структур, возникшими в процессе эпигенетической переработки.

Эти отличия позволили установить специфику процессов эпигенеза терригенных отложений различных структурных областей и выявить в мощных разрезах геосинклинальной области определенную зональность направленного изменения осадочных образований от рыхлых неизмененных пород верхов нижнего мела до глубоко метаморфизованных филлитов нижней перми. Полученные результаты позволили выявить характер перехода осадочных терригенных пород в собственно метаморфические образования верхних зон регионального метаморфизма.

Данные материалы и выводы, выходящие за рамки настоящей работы, опубликованы в ряде статей авторов, специально посвященных вопросам изменения осадочных пород при эпигенезе и начальном метаморфизме.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов Б. С. Стратиграфия карбоновых и пермских отложений северной части хребта Сетте-Дабан. В кн.: «Тезисы докладов и сообщений Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1957.
- Андрянов В. Н. Стратиграфия триасовых отложений бассейна р. Томпо. В кн.: «Тезисы докладов и сообщений совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1957.
- Арсеньев А. А. Северо-западное Прибайкалье. Материалы по петрографии кристаллических сланцев и массивно-кристаллических пород бассейна рек Тын и Купермы. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1938, вып. 6, геол. сер., № 1.
- Арсеньев А. А. Юрские отложения Тунгусско-Вилуйского прогиба. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 1.
- Арсеньев А. А., Иванова В. И. К стратиграфии палеозоя и мезозоя среднего течения р. Вилуй. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., 1954.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Атласов И. П. Геологическое строение северной части Верхоянского хребта. Тр. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 1957, 81.
- Бархатов Г. В., Васильев В. Г. и др. Нефтегазоносность Приверхоянского предгорного прогиба и основные направления работ на нефть. «Геология нефти», 1957, № 4.
- Белюсов В. В. Основные проблемы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Бердичевская М. Е. О стратиграфическом расчленении нижнеконтинентальной толщи мезозоя района среднего течения р. Вилуй. Докл. АН СССР, 1954, 96, № 2.
- Биджиев Р. А. Новые данные о тектоническом строении Приверхоянского краевого прогиба. Докл. АН СССР, 1956, 111, № 2.
- Болховитина Н. А. Атлас спор и пыльцы из юрских и нижнемеловых отложений Вилуйской впадины. Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 2.
- Болховитина Н. А. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских отложений Вилуйской впадины и их значение для стратиграфии. Тр. ГИН АН СССР, 1958, вып. 24.
- Василевская Н. Д. Нижнемеловая флора северной части Ленского бассейна. Докл. АН СССР, 108, № 5.
- Василевская Н. Д. Палеоботаническое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений северной части Ленского угольного бассейна. В кн.: «Тр. Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири». Л., 1957.
- Вахрамеев В. А. Стратиграфия мезозойских отложений восточной и южной частей Сибирской платформы. В кн.: «Тр. Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири». Л., 1957.
- Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилуйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба. В кн.: «Региональная стратиграфия СССР», т. 3. М., 1958.
- Вахрамеев В. А., Пущаровский Ю. М. Новые данные о геологическом строении Вилуйской впадины и Приверхоянского краевого прогиба. Докл. АН СССР, 1952, 84, № 2.
- Вахрамеев В. А., Пущаровский Ю. М. О геологической истории Вилуйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба в мезозойское время. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., 1954.
- Вишерт А. В. Тектоника, вулканизм и история геологического развития Западного Верхоянья. Автореферат диссертации. Якутск, 1956.
- Вопросы геологии и нефтегазоносности Якутской АССР. Гостоптехиздат, 1958.

- Вышемирский В. С. Верхнепалеозойские и мезозойские области размыва и осадконакопления центральной Якутии. Докл. АН СССР, 1954, 98, № 5.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Лист Р-52 (Якутск). Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Гусев А. И. Стратиграфия угленосных отложений Ленского угленосного бассейна. В кн.: «Тр. Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири». Л., 1957.
- Дзевановский Ю. К. Стратиграфия мезозойских отложений долины р. Алдан. Сов. геология, 1940, № 1.
- Домбровский В. В. Геология Байкало-Патомского нагорья. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., 1940, вып. 26.
- Зверев В. Н. Краткий отчет о геологических исследованиях в долине р. Алдана. Изв. Геол. ком., 1913, 32.
- Зверев В. Н. Геология Вилюйского района. Изв. Геол. ком., 1925, 44, № 5.
- Зимкин А. В. Проект рабочей стратиграфической схемы пермских отложений Северо-Востока СССР. В кн.: «Тезисы докладов и сообщений Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1957.
- Каширцев А. С. Материалы по стратиграфии и палеонтологии верхнепалеозойских отложений юго-западного Верхоянья. Тр. Якутского филиала АН СССР, 1955, сб. 2.
- Каширцев А. С. Биостратиграфия верхнепалеозойских отложений Верхоянья. В кн.: «Тезисы докладов и сообщений Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1957.
- Комар В. А., Чумаков Н. М. Средне- и верхнепалеозойские отложения западной части Вилюйской впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 4.
- Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. В кн.: «Стратиграфия СССР», т. 1. М.—Л., 1939.
- Коссовская А. Г. 1. История мезозойского осадконакопления в Вилюйской впадине и Западном Верхоянье. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 7.
- Коссовская А. Г. 2. Литолого-петрографическое обоснование схемы расчленения верхнетриасовых, юрских и меловых отложений Западного склона Верхоянского хребта и Вилюйской впадины. В кн.: «Материалы Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1958.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. 1. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья. Докл. АН СССР, 1955, 103, № 1.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. 2. Характер изменений обломочного биотита в процессе эпигенеза. Докл. АН СССР, 1955, 101, № 3.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. 1. Зональность изменения пород при эпигенезе и начальном метаморфизме в условиях геосинклинальной зоны. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3-4. Львов, 1956.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. 2. Об эпигенетических новообразованиях эпидота и цоизита из мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья. Докл. АН СССР, 1956, 108, № 1.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. 3. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений Западного Верхоянья. Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 5.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В. и Шутов В. Д. Стадии формирования и изменения терригенных пород. Докл. АН СССР, 1957, 116, № 2.
- Кошелкина З. В. Стратиграфия и конхилиофауна юрских отложений Вилюйской впадины и Приверхоянского прогиба. Автореферат диссертации. М., 1956.
- Кошелкина З. В. Палеонтологическое обоснование ярусного расчленения морских юрских отложений Вилюйской впадины и Приверхоянского краевого прогиба. В кн.: «Тр. Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири». Л., 1957.
- Кошелкина З. В., Тучков И. И. О возрасте ауцеллового горизонта Приверхоянского краевого прогиба. Докл. АН СССР, 1955, 102, № 4.
- Крашенинников Г. Ф. Генетические связи угленосных формаций. Тр. Лаборатории геологии угля АН СССР, 1956, вып. 5.
- Крымголец Г. Я. О морских юрских отложениях в бассейне Вилюя. Докл. АН СССР, 1950, 74, № 2.
- Крымголец Г. Я., Тазихин Н. И. Новые материалы к стратиграфии юрских отложений Вилюйской синеклизы. Докл. АН СССР, 1957, 116, № 1.
- Кузнецов С. С. К геологии р. Тюнг Вилюйского округа Якутской области. Изд-во АН СССР, 1927.
- Кузнецов С. С. Река Тюнг и ее левобережье. Мат. Ком. по изучению Якутской республики, 1929, вып. 26.
- Куликов М. Б. Новые данные о биостратиграфическом расчленении пермских отложений северного Верхоянья. Докл. АН СССР, 1955, 101, № 6

