
Осадочные

и вулканогенно-

осадочные

формации

Верхоянья



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЯКУТСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО- ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ВЕРХОЯНЬЯ (палеозой и нижний мезозой)

1553
Ответственный редактор д-р геол.-мин. наук
проф. Ю. П. Ивенсен



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1976



В работе приводится литолого-стратиграфическая характеристика средне-верхнедевонских, каменноугольных, пермских, триасовых и нижне-среднеюрских отложений. Рассмотрены объем, границы, вещественный состав, строение, условия образования и латеральные взаимоотношения осадочных и вулканогенно-осадочных формаций. Охарактеризованы основные этапы геологической истории региона от среднего девона до средней юры включительно. Рассмотрены проявления полезных ископаемых, связанных с осадочным процессом и вулканизмом и приуроченных к определенным формациям. Монография рассчитана на стратиграфов, литологов и геологов-съемщиков.

Формационный анализ, основы которого сформулированы в ряде работ Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова, является наиболее совершенным средством для восстановления основных закономерностей развития земной коры в пределах крупных регионов. Это было еще раз подчеркнуто в ряде обобщающих докладов на прошедшем в 1968 г. в Ленинграде Всесоюзном совещании по геологическим формациям. В принятом на нем решении отмечалась важная роль формационного анализа при прогнозировании месторождений полезных ископаемых и выяснении основных закономерностей их распространения.

Ю. А. Косыгин (1969), рассмотревший общее состояние проблемы выделения геологических формаций, подтвердил, что основным при выделении, классификации и описании формаций является углубленное изучение их вещественного состава и внутреннего строения. К этому выводу приводит и опыт исследователей, пытавшихся охарактеризовать формации, развитые в пределах изученной нами территории. В монотонной и однородной по внешнему облику терригенной толще с многокилометровой мощностью, каковой является верхоянский комплекс Верхояно-Чукотской складчатой области, особенно интересно рассмотреть все особенности слагающих ее, на первый взгляд, мало отличающихся друг от друга формаций.

Для существенного пересмотра старых представлений о формационном составе верхоянского комплекса важную роль сыграли сведения о развитии в его основании вулканогенных и кремнистых отложений визейского возраста (Абрамов, 1961; Булгакова, 1966). Эти данные заставили отказаться от широко распространенного мнения о раннепермском времени заложения крупнейшей в мире миогеосинклинали, в которой отлагался верхоянский терригенный комплекс.

Новые данные, полученные в процессе работы авторов по теме «Палеогеография Якутии» в 1962—1965 гг. и при металлогенических исследованиях, в которых они принимали участие, послужили поводом к постановке новой темы: «Осадочные формации верхнего палеозоя и мезозоя Верхоянской антиклинальной зоны и восточной окраины Сибирской платформы», которая разрабатывалась в 1966—1970 гг. Практическое значение этих исследований определялось широким комплексом рудопроявлений золота, олова, свинца, цинка, ртути, заключенных в толщах верхоянского комплекса в пределах Верхоянской антиклинальной зоны, и нефтегазоносностью верхней, нижнемезозойской части этого комплекса в Предверхоянском краевом прогибе и Вилюйской синеклизе.

Настоящая работа является результатом проведенного авторами полевого и лабораторного изучения литологии и формационных особенностей палеозойских и нижнемезозойских отложений Верхоянской антиклинальной зоны и примыкающей к ней части Сибирской платформы. Обследованная площадь простирается от устья р. Лены на севере до бассейна р. Хандыга на юге, от средней части Лено-Вилюйского водораздела на западе до левобережий рек Дулгалах и Бытантай

на востоке. Расположение изученных разрезов и участков показано на обзорной схеме (рис. 1).

Объекты и районы исследований распределялись между авторами работы следующим образом. Пограничные толщи карбонатного и терригенного комплексов в объеме среднего — верхнего девона и нижнего карбона (турнейский и визейский ярусы) изучены М. Д. Булгаковой в период 1961—1969 гг. в районах хребтов Хараулах, Орулган и Сетте-Дабан. Верхнепалеозойские отложения верхоянского комплекса исследованы А. В. Коробицыным в 1961—1970 гг. в южной части Орулгана, в Западном Верхоянье, в хр. Кулар и северной части Сетте-Дабана. Нижнемезозойские отложения верхоянского комплекса изучены В. П. Семеновым (1962—1970 гг.) и В. Ю. Ивсенсом (1968—1971 гг.) на за-