- Лазуркин В. М. 1. Геологическое строение района нижнего течения Лены (Ленская впадина). Тр. Научн. исслед. ин-та геол. Арктики, 1957, 81.
- Лазуркин В. М. 2. Стратиграфия пермских и триасовых отложений Хараулахских гор. В кн.: «Материалы Совещания по унификации стратиграфической схемы Северо-Востока СССР». Магадан, 1957.
- Лазуркин В. М. Стратиграфия пермских и триасовых отложений Хараулахских гор. В кн.: «Материалы Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1958.
- Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Львов, изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Лебедев А. П., Бердичевская М. Е. О кислых эффузивах в составе гальки нижнеюрских конгломератов среднего течения р. Вилюя. Докл. АН СССР, 1952, 86, № 2.
- Логвиненко Н. В. Материалы по минералого-петрографической характеристике фаций угленосной толщи Донецкого бассейна. Уч. зап. Харьк. ун-та, 1955, 57.
- Люткевич Е. М., Лобанова О. В. Результаты многолетнего изучения пелелипод угленосных и морских фаций перми Сибири, указывающие на значительное развитие верхнепермских отложений. В кн.: «Тезисы докладов и сообщений Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1957.
- Максимов В. Н. О стратиграфии юрских отложений окрестностей Якутска. Изв. АН СССР, сер. геол., 1941, № 6.
- Маландин М. М. Новые данные по стратиграфии и угленосности Сангарского района Ленского угленосного бассейна. Тр. Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1956, 89, сб. по геол. Арктики, вып. 6.
- Масайтис В. Д. Новые данные о распространении юрских отложений в пределах Вилюйско-Ангарского мезозойского прогиба. Материалы Всес. научн.-исслед. геол. ин-та, 1955, вып. 7.
- Меньшиков П. Н. Материалы к тектонике восточной части Сибирской платформы. Сов. геология, 1956, сб. 54.
- Методы изучения осадочных пород, т. 1-2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Муравьев В. И. Литологическая характеристика верхней континентальной толщи центральной и западной частей Вилюйской впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 9.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. 1-3. Л.—М., Изд-во АН СССР, 1935—1938.
- Панов В. В. Стратиграфия юрских отложений Западного Верхоянья и Приверхоянского прогиба. В кн.: «Тезисы докладов и сообщений Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1957.
- Полуботко И. В. Стратиграфический разрез перми, триаса и юры в бассейне рек Бытантая и Эченя. В кн.: «Тезисы докладов и сообщений Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1957.
- Попов Ю. Н. Области сноса и седиментации в Верхоянско-Колымской геосинклинали в пермский период. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 3.
- Попов Ю. Н. Стратиграфия триасовых отложений и палеонтологическая характеристика триаса Северо-Востока СССР. В кн.: «Материалы Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1958.
- Пушаровский Ю. М. О тектоническом строении Приверхоянского прогиба. Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 5.
- Пушаровский Ю. М. О тектонике Северо-Востока СССР. Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, отд. геол., 1956, 31, вып. 5.
- Ржонсницкий А. Г. 1. Краткий отчет о работах в бассейне Лены и Вилюя. Зап. Российского минералогического об-ва, 1918, 51, вып. 1.
- Ржонсницкий А. Г. 2. О распространении морского доггера в северной Сибири. Зап. Российского минералогического об-ва, 1918, 51, вып. 1.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.—М., Гостоптехиздат, 1953.
- Сакс В. Н. Общая схема стратиграфии юрской и меловой систем в Сибири и Арктике. В кн.: «Тезисы докладов и сообщений Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1957.
- Самылина В. А. Мезозойская флора нижнего течения Алдана. Автореферат диссертации. Л., 1956.
- Сороков Д. С. Стратиграфия морских мезозойских отложений северной части Ленского и Лено-Хатангского прогибов. В кн.: «Тр. Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири». Л., 1957.
- Старостина З. М. Строение юго-восточной части Вилюйской синеклизы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 8.
- Страхов Н. М. Историко-геологические типы осадконакопления. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 2.
- Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 6.

- Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, 1954.
- Тучков И. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Северо-Востока СССР и история развития территории за это время. Автореферат диссертации, представленной на соискание ученой степени доктора геол.-минер. наук. М., 1956.
- Фришенфельд Г. Э. Геология и полезные ископаемые северо-западного и Вилюйского районов Якутской АССР. В кн.: «Якутская АССР», вып. 2. Л., 1933.
- Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтенздат, 1954.
- Херасков Н. П. Схема тектоники Верхоянской складчатой зоны. Проблемы сов. геол., 1935, № 4.
- Херасков Н. П., Колосов Л. М. Геология и геоморфология Западного Верхоянья. Тр. Всесоюзного ин-та минерального сырья, 1938, вып. 116.
- Чумаков Н. М. Тектоника юго-западной части Вилюйской впадины. Докл. АН СССР, 1957, 115, № 3.
- Чумаков Н. М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилюйской впадины. Тектоника СССР, т. 4. М., 1958.
- Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, отд. геол., 1932, 10, № 3-4.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформы со складчатыми геосинклинальными областями. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 5.
- Шутов В. Д. 1. Литолого-петрографическое обоснование схемы расчленения пермских и нижнетриасовых отложений западного склона Верхоянского хребта. В кн.: «Материалы Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1958.
- Шутов В. Д. 2. Литолого-стратиграфическое расчленение и условия образования пермских и нижнетриасовых отложений Верхоянского хребта. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 7.
- Füchtbauer H. Zur Entstehung und optisch authigener Feldspäte. N. J. Min., 1956, H. 1.
- Goldschmidt V. M. Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des Südlichen Norwegens. V. Die Injektionsmetamorphose im Stavanger Gebiete. Vidensk. Skz. 1, Mat.—Naturv. Kl., 1920, H. 10.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

ТАБЛИЦА I

1. Аркозовый гравелит кыгылтасской свиты бассейна Неры. Привлекает внимание ксеноморфная форма зерен кварца и призматический габитус зерен полевого шпата, связанные с переотложением гранитоидного материала.
Увел. 46, николи +.
2. Аркозовый гравелит кыгылтасской свиты. Отмечается ксеноморфная форма сильно трещиноватого кварца, связанная с переотложением гранитоидного материала.
Увел. 46, николи +.
3. Песчаник толчанской серии с характерной шиповидной структурой, обусловленной «вхождением» новообразованных пластинок мусковита и хлорита в регенерационные каемки кварца и полевых шпатов.
Увел. 90, николи +.
4. Песчаники р. Неры, кварцево-полевошпатовые с мозаичной структурой, обусловленной кварцево-регенерационной цементацией типа «припая». Первоначальная форма обломочных зерен оконтуривается тонкой каемочкой гидрослюдистого цемента; кварц в поровых участках имеет ту же оптическую ориентировку, что и в прилегающих обломочных зернах, что создает однородную мозаичную структуру породы.
Увел. 90, николи +.
5. Сегрегационные прослои мусковита в песчанике толчанской серии. Наблюдается линейная ориентация зерен кварца.
Увел. 150, николи +.
6. Разъединение и замещение зерна ортоклаза мусковитом в песчанике берандинской свиты.
Увел. 150, николи +.

ТАБЛИЦА II

1. Стилолитовый шов в песчанике толчанской серии бассейна Беранды.
Натуральная величина.
2. Филлитоподобный сланец толчанской серии бассейна р. Толчан. В основной массе породы, представленной кварцем и тонкочешуйчатым агрегатом мусковита и хлорита, выделяются крупные лепидобластические образования, состоящие из пакетов чередования мусковита и хлорита.
Увел. 290, при одном николе.
3. Поровый участок в филлитизированном алевролитовом сланце толчанской серии. Ясно видно зонарное строение поры: в центре — выделения вторичного кварца, по периферии — изотропный хлорит и далее сноповидные агрегаты мусковита.
Увел. 360, николи +.
4. Чередование пакетов гидромусковита и хлорита, образовавшихся по пластинке биотита; участками сохранились волокна гидробиотита. Иногда между волокнами наблюдаются выделения кварца.
Увел. 290, николи +.
5. Песчаники эчийской свиты (бассейн Неры) с кварцево-регенерационным и кремнисто-хлоритовым цементом. Присутствуют ромбоэдры сидерита и микроконкрекции пирита.
Увел. 46, при одном николе.

6. Мелкозернистый песчаник эчийской свиты с включением аморфизированных сгустков биотита. Присутствуют выделения лейкоксена и ильменита, образующие сплошные линзочки, облегающие терригенные зерна.
Увел. 90, при одном никеле.
7. Гидратизированный и хлоритизированный биотит с выделениями сгустков несколько окисленного сидерита.
Увел. 90, при одном никеле.
8. Частично измененная биотитовая пластинка. Участок, зажатый между терригенными зернами, сохраняет волнистое строение и слабо поляризует; в поровом участке биотит превращен в изотропный коломорфный агрегат.
Увел. 90, при одном никеле.
9. Обесцвеченный хлоритизированный биотит с линзочками аутигенного ильменита.
Увел. 150, при одном никеле.
10. «Пакеты» чередования хлорита и мусковита, образованные по пластинке обломочного биотита. Внутри деформированного пакета виден новообразованный кристаллик рутила с коленчатым двойником.
Увел. 290, при одном никеле.

ТАБЛИЦА III

1. Алевролит эчийской свиты с включением характерных «глинистых катунов», располагающихся по наслоению.
Увел. 46, при одном никеле.
2. Чередование пакетов хлорита и гидромусковита в пластинке измененного биотита.
Увел. 365, при одном никеле.
3. Измененная туфогенно-пепловая порода с неясной витрокластической структурой. Остроугольные обломки вулканического стекла перекристаллированы и замещены халцедоном. Нижнеэндыбальская свита бассейна Западной Градыги.
4. Песчаник с кварцево-регенерационной структурой, осложненной явлением бластеза. Присутствуют порфиридные включения сидерита. Нижнеэндыбальская свита бассейна Западной Градыги.
Увел. 90, николи +.
5. Алевролит с неправильно-комковатой текстурой, обусловленной переывом еще уплотненного осадка; можно видеть скорлуповатую отдельность некоторых комочков.
6. Алевролит горизонтально-слоистый; слоистость подчеркивается налетом сульфатных солей на выветрелых поверхностях напластования.
7. Поверхность напластования глинистого сланца со сплюснутыми валикообразными буграми, напоминающими флишевые иероглифы. Кровля флишеидного ритма нижнеэндыбальской свиты р. Неры.
Натуральная величина.
8. Алевролит с тонкой полого-волнистой слоистостью, переходящей в линзовидную; слоистость обусловлена изменением гранулометрического состава и различной степенью обогащенности органическим материалом различных слоев.
Натуральная величина.

ТАБЛИЦА IV

1. Среднезернистый песчаник верхнеэндыбальской свиты (бассейн Неры) с косослойной и прерывистой волнистой слоистостью. Слоистость образована примазками углисто-глинистого материала.
Отложения типа кос и баров в прибрежной части моря.
2. Песчаники хоралыгской свиты (бассейн Западной Градыги) с порово-пленочным гидрослюдистым цементом. Центральные части пор выполнены агрегатом из разных пластинок, напоминающих вермикулитоподобные сростки аутигенного каолинита. По периферии пор кристификационные гидрослюдистые каемки.
Увел. 90, николи +.
3. Поровый участок среднезернистого песчаника хоралыгской свиты с порово-пленочным цементом. Центр поры выполнен мозаичным агрегатом кварца и альбита, периферия поры оконтурена гидрослюдистой каемкой.
Увел. 250, при одном никеле.
4. То же, николи +.
5. Хорошо отсортированный кварцево-полевошпатовый песчаник хоралыгской свиты с регенерационной структурой цемента.
Увел. 250, при одном никеле.

6. Песчаник хоралыгской свиты (бассейн Западной Градыги) с порово-пленочным гидрослюдистым цементом. Отдельные поры выполнены кальцитом. Присутствует обломок микропегматита.
Увел. 90, николи +.

ТАБЛИЦА V

1. Алевролит в подошве угольного пласта. Порода характеризуется чередованием тонкогоризонтальных и косослонистых серий; виден обуглившийся корневой остаток, располагающийся перпендикулярно к напластованию породы.
2. Алевролит с неправильной пятнистой текстурой, обусловленной нарушением первичной слоистости в результате взмучивания и оползания осадка.
3. Алевролит мелкозернистый, глинистый с неясно-горизонтальной слоистостью и включениями крупной пиритовой конкреции неправильной формы.
4. Алевролит крупнозернистый, хорошо отсортированный с неокатанным обломочным материалом, сцементированным пелитоморфным карбонатом. Присутствуют хорошо сохранившиеся раковины.
Увел. 90, при одном николе.
5. Алевролит со слабоволнистой перекрестной слоистостью. Слоистость обусловлена изменением гранулометрического состава и присыпками растительного детрита.
6. Тяжелая фракция пород кельтерской свиты. Присутствуют эпидот, гранат, ильменит, гематит, циркон, турмалин и единичные зерна дистена.
Увел. 90, при одном николе.
7. Алевролит с кварцево-регенерационной и пленочной хлоритовой структурой цемента. В составе цемента гидратизированные и полностью аморфизированные пластинки биотита.
Увел. 150, при одном николе.

ТАБЛИЦА VI

1. Песчаник р. Кельтер среднезернистый с отчетливой перекрестной слоистостью. Выше лежащие косые серии срезают ниже лежащие по прямолинейным границам, что обуславливает часто клиновидный периферийный характер слоистости.
2. Включения алевролитово-аргиллитовой гальки в основании алевролитового слоя. Кельтерская свита бассейна Онедонты. Заметно концентрическое строение гальки, связанное с размывом еще не уплотненных осадков.
Увел. 8, при одном николе. Фотография В. С. Вышемирского.
3. Песчаник кельтерской свиты с полосчатой горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием серых и сиреневых слоев.
4. Конгломератовидный прослой в основании песчаного слоя кельтерской свиты. Плоская алевролитовая и аргиллитовая галька ориентирована по слоистости.
5. Среднезернистый песчаник кельтерской свиты. По гидратизированным и аморфизированным пластинам биотита развита характерная «сыпь» из гексагональных чешуек гематита.
Увел. 250, при одном николе.
6. Деталь структуры среднезернистого песчаника (р. Кельтер). Аутигенный альбит с полисинтетическими двойниками, заполняющий поровый участок и играющий роль цемента.
Николи +.
7. Характер тяжелой фракции песчано-алевритовых пород хагалыгской свиты. В составе фракции биотит, лейкоксен, гранат, циркон, апатит и единичные зерна хлоритоида.
Николи +.
8. Друзовидная корочка из новообразованных кристаллов эпидота, расположенная по периферии регенерированного зерна альбита. В новообразованный агрегат эпидота включены аутигенные кристаллики альбита.
Увел. 290, при одном николе.

ТАБЛИЦА VII

1. Слабо отсортированный песчаник укугутской свиты (Приякутский район) с каолинистым цементом.
Увел. 46, николи +.

2. Песчаники укугутской свиты с каолиновым цементом. Наблюдается слабая коррозия обломочных зерен каолинитом.
Увел. 46, николи +.
3. Поровый участок песчаника, выполненный агрегатом чешуйчатого каолинита, среди которого наблюдаются и крупные вермикулитоподобные кристаллы. Укугутская свита Прякутского района.
Увел. 250, при одном николе.
4. «Ступенчатый» характер зерен граната в песчаниках укугутской свиты юго-восточной части впадины.
Увел. 90, при одном николе.
5. Эпидото-роговообманковая фракция в песчаниках укугутской свиты западной части впадины (Виллюй).
Увел. 90, при одном николе.
6. Гранатовая фракция в песчаниках укугутской свиты юго-восточной части впадины.
Увел. 90, при одном николе.

ТАБЛИЦА VIII

1. Мозаичная, кварцево-регенерационная структура в среднезернистом песчанике градыгской свиты. Четкая кварцитоподобная структура связана с хорошей первичной сортировкой обломочного материала и последующей регенерацией кварцевых и полевошпатовых зерен.
Увел. 46, николи +.
2. Регенерация кварца. Характерны сложные зубчатые линии сочленения смежных регенерированных зерен, возникающие при перекристаллизации породы под давлением. Первичная форма кварцевого зерна оконтуривается прерывистой каемочкой хлорита. Градыгская свита.
Увел. 150, николи +.
3. Сложная неправильно-линзовидная слоистость глинистого алевролита (район Жиганска) со следами взмучивания, оползания и некоторого перемява осадков.
4. Алевролит горизонтально-слоистый с ходами донных животных. Верхний лейас, район Жиганска.
5. Тонкая горизонтально-плойчатая текстура алевролита, осложненная ходами донных животных. Верхний лейас, район Жиганска.
6. Алевролиты с пятнистой сложной текстурой; слои имеют сложную форму, обусловленную явлениями взмучивания, оползания и течения полужидкого осадка. Вкрапленники пирита, вокруг которых изгибаются слои, дополнительно усложняют текстуру пород. Табагинская свита (район Якутска).

ТАБЛИЦА IX

1. Алевролит с тонкой слабонаклонной перекрестной слоистостью и конкрецией пирита. Слойки обрываются конкрецией и огибают ее. Нижнебыканская свита. Приверхоянье, р. Тынкычан.
- 2-3. Переслаивания песчаных и алевролитовых прослоев. Очень характерная четкая полого-волнистая слоистость. В песчаных слойках можно различить мелкую косую слоистость. Слоистость типа ряби подвижного мелководья. Нижнебыканская свита. Приверхоянье, сел. Китчаны.
4. Мелкозернистый песчаник с крупной прерывистой слоистостью, переходящий в линзовидную. Обращает внимание фестонобразный размыв слойков алевролита на контакте с перекрывающими их песчаными слойками. Приверхоянье, сел. Китчаны.
5. Песчаник мелкозернистый с пленочным гидрослюдистым цементом; обломки сланцев с гидрослюдами.
Увел. 46, николи +.
6. Алевролит крупнозернистый, хорошо отсортированный с кварцево-регенерационным цементом.
Увел. 46, николи +.

ТАБЛИЦА X

1. Плохо отсортированный песчаник с карбонатным цементом. Обращает внимание резко угловатая форма зерен. Чечумская серия района Кильдямцы.

2. Характер каолинитового цемента песчаника чечумской серии платформы.
Увел. 250, николи +.
3. Алевролит с тонкой волнистой прерывистой слоистостью и мелкими следами взмучивания осадка.
4. Глина тонкая горизонтально-слоистая алевролитовая; слоистость обусловлена изменениями гранулометрического состава.
5. Алевролит с беспорядочно-неправильной слоистостью, обусловленной многочисленными остатками растительного детрита.
6. Песчаник мелкозернистый со сложноволнистой прерывистой слоистостью. Чечумская серия, Кильдямцы.

ТАБЛИЦА XI

1. Песчаник мелкозернистый с мелкой косой и косоволнистой прерывистой слоистостью; характерно тонкое чередование косослоистых и горизонтально-прерывистых слоев. Чечумская серия. Сел. Намцы.
2. Мульдообразная (перекрестная) слоистость; характерна для мелкозернистых песчаников и алевролитов. Слоистость обуславливается изменением гранулометрического состава и обогащенностью тонко измельченным растительным детритом. Чечумская серия. Усть-Вилуйский район.
3. Алевролит с неправильно-горизонтальной волнистой, иногда линзовидной тонкой слоистостью, обусловленной чередованием прослоек более грубого и тонкого материала и обогащенностью растительным детритом. Виден ход илоедов. Чечумская серия. Сел. Намцы.
4. Полосчатая текстура, обусловленная крупным переслаиванием мелко- и крупноалевролитового материала. Характерны четкие размытые поверхности граничащих плоскостей; в прослойках крупнозернистого алевролита заметна мелкая косоволнистая слоистость. Чечумская серия. Сел. Намцы.
5. Алевролит с тонкогоризонтальной неправильной слоистостью; видно срезание слоя более крупнозернистого алевролита алевролитом тонкослоистым глинистым. Нижняя часть сангарской серии. Сел. Сангары.
6. Сложные текстуры взмучивания и оползания тонко переслаивающихся мелко- и крупнозернистых алевролитов. Чечумская серия. Сел. Намцы.