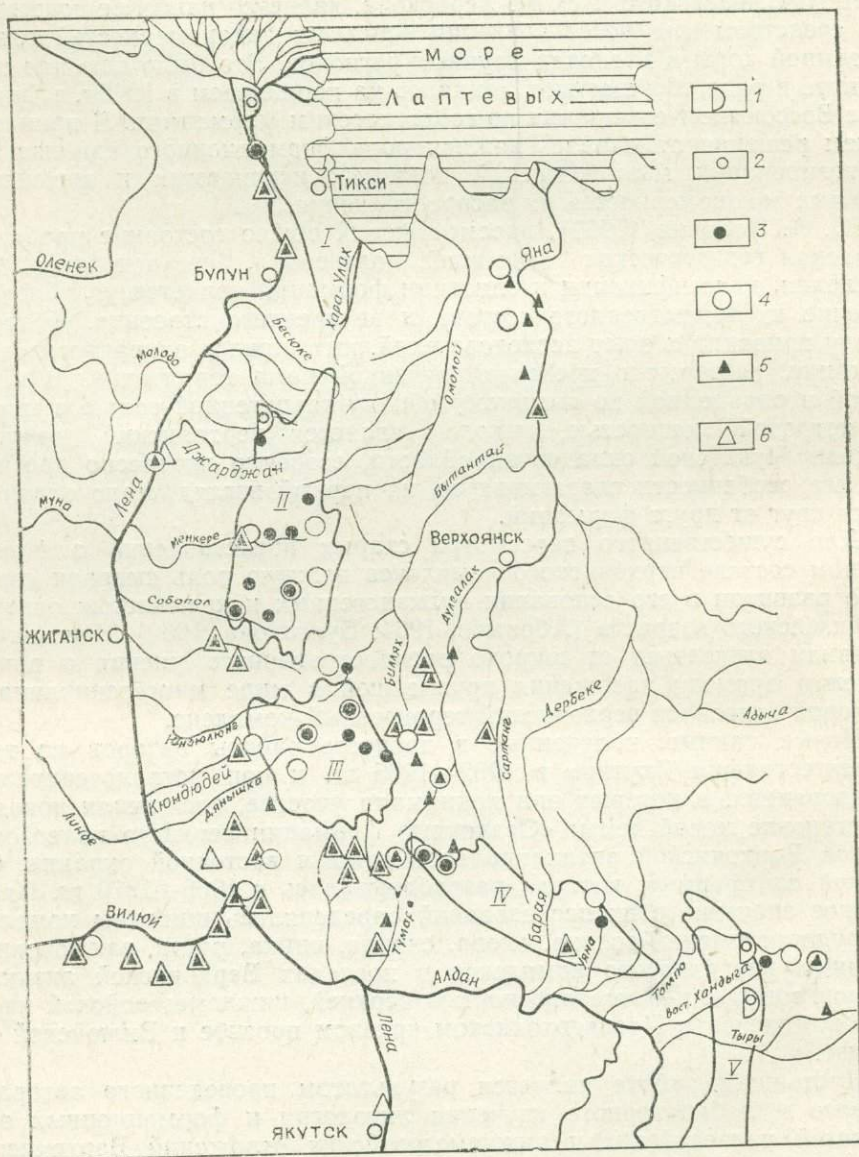


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов.

1 — средний и верхний девон, 2 — нижний карбон, 3 — средний и верхний карбон, 4 — пермь, 5 — триас, 6 — нижняя юра. Антиклинории: I — Хараулахский, II — Орулганский, III — Куранахский, IV — Базанский, V — Сетте-Дабанский (горст-антиклинорий).

падном и восточном крыльях Верхоянского мегантиклинория, в Предверхоянском прогибе и Вилюйской синеклизе.

Помимо личных наблюдений, в работе учтены и в различной степени использованы литературные и фондовые материалы Якутского территориального геологического управления (ЯТГУ), Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ), Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА), Института геологии Якутского филиала СО АН СССР и других геологических организаций.

Формационный анализ изученных отложений проводился на основе комплексных литологических методов с широким применением петрографо-минералогических наблюдений в шлифах и иммерсионных препаратах, геохимических характеристик, фациально-палеогеографических обобщений. Для точной диагностики минеральных компонентов терригенных, глинистых, карбонатных и вулканогенно-осадочных пород использовались рентгеноструктурные и термические определения, рациональные и полный химический анализы.

Авторами работы предпринята первая попытка для всей территории Верхоянской антиклинальной зоны и прилегающих районов дать достаточно полную характеристику конкретных осадочных и вулканогенно-осадочных формаций верхней половины палеозоя и нижнего мезозоя. В работе последовательно рассмотрены конкретные формации, их строение, вещественный состав, условия образования и латеральные взаимоотношения, основные особенности и признаки направленных формационных рядов.

Авторы сознают, что не все поставленные в работе вопросы удалось разрешить определенно или с достаточной полнотой; некоторые из них скорее поставлены, чем решены и требуют продолжения и развития начатых исследований.

Согласно тектоническому районированию (Мокшанцев и др., 1964, 1968), на изученной территории располагается Верхоянский (Западно-Верхоянский) мегантиклинорий, ограниченный с запада и юго-запада Предверхоянским краевым прогибом, а с востока — Янской синклинальной зоной. В пределах мегантиклинория с севера на юг выделяются Хараулахский, Орулганский, Куранахский и Бараинский антиклинории; последний по серии разломов переходит в Сетте-Дабанский горст-антиклинорий. Антиклинории сложены средне- и верхнепалеозойскими карбонатно-терригенными и терригенными породами, смятыми в серии линейных, угловатых, коробчатых и гребневидных складок разных порядков, осложненных флексуобразными перегибами и сериями сбросов и надвигов.

Предверхоянский прогиб сложен мезозойскими терригенными породами, полого погружающимися с внешнего платформенного крыла во внутреннюю зону, в которой отмечается пологая брахиформная складчатость. В зоне краевого шва внутреннего крыла прогиба мезозойские породы смяты в протяженные линейные складки, осложненные взбросами и надвигами. В Янской синклинальной зоне мезозойские породы смяты в относительно простые линейные и брахиформные складки, разбитые сериями поперечных, реже — продольных разрывных нарушений.