ТАБЛИЦА XII

1. Песчаник среднезернистый с кварцево-регенерационным и хлоритово-гидрослюдистым цементом. Характерна структура цемента типа «припая». Тынкычанская свита.
Увел. 46, николи +.
2. Песчаник мелкозернистый с кальцитовым цементом. Характерно интенсивное разъедание кальцитом терригенных зерен. В крупных неделимых монокристаллах кальцита заметны полисинтетические двойники. Моольская свита.
Увел. 46, николи +.
3. Песчаник с гидрослюдистым порово-пленочным цементом. Тынкычанская свита.
Увел. 46, николи +.
4. Песчаник мелкозернистый с кварцево-регенерационным цементом и крупными вкрапленниками кристаллического сидерита. Тынкычанская свита.
Увел. 46, при одном никеле.
5. Песчаник с хлоритово-кварцевым цементом.
Увел. 150, при одном никеле.
6. Песчаник с ломонитовым цементом.
Увел. 150, николи +.

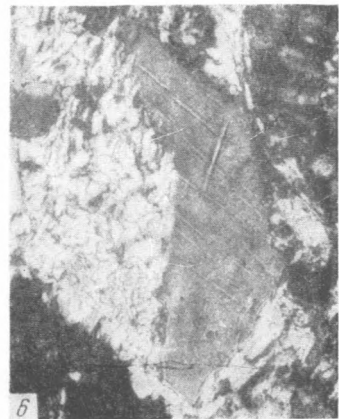
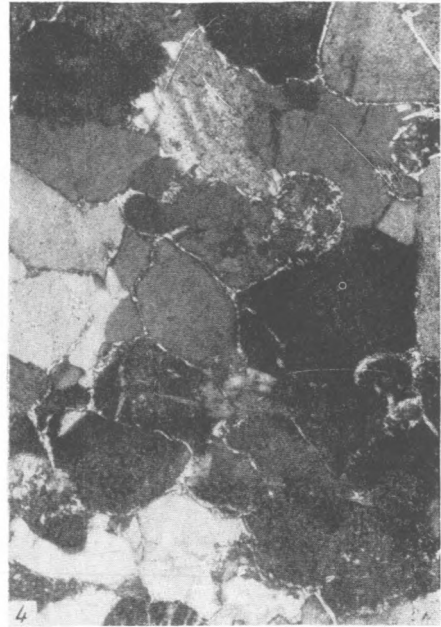
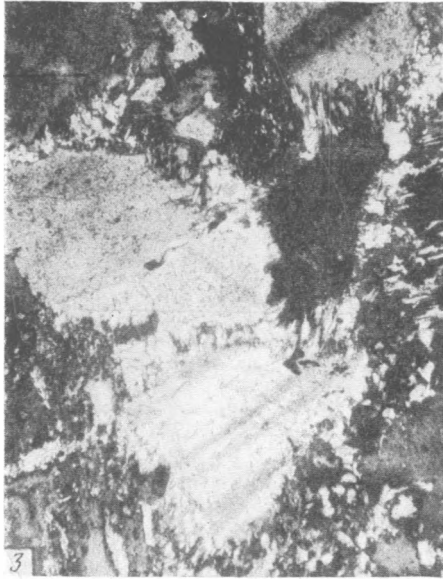
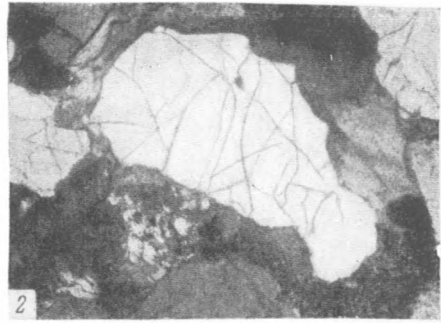
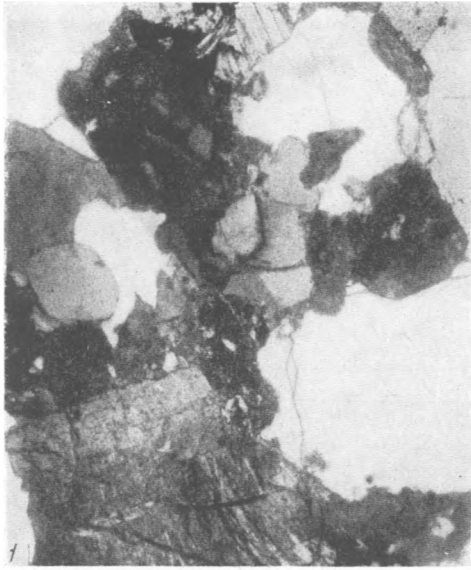
ТАБЛИЦА XIII

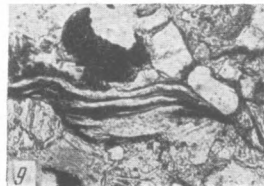
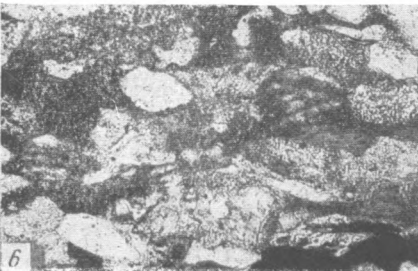
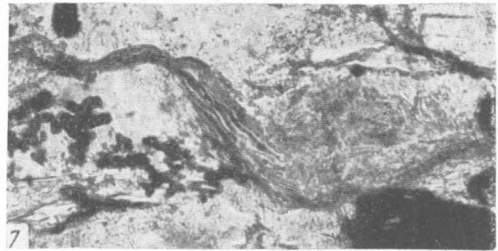
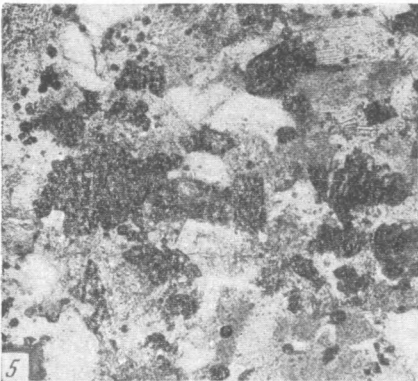
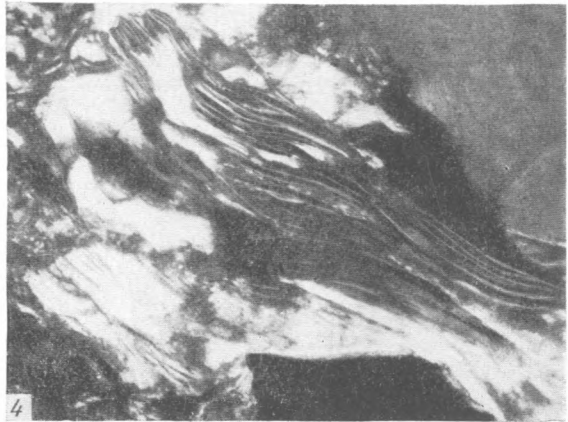
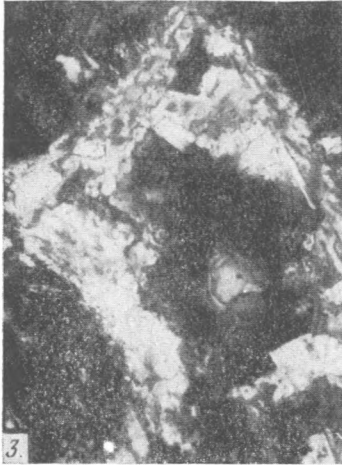
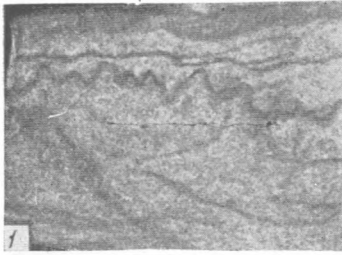
1. Песчаник полевошпатовый (плагиоклазовый) с ломонитовым цементом. Сангарская серия.
Увел. 90, николи +.
2. Разбухание и частичная аморфизация терригенного биотита. Часть пластины, зажата между зернами, почти не изменена. Сангарская серия.
Увел. 150, при одном никеле.

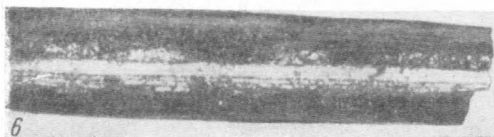
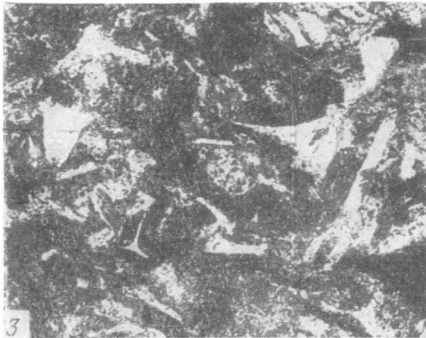
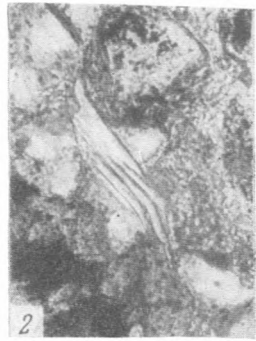
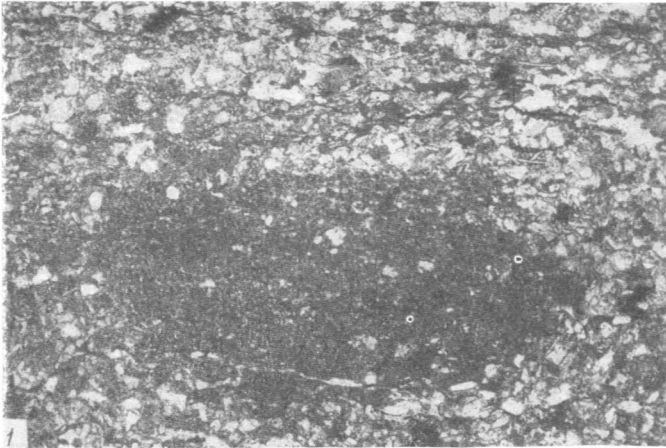
3. Песчаник с опаловым цементом (верхний мел).
Увел. 46, проходящий свет.
4. Вермикулитоподобное зерно каолинита, образованное по биотиту (верхний мел).
Увел. 46, проходящий свет.
5. Новообразованное зерно каолинита в песчанике (верхний мел).
Увел. 90, проходящий свет.

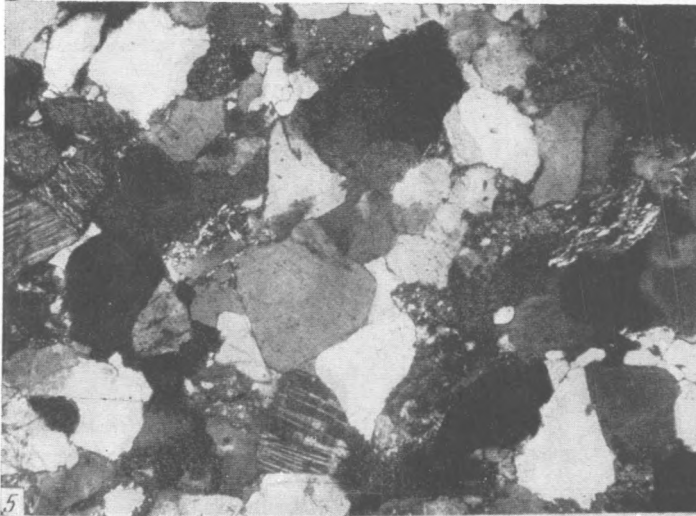
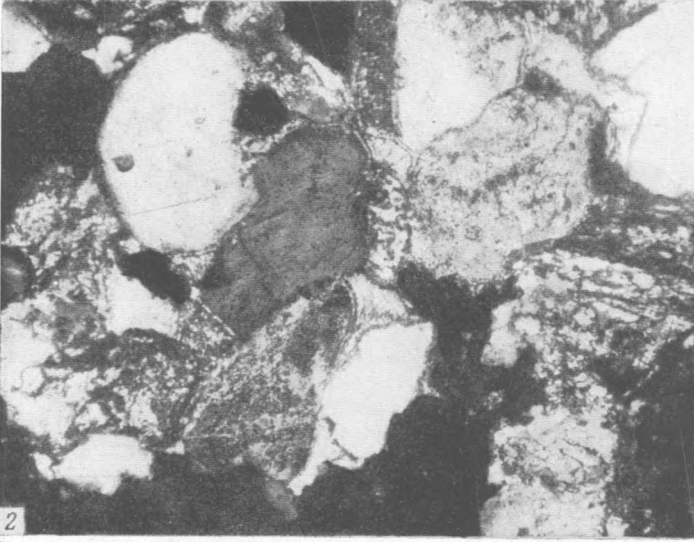
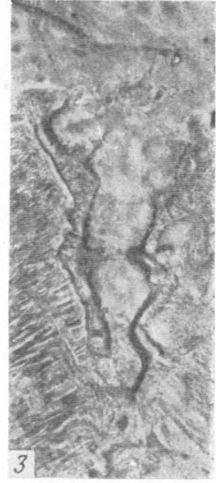
ТАБЛИЦА XIV

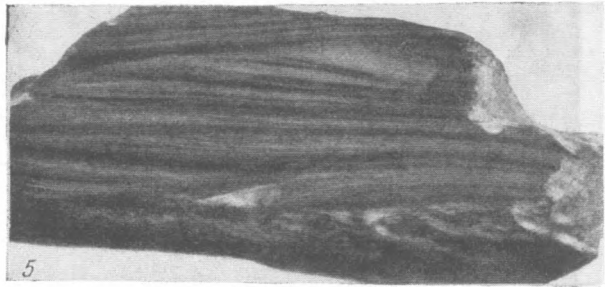
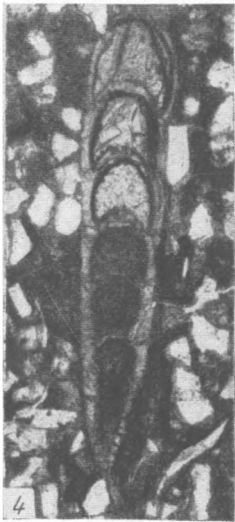
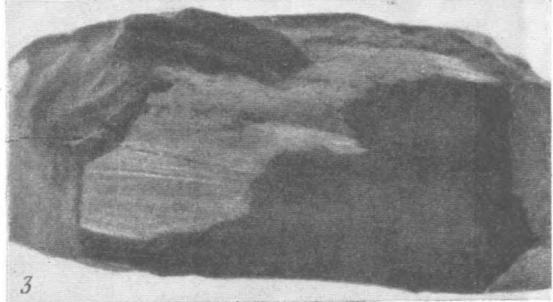
1. Цирконо-гранато-ильменитовая фракция (чечумская серия).
Увел. 46.
2. Гранато-ильменито-апатитовая фракция (чечумская серия).
Увел. 46.
3. Слюдисто-хлоритовая фракция (чечумская серия).
Увел. 46.
4. Эпидото-цоизитовая фракция разнозернистой структуры; присутствуют гранат, слюды и иногда апатит. Характерно наличие крупных разрушенных и мелких свежих зерен эпидота. Батыльхская свита Приверхоянья.
Увел. 46.
5. Гранатовая фракция крупнозернистых песчаников батыльхской свиты в юго-восточных районах Приверхоянья (Западная Градыга).
Увел. 90.
6. Роговообманково-эпидотовая фракция песчаников Приверхоянья и прилегающих участков платформы. Эксеняхская свита.
Увел. 46.
7. Ильменито-гранатовая тяжелая фракция (ильменит и гранат в сумме составляют около 90%). Верхний мел.
Увел. 46.
8. Дистеновая тяжелая фракция (содержание дистена до 40—45%). Верхний мел.
Увел. 46.