В составе пород, заполняющих Верхоянскую антиклинальную и Янскую синклинальную зоны, магматические образования распространены незначительно. Среди них следует указать на девонские (Хараулах и Сетте-Дабан) и раннетриасовые (Орулган и Западное Верхоянье) покровы диабазов, раннемезозойские силлы и дайки этих пород в осевых частях Орулганского и Куранахского антиклинориев, позднемезозойские массивы и штоки гранитоидов Куранахского антиклинория и Янской синклинальной зоны, а также окружающие их свиты даек различного состава.

В генетической и пространственной связи с мезозойскими изверженными породами этих регионов располагаются рудные зоны, узлы, месторождения и проявления различных рудных полезных ископаемых, главным образом золота, олова, свинца, цинка и ртути.

Роль авторов в написании работы отражена в оглавлении. В процессе полевых и лабораторных исследований большую помощь нам оказывали сотрудники лаборатории литологии и других лабораторий Института. Среди них особо следует отметить М. П. Корнилову и З. А. Корякину, подготовивших многочисленные пробы к минералогическим и геохимическим анализам, К. К. Иванова, выполнившего графические приложения, Г. В. Ивенсен, которая провела статистическую обработку аналитических данных.

Всем лицам, содействовавшим постановке и проведению исследований по теме, авторы выражают свою искреннюю благодарность.

Глава I

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

В основу стратиграфического расчленения средне- и верхнедевонских, каменноугольных, пермских, триасовых и нижнеюрских толщ, развитых в пределах Верхоянской антиклинальной зоны и прилегающей территории, приняты фаунистически наиболее обоснованные схемы, утвержденные в «Решениях» межведомственных стратиграфических совещаний (1959, 1963). Используются также опубликованные в последнее десятилетие биостратиграфические работы и основные положения, принятые для легенд геологических карт среднего масштаба.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

В наиболее эродированных структурах Верхоянской антиклинальной зоны обнажаются породы верхней части нижне-среднепалеозойского карбонатного комплекса. В настоящей работе характеризуются только отложения среднего и верхнего девона; более древние образования этого комплекса, вскрывающиеся в Хараулахе и Сетте-Дабане, не рассматриваются.

Отложения среднего и верхнего девона Хараулаха, Орулгана и Сетте-Дабана отличаются полифациальностью, повышенной терригенностью состава, присутствием основных эффузивов, красноцветов, гипсов и ангидритов (рис. 2). Эти образования подстилаются и перекрываются мощными однородными по составу толщами, выдержанными по простиранию на большие расстояния: соответственно черными битуминозными известняками нижнего девона (Хараулах и Сетте-Дабан) или белыми гипсами и ангидритами предположительно нижнедевонского возраста (Орулган); окремненными черными битуминозными известняками турнейского яруса. Местами в основании средне-верхнедевонских толщ и внутри них фиксируются размывы и стратиграфические перерывы.

Девон Сетте-Дабана

Отложения среднего — верхнего девона наиболее полно изучены в северной и центральной частях Сетте-Дабана, где они широко распространены, лучше всего обнажены и содержат разнообразные и многочисленные органические остатки. В настоящее время в составе средне-верхнедевонских отложений выделяются тихийская (эйфельский ярус), загадочнинская (ранний живет) и росомахинская (поздний живет) свиты, стибнитовые и коралловые слои франского яруса (Хайзникова, 1970) и фаменский ярус (Алексеева, 1965). Они описаны детально М. Д. Булгаковой и К. Б. Хайзниковой.

Средний отдел

Тихийская свита распространена в бассейнах рек Восточная Хандыга, Тыры и Белая. Для нее типичен преимущественно терригенный песчаниково-конгломератовый состав и пестрая окраска пород.

В бассейне Восточной Хандыги в основании свиты залегает маломощный покров базальтовых порфиритов. Органические остатки в отложениях свиты отсутствуют. Возраст ее К. Б. Хайзникова определила условно как поздний эйфель, предположив при этом вслед за К. К. Левашовым (19586) и В. А. Ян-Жин-Шином (1960) наличие стратиграфического перерыва между нижним и средним девонем. Мощность свиты изменяется от 130—160 м в бассейне р. Восточная Хандыга до 60 м в бассейне р. Белой (р. Бурхала).

Загадочнинская свита, выделенная К. Б. Хайзниковой в бассейнах рек Томпо, Восточная Хандыга, Тыры и Белая, в нижней части сложена органогенными и органогенно-детритовыми известняками со строматопороидеями, кораллами, криноидеями и брахиоподами, с прослоями доломитов, а в северной и центральной частях Сетте-Дабана — гипсами и ангидритами. В разрезах по руч. Загадочному (правобережье рч. Кемюс-Юрях) и по рч. Хамамыт в известняках нижней половины свиты преобладает горизонтальная тонкая слоистость, изредка наблюдаются следы взмучивания осадков. Верхняя половина свиты, охарактеризованная богатым комплексом кораллов и брахиопод, включает песчаники с прослоями гравелитов, известняки и глинистые сланцы. В отдельных разрезах эти породы имеют пеструю окраску. По комплексу табулят возраст загадочнинской свиты К. Б. Хайзникова определила как ранний живет. Мощность свиты на севере около 200 м, на юге меньше — до 100 м.