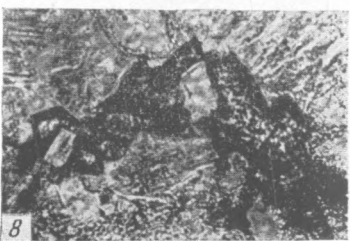
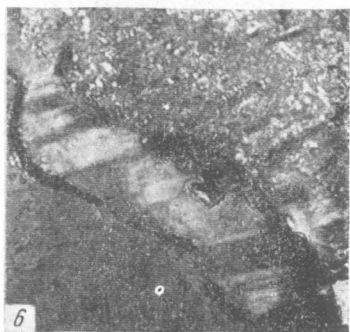
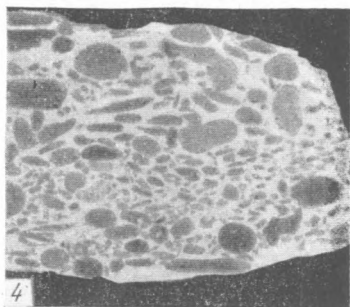
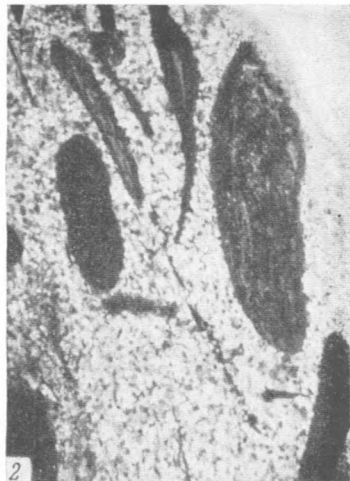
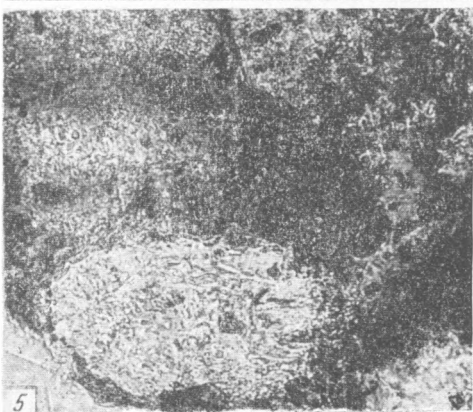
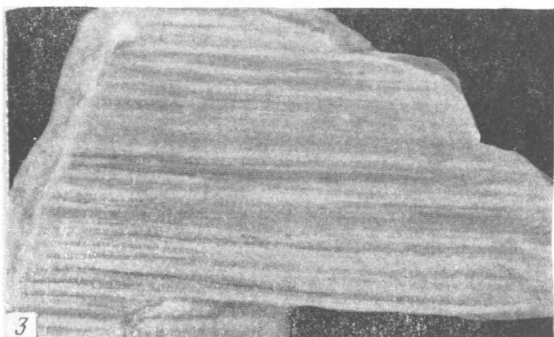
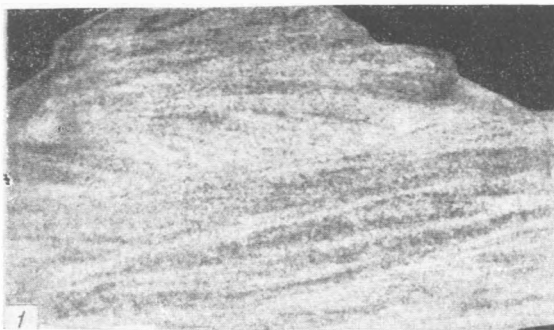


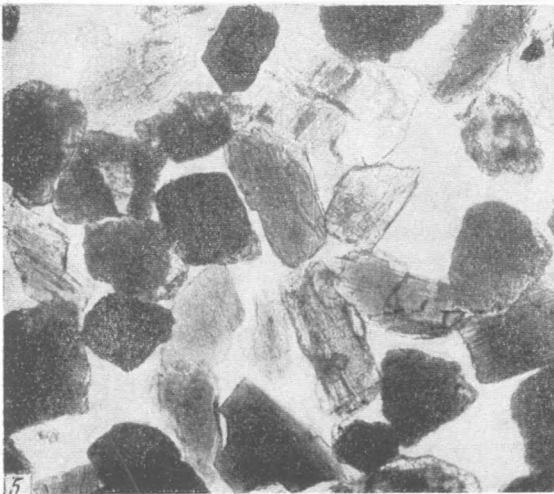
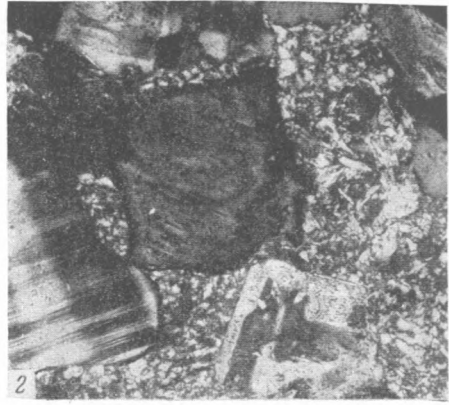
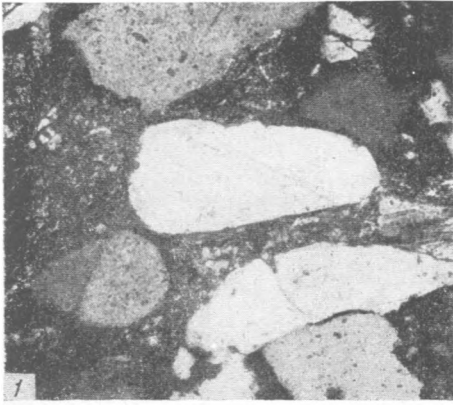


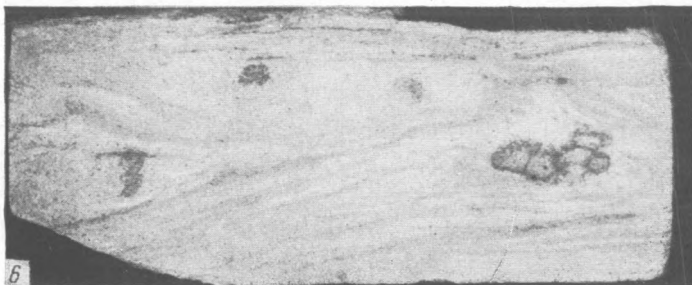
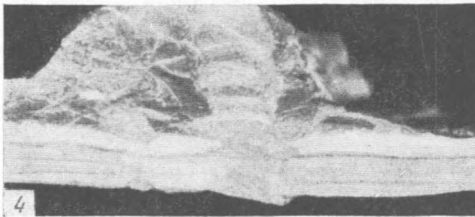
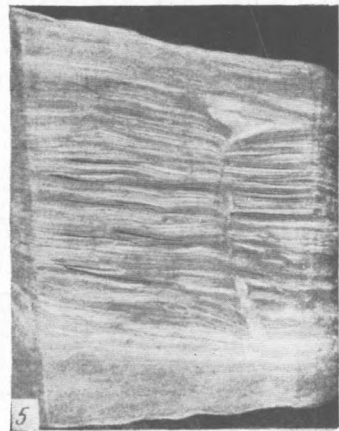
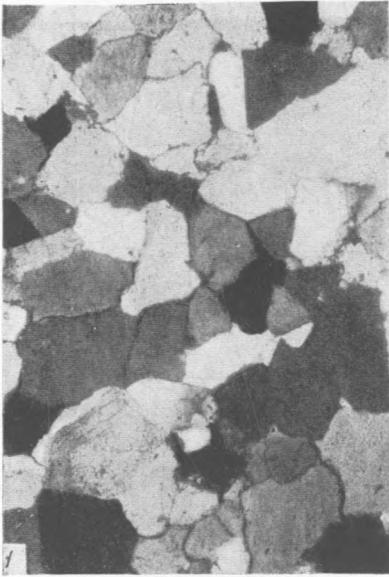


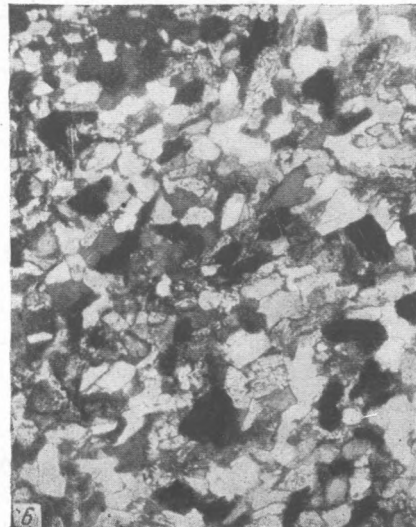
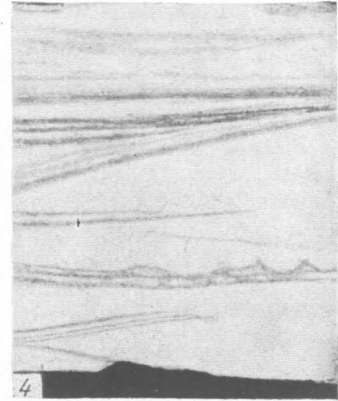
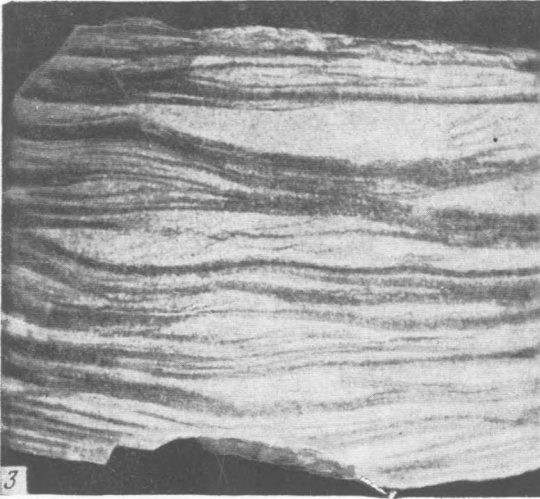
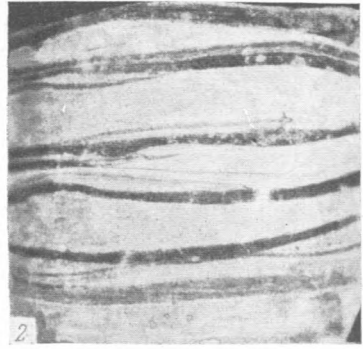
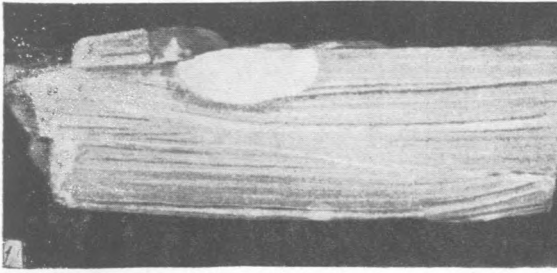


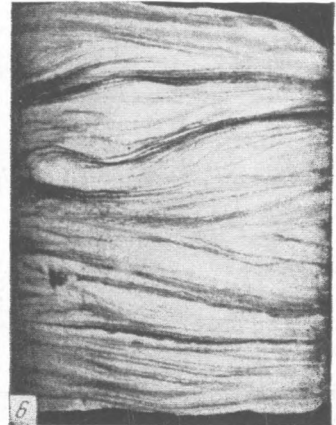
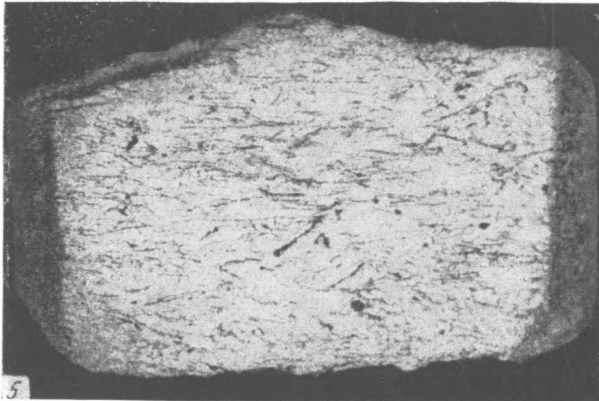
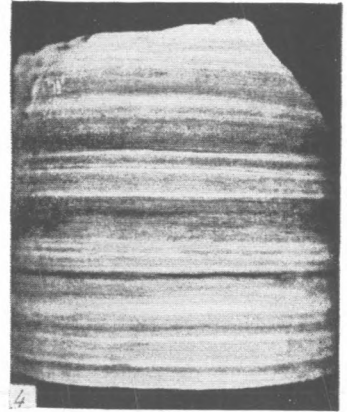
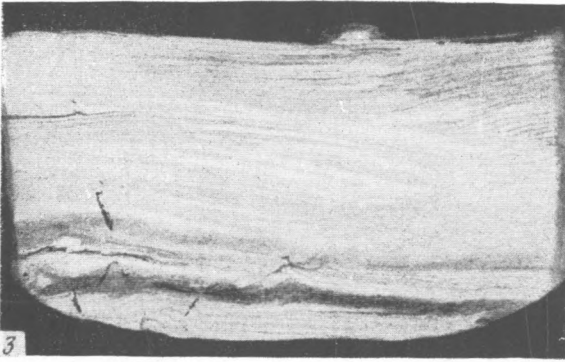
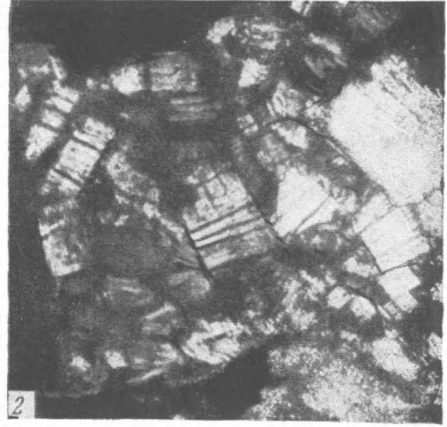
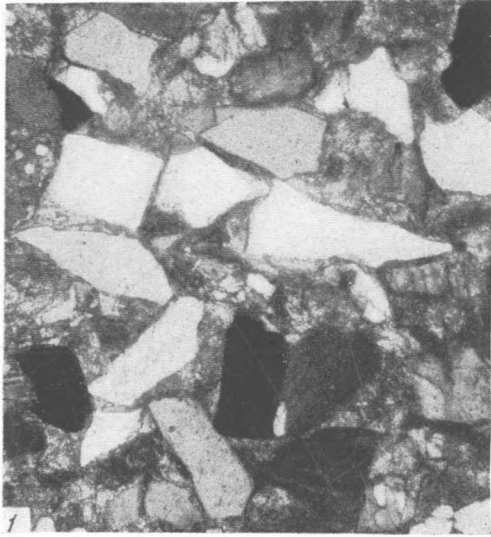


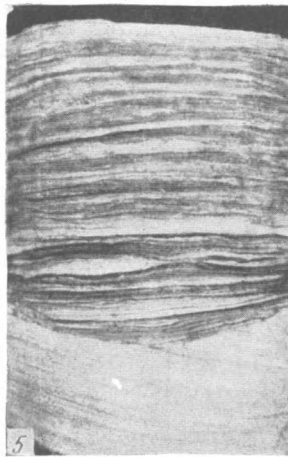
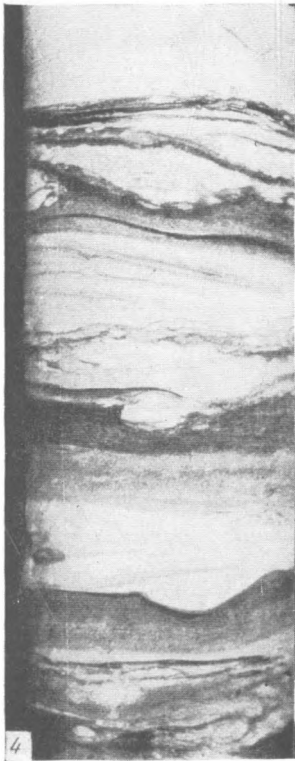
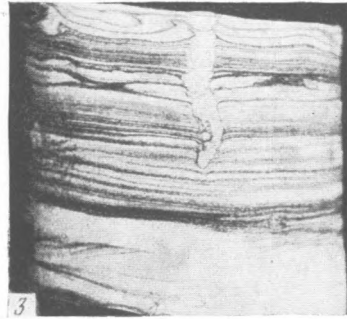
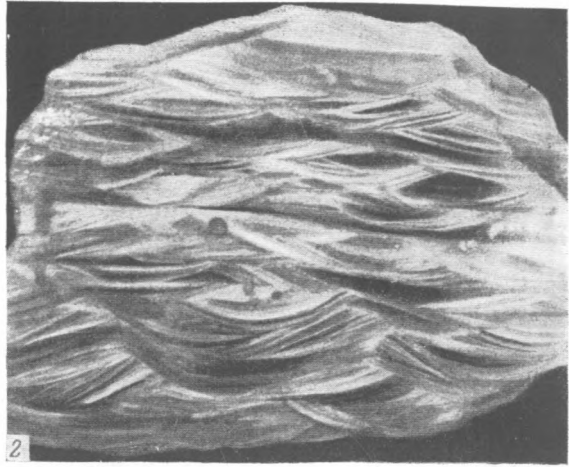
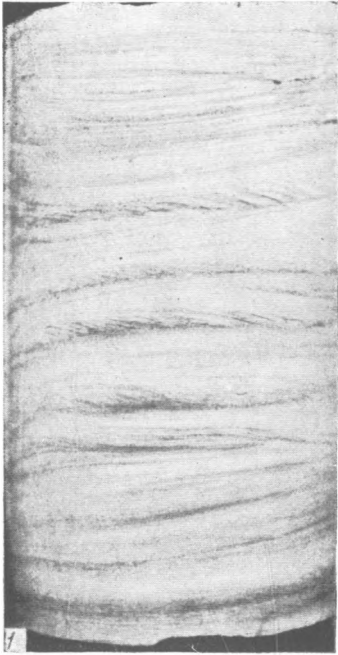


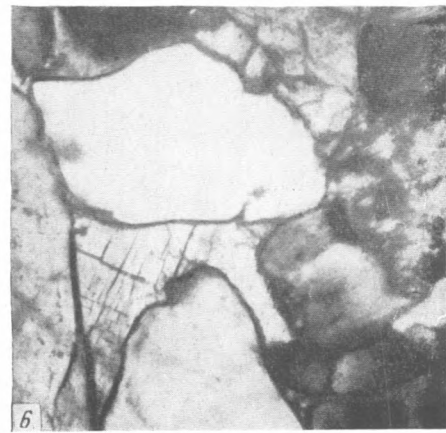
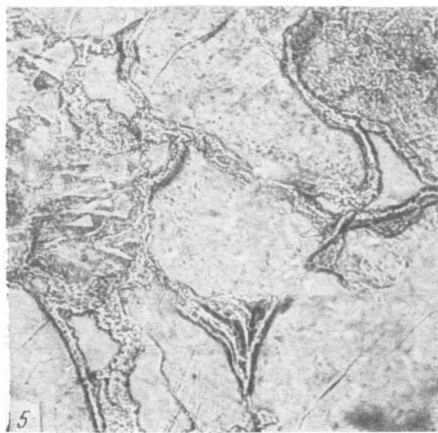
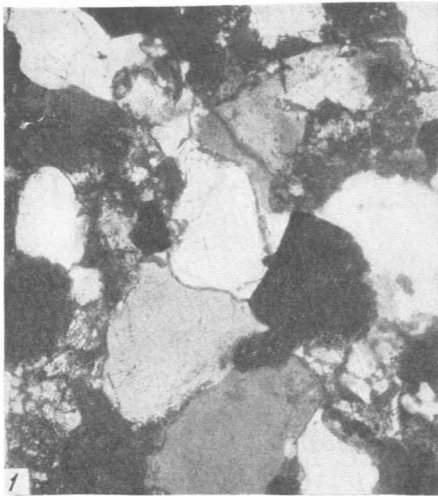