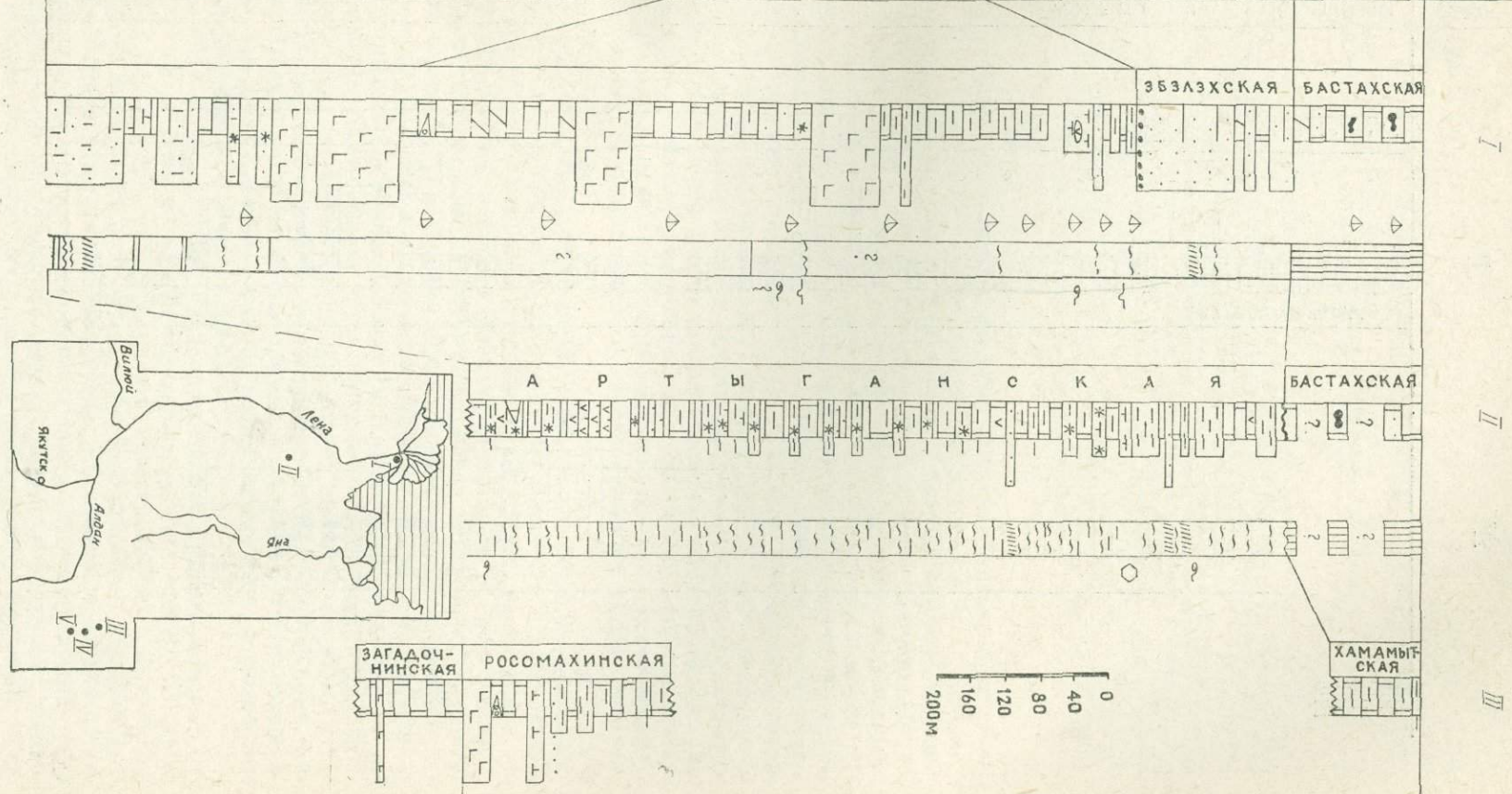
Росомахинская свита (250 м) устанавливается только в северной части Сетте-Дабана. (В центральной и южной частях хребта на отложениях загадочнинской свиты залегают стибнитовые слои нижнего франа, с конгломератами и базальтами в основании.) Росомахинская свита представляет собой чередование мощных (10—20 м) пачек известняков, известковистых алевролитов и песчаников. В ее основании залегают покровы базальтов. По рч. Хамамыт в средней части свиты зафиксирован второй покров эффузивов мощностью в 20 м. Осадочные породы, вмещающие покровы, часто имеют пеструю окраску, отличаются повышенной терригенностью, содержат маломощные прослои и линзы гравелитов, обильный слабо сортированный раковинный детрит и имеют мелкую волнистую и косую слоистость. Поверхности напластования покрыты многочисленными ходами илоедов и трещинами усыхания. Возраст свиты по комплексу табулят определен К. Б. Хайзниковой как поздний живет.

Верхний отдел

Франские отложения расчленены К. Б. Хайзниковой (1970) на стибнитовые и коралловые слои. Первые (320—345 м) прослеживаются в бассейнах рек Томпо и Восточная Хандыга. В основании их повсеместно залегают покровы базальтовых порфиритов. Выше следуют глинистые, алевритистые и органогенно-детритовые известняки, переслаивающиеся с известковистыми алевролитами. В известняках содержатся многочисленные остатки брахиопод нижнего франа (новосибирские слои Северо-Востока СССР) и табулят, характерных для зарубинских слоев Кузбасса. Верхняя граница стибнитовых слоев проводится условно в литологически однообразных породах по появлению *Theodossia aposofi* (Vern).

Коралловые слои (260 м) в полном объеме выделяются только на р. Восточная Хандыга; их верхи зафиксированы на рч. Кемюс-Юрях (Алексеева, 1965). Эти слои состоят из алевритистых органогенно-детритовых известняков, которые кверху сменяются доломитовыми известняками и доломитами. В коралловых слоях установлены многочис-

Д	Е	В	О	Н	С	К	А	Я	КАМЕННО-УГОЛЬНАЯ	СИСТЕМА					
С	Р	Е	Д	Н	И	Й	В	Е	Р	Х	Н	И	Й	НИЖНИЙ	ОТДЕЛ
ЭЙФЕЛЬСКИЙ			ЖИВЕТСКИЙ			ФРАНСКИЙ			ФАМЕНСКИЙ			ТУРНЕЙСКИЙ	ЯРУС		



Начало рис. 2.

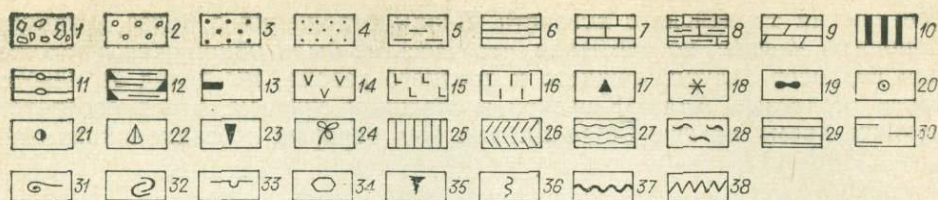


Рис. 2. Разрезы среднего, верхнего девона и нижнего карбона (турнейский ярус). I — Сев. Хараулах (по материалам А. И. Гусева и С. С. Флейшмана, 1938; А. А. Межвилка, 1958; А. К. Крыловой, 1959, и автора); II — Орулган, рч. Ага-Кулан; III—V — Сетте-Дабан: III — рч. Хамамыт; IV — руч. Светлый и Омега (по В. А. Ян-Жин-Шину, 1958 г.); V — рч. Кемюс-Юрях (по данным В. С. Абрамова, К. В. Хайзниковой и автора, 1968 г.).

1 — крупноглыбовые конгломераты и конглобрекции, 2 — мелкогалечные конгломераты и гравелиты, 3 — крупно-, среднезернистые и 4 — мелкозернистые песчаники, 5 — алевриты, 6 — аргиллиты, 7 — известняки, 8 — глинистые известняки и мергели, 9 — доломиты, 10 — гипсы и ангидриты, 11 — диамиктиты, 12 — кремнистые породы, 13 — каменные угли, 14 — туфы и туффиты, 15 — диабазы; 16 — известковистость, 17 — окремнение, 18 — красноцветность пород. Конкреции: 19 — кремнистые, 20 — терригенно-карбонатные, 21 — сидеритовые. Органические остатки: 22 — фауна, 23 — кремневые губки, 24 — флора; 25 — однородная текстура. Слоистость: 26 — косая, 27 — волнистая, 28 — косо-волнистая, 29 — горизонтальная, 30 — прерывистая горизонтальная, 31 — подводные оползни, 32 — обвалы, 33 — размывы, 34 — трещины усыхания; 35 — корневые остатки, 36 — ходы илоедов. Границы: 37 — стратиграфические несогласные, 38 — тектонические.

ленные новые виды табулят (Хайзникова, 1970) и комплекс брахиопод, характерный для теодосиевых слоев Северо-Востока СССР.

Фаменский ярус выделен В. А. Ян-Жин-Шином (1960) и Р. Е. Алексеевой (1965) в северной и центральной частях Сетте-Дабана. По их данным, отложения этого яруса согласно лежат на доломитах и доломитовых известняках франского яруса и согласно перекрываются известняками турнейского возраста. Нижняя половина фаменского яруса сложена алевритистыми, детритовыми и биоморфно-детритовыми известняками с частыми прослоями брахиоподовых ракушнякам мощностью 3—10 см. Вверх по разрезу увеличивается роль доломитов, алевритов, песчаников и конгломератов. По руч. Загадочному поверхности выветривания пород имеют желтовато-серую окраску. В них наблюдаются горизонтальная, волнистая, косо-волнистая, мелкая разнонаправленная косая типы слоистости. На плоскостях напластования отмечаются знаки волновой ряби и многочисленные ходы илоедов. Мощность яруса 500 м.