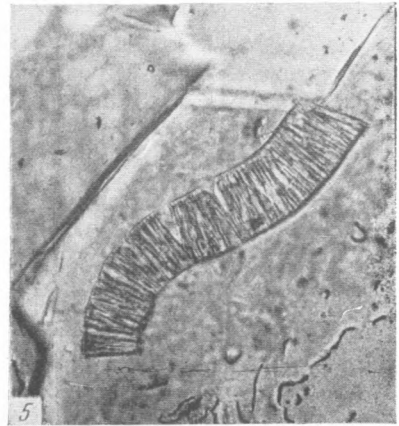
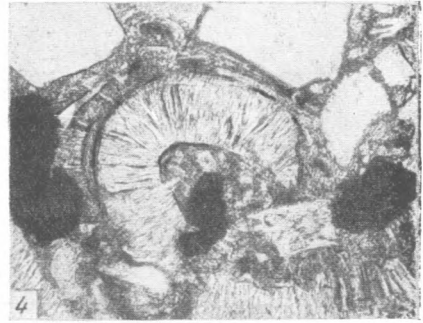


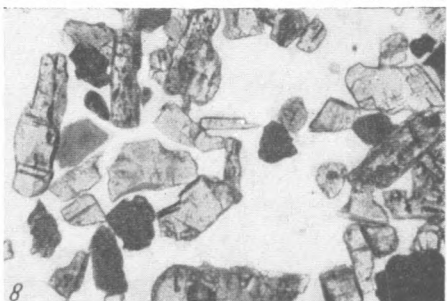
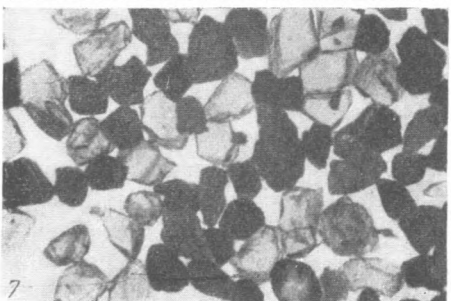
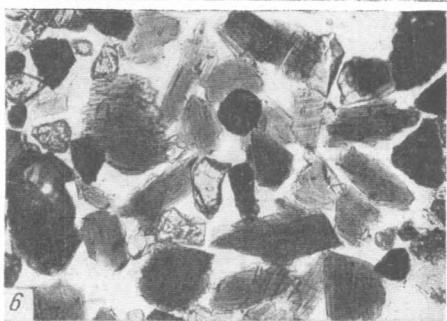
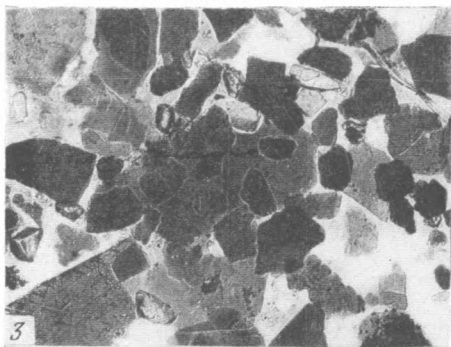
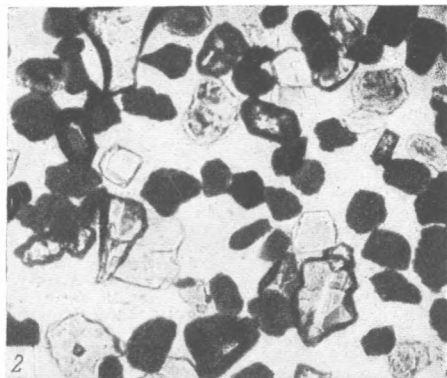












ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Краткий обзор истории исследования	7
Глава II. Основные черты геологического строения района	10
Глава III. Стратиграфия платформенной области (Лено-Вилюйская впадина)	15
Палеозой	15
Мезозой	16
Триасовые отложения	16
Юрские отложения	17
Нижняя юра	17
Морские отложения нижней юры	21
Средняя юра	24
Верхняя юра	29
Меловые отложения	34
Нижний мел	34
Верхний мел	37
Глава IV. Стратиграфия геосинклинальной области (Западное Верхоянье)	39
Верхний палеозой	39
Пермь	39
Нижняя пермь	42
Верхняя пермь (эндыбальская серия)	50
Мезозой	57
Нижний триас	58
Нижнетриасовые отложения северо-восточного склона Верхоянья	62
Средний триас	64
Верхний триас — средняя юра	65
Верхняя юра (чечумская серия)	73
Нижний мел (сангарская серия)	76
Глава V. Литологические комплексы и основные типы пород, слагающие их	85
Верхнепалеозойский цикл	87
Песчано-сланцевый комплекс	87
Строение комплекса	87
Характерные типы пород	89
Сланцевый комплекс	103
Строение комплекса	103
Характерные типы пород	104
Флишподный комплекс	110
Строение комплекса	110
Характерные типы пород	111
Комплекс угленосных отложений	116
Строение комплекса	116
Характерные типы пород	121
Красноцветный комплекс	126
Строение комплекса	126
Характерные типы пород	128
Мезозойский цикл	134
Песчано-конгломератовый трансгрессивный комплекс	134
Строение комплекса	134
Описание типов пород	139

Алевритово-глинистый комплекс максимального распространения и стояния бассейна	155
Строение комплекса	155
Описание типов пород	157
Песчаный комплекс начального этапа общей регрессии	169
Строение комплекса	169
Описание типов пород	171
Угленосный комплекс	175
Строение комплекса	175
Описание типов пород	184
Комплекс аллювиальных коалинизированных песков	201
Строение комплекса	201
Описание типов пород	203
Глава VI. История осадконакопления в Вилюйской впадине и Верхоянье в верхнем палеозое и мезозое	208
Нижнепермская эпоха	208
Время накопления нижнего песчано-сланцевого комплекса (толчанская серия — кыгылтасская свита)	208
Время накопления сланцевого комплекса (эчийская свита)	211
Верхнепермская эпоха	214
Время накопления флишoidalного комплекса (нижнеэндыбальская свита)	214
Время накопления комплекса угленосных отложений (верхнеэндыбальская свита и ее аналоги)	216
Нижнетриасовая эпоха	218
Время накопления красноцветного комплекса	218
Среднетриасовая эпоха	221
Верхнетриасовая и нижнеюрская эпохи	223
Время накопления песчано-конгломератового комплекса	223
Время накопления песчано-алевритово-глинистого комплекса	229
Среднеюрская эпоха	232
Время накопления песчано-алевритового комплекса	232
Верхнеюрская эпоха	233
Время формирования нижней половины угленосного комплекса (чечумская серия)	233
Нижнемеловая эпоха	238
Время формирования верхней половины угленосного комплекса	238
Время формирования нижней части комплекса аллювиальных песков	241
Верхнемеловая эпоха	242
Время формирования верхней части комплекса аллювиальных песков	242
Глава VII. Основные черты истории геологического развития	245
Литература	251
Объяснения к таблицам	255

А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, В. И. Муравьев
**Мезозойские и верхнепалеозойские отложения
 Западного Верхоянья и Вилюйской впадины**
 Труды Геологического института, выпуск 34

Утверждено к печати Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор издательства Я. А. Галушко Технический редактор А. П. Гусева

РИСО АН СССР № 29—34. Сдано в набор 26/V 1960 г.

Подписано к печати 21/IX 1960 г. Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 17,25 + 12 вкл. Усл. печ. л. 23,97
 Уч. изд. л. 25 (23,1+1,9 вкл) 12 вкл. Тираж 1300 экз. Т-10598. Изд. № 4538. Тип. зак. 3334
 Цена 18 руб., с 1/I-1961 г. 1 р. 80 к.

Издательство Академии наук СССР, Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21
 2-я типография Издательства АН СССР, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
15	21 св. } 1 сн. }	фиг. 8, 10, 11	фиг. 6
28	12 сн.	фиг. 4, 5	фиг. 4
47	12 сн.	фиг. 7	фиг. 5
57	5 св.	(см. фиг. 2)	(см. фиг. 5)
58	13 сн.	(см. фиг. 20)	таблица 4
136	5 сн.	Жиганская	Жиганска
162	1—2 св.	отложенный	отражений
187	24 св.	от 1 до 2—2,5 м	от 1 до 2—2,5 мм
189	22 св.	(см. таблицу 12)	(см. таблицу 16)
205	17 св.	суглинках	сгустках
206	1 сн.	(до 8—10 м)	(до 8—10 см)
240	4 сн.	до 5—6%	до 50—60%
246	20 св.	(см. фиг. 37)	(см. фиг. 38)
246	23—24 сн.	погружение	погружение
246	22 сн.	фиг. 38	фиг. 37

18 р.
с 1/1 1961 г. 1 р. 80 к.