На юге Сетте-Дабана верхнедевонские отложения имеют преимущественно терригенный состав и сокращенную мощность. Органические остатки в них изучены слабо. В бассейне р. Белой верхнедевонские отложения начинаются с покровов базальтов, которые по положению в разрезе соответствуют низам стибнитовых слоев центральных и северных частей Сетте-Дабана. Однако франская фауна на юге Сетте-Дабана не обнаружена. В 100 м выше последнего покрова по руч. Двойному в пестроцветных терригенных породах В. А. Ян-Жин-Шин в 1960 г. нашел брахиоподы фаменского яруса. Следовательно, можно полагать, что значительная часть отложений франского возраста на юге Сетте-Дабана отсутствует. Фаменские отложения в бассейне Белой представлены светло-серыми и серыми известковистыми песчаниками, содержащими прослой брахиоподовых ракушников, зеленоватых и розоватых доломитов, гравелитов и конгломератов.

В бассейне р. Аллах-Юнь предположительно верхнедевонские отложения вскрыты лишь в тектонических блоках. Они состоят из серых песчаных доломитов, известняков и известковистых песчаников. Большая роль в разрезах принадлежит грубообломочным породам (известняковым гравелитам и конгломератам), чья мощность иногда достигает десятков метров. Породы окремнены, часто содержат черные кремнистые стяжения. В них известны редкие раковины брахиопод фаменского возраста. На отдельных участках наблюдались контакты с из-

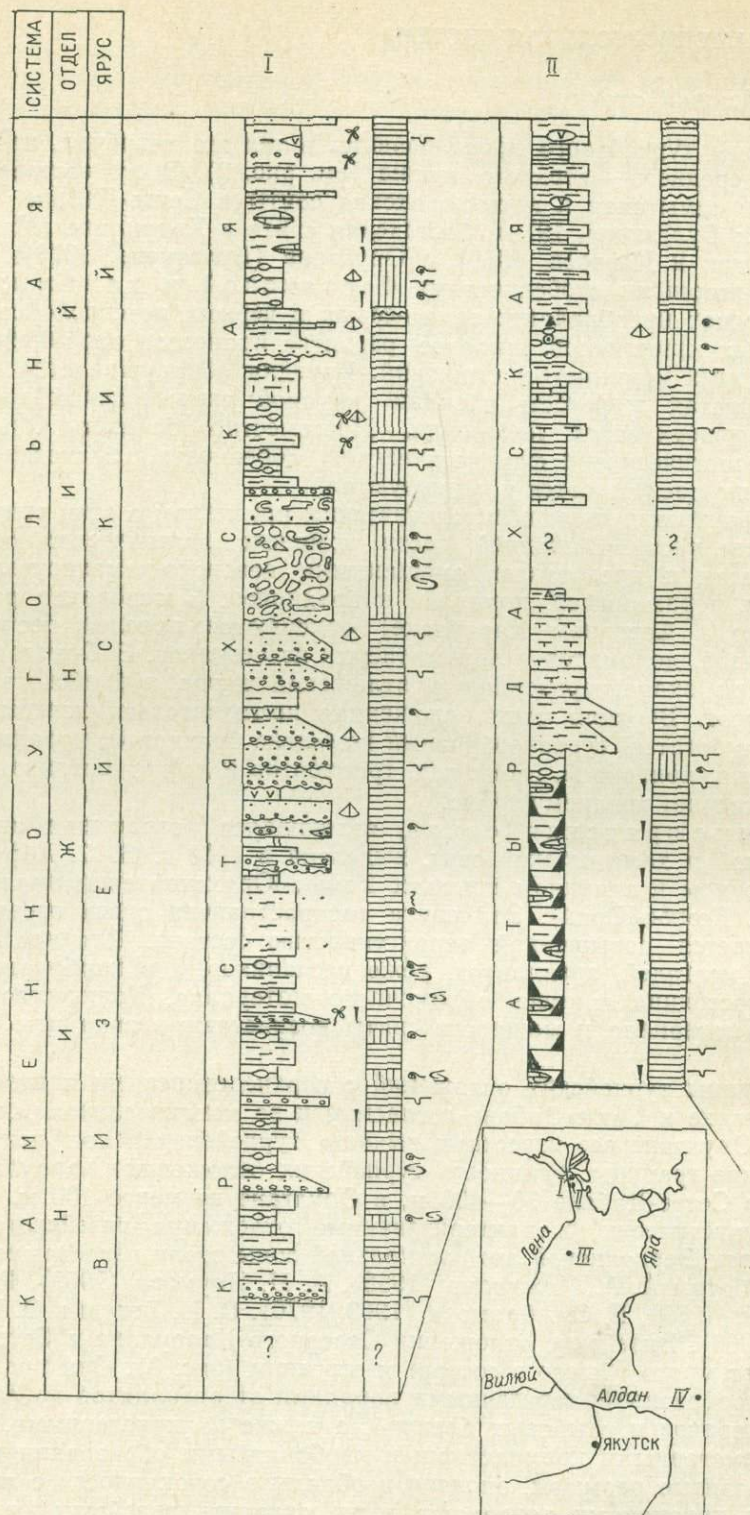
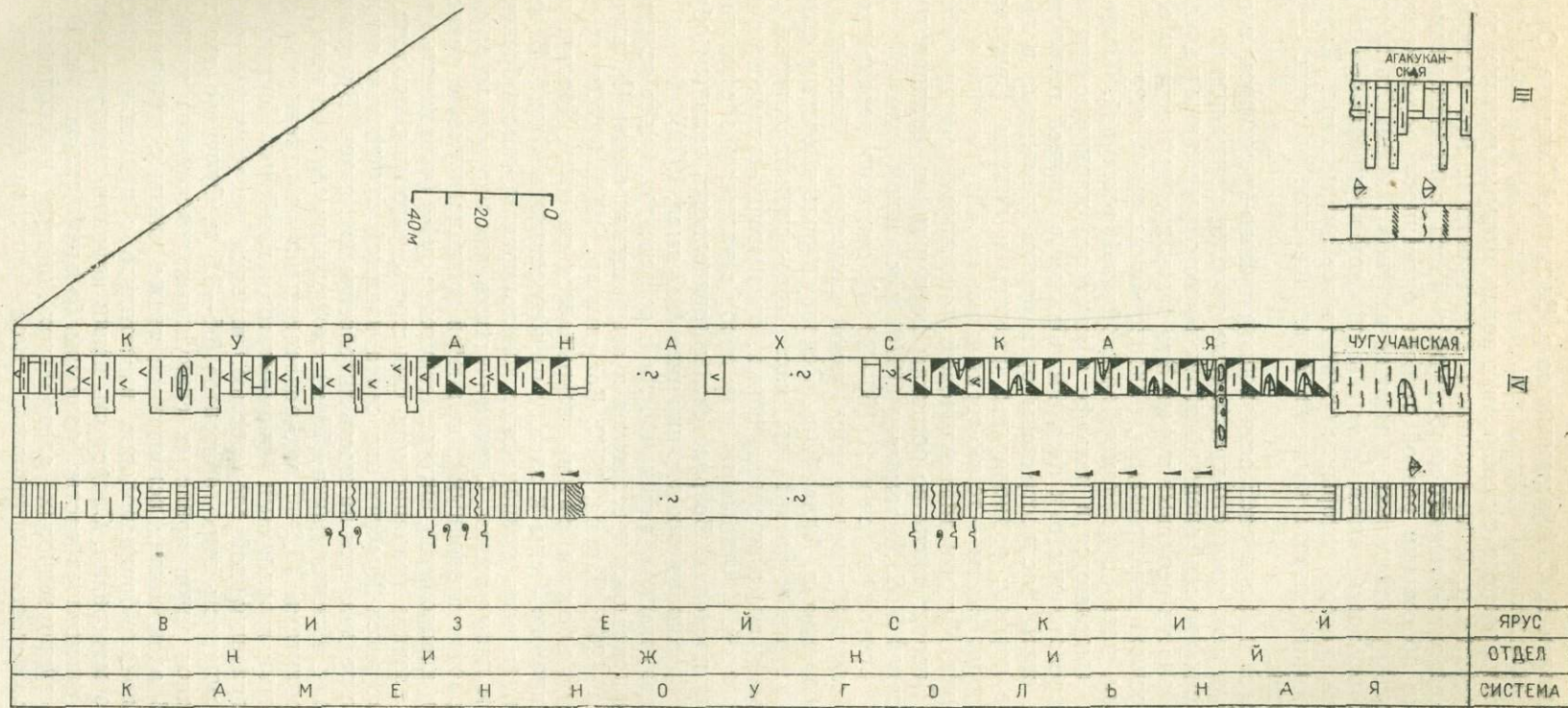


Рис. 3. Разрезы визейского яруса.

Северный Хараулах: I — мыс Крестьях, II — р. Лена, выше устья Таба-
 Бастах; III — Орулган, рч. Ага-Кукан; IV — Сетте-Дабан, руч. Овла-
 чан. Усл. обозн. см. на рис. 2.



тип установлен Б. С. Абрамовым по р. Восточной Хандыге. Отличительной особенностью его является наличие среди аргиллитов и глинистых известняков прослоев своеобразных пород, которые мы вслед за Р. Флинтом и др. (Flint a. o., 1960) называем диамиктитами. Это бесструктурная песчано-алеврито-глинисто-карбонатная масса с неравномерно распределенными обломками разной степени окатанности и размерности (от гравия до крупной гальки и мелких валунов); мощность прослоев достигает 5 м. Здесь также отмечены прослои крупноглыбовых брекчий, связующей массой которых служат те же диамиктиты. Характерным для этого типа разреза является также широкое развитие оползневых деформаций.

В более широко распространенном туфово-кремнистом типе разреза преобладают глинисто-кремнистые породы и измененные пепловые туфы. Специфический внешний облик имеют окремненные и адуляризованные разности пепловых туфов. Это очень прочные породы со стекловатой корочкой выветривания, раковистым изломом, острыми режущими краями, часто с колломорфно-плойчатой текстурой. Такие породы отчетливо выделяются в рельефе и являются маркирующими горизонтами. Сосредоточены они главным образом в нижней половине свиты. В верхах свиты распространены органогенно-кремнистые и кремнисто-глинистые породы: радиоляриты, фтаниты и лидиты. Преобладающая окраска пород свиты — темно-серая и черная. Характерна их обильная пиритизация. Как и в диамиктитовом типе, широко развиты оползневые явления. Возраст свиты по остаткам фораминифер, брахиопод и кораллов определен Б. С. Абрамовым (1970) как ранний визе.

Чугучанская свита (50—90 м) согласно перекрывает журанасхскую свиту и протягивается узкой полосой от бассейна р. Томпо до правобережья р. Аллах-Юнь. Основную роль в составе свиты играют известковистые алевролиты, часто косо-волнистослоистые, содержащие линзы и прослои органогенных, органогенно-детритовых известняков и мергелей. Соотношения этих пород в разных разрезах изменяются в широких пределах. Возраст свиты определяется главным образом по остаткам брахиопод как поздний визе (Абрамов, 1970).

В Хараулахском антиклинории в составе визейских отложений нами рассматриваются крестяхская и атырдахская свиты (Межвилк, 1958; Соломина, 1960; Лапина, 1962; Богуш и др., 1963, 1965, и др.).

Крестяхская свита вскрывается на мысе Крестях и по Быковской протоке Лены к западу от метеостанции Столб. В ее составе значительная роль принадлежит конгломератам, конглобрекциям, гравелитам и диамиктитами. Специфическими для нее образованиями, хотя и мало распространенными, являются вулканомиктовые разности песчаников и алевролитов, витрокластические туфы («кремнистые породы»). Широко развита градационная слоистость, размывы, оползни, обвалы. В разрезе мыса Крестях эта свита видимой мощностью около 320 м отчетливо разделяется на шесть литологических пачек (Булгакова, 1967).

Первая, нижняя пачка (70 м) сложена в основном мелкозернистыми алевролитами (0,6—7 м), разделенными оползневыми и обвальноползневыми горизонтами диамиктитов, глыбовых брекчий и ритмослоев с градационной слоистостью, изредка песчаниками и конгломератами; мощность этих горизонтов 0,5—3,5 м. Отмечено два линзовидных прослоя мелкозернистых спикюловых известняков мощностью 0,6 и 1 м. В алевролитах встречаются также линзы органогенно-детритовых криноидно-брахиоподовых известняков с примесью гравийного и галечного материала. Слоистость пачки крупная горизонтальная. В основании ритмослоев часты размывы большой амплитуды. В песчаниках и крупнозернистых алевролитах иногда наблюдается мелкая косая слоистость потокового типа, направленная на северо-и юго-восток.

Вторая пачка (50 м) сложена мелкозернистыми глинистыми алевролитами с маломощными (0,1—0,15 м, редко до 1 м) прослоями мелкозернистых песчаников, крупнозернистых алевролитов, линзами мелкогалечных конгломератов. В нижней части выделяется два слоя глыбовых брекчий мощностью 2 и 3 м. Как и в первой пачке, часты оползневые текстуры.

Третья пачка (60 м) представлена в основном мелко- и среднезернистыми песчаниками, мелко- и среднегалечными конгломератами. Конгломераты образуют слои или линзы (длиной от 0,3 до 20 м) мощностью 0,4—3,5 м. Подчиненное значение имеют алевролиты и известняки. В средней части пачки присутствует два слоя витрокластических окремненных и адуляризированных пепловых туфов, окрашенных в зеленоватые и розоватые тона; мощность их 0,4—1,2 м. В третьей пачке широко распространены ритмослои с типичной градационной слоистостью. В основании их часты размывы глубиной до 0,6—1 м. Ритмослои, как правило, начинаются конгломератами и заканчиваются слабо сортированными алевролитами или песчаниками, нередко с волнистой или косо-волнистой слоистостью. В верхних частях многих ритмослоев многочисленны караваяобразные колонии кораллов с большой площадью прикрепления к субстрату, диаметром 0,2—0,8 м и высотой 0,1—0,15 м.

Четвертая пачка (40 м) отличается наиболее грубым составом. В нижней половине она сложена конгломератами и конглобрекчиями, залегающими с глубоким размывом на подстилающих породах, а в верхней — переслаивающимися конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками.

Пятая пачка (60 м) состоит из диамиктитов, известково-алеверитистых аргиллитов, мергелей и слоев с градационной слоистостью. В пределах пачки очень часты размывы, оползневые деформации и следы взмучивания осадков. В диамиктитах обильны остатки криноидей, пелеципод, гастропод и брахиопод.

Шестая, верхняя пачка (40 м) в нижней части сложена алеверитовыми аргиллитами, иногда переходящими в глинистые алевролиты. Последние содержат линзы спикуловых и радиоляриево-спикуловых микрозернистых известняков, прослой крупнозернистых алевролитов мощностью 0,15—0,2 м, иногда до 1,5 м. В верхней части (10—11 м) преобладают зеленовато- и желтовато-серые крупнозернистые алевролиты и алевропесчаники, включающие редкие маломощные (до 0,1 м) прослой глинистых мелкозернистых алевролитов. Среди алевропесчаников встречаются ожелезненные с поверхности линзы (длина 5—6 м, мощность до 2 м) вулканомиктовых известковистых алевролитов, внутри которых отмечаются размывы глубиной до 15—20 см, иногда фиксируемые скоплениями фосфатных конкреций.

Сходное строение имеет разрез крестяхской свиты по Быковской протоке (Богуш и др., 1965). Здесь также широко развиты оползни, обвалы, градационная слоистость. Отличие заключается в меньшем содержании грубообломочных пород и более широком развитии, особенно в верхней части разреза, органогенных известняков.

Атырдахская свита (285 м) установлена в низовье Лены выше устья р. Таба-Бастах (опорный разрез), в долине р. Эбэлэхи на правом берегу Быковской протоки против о. Чай-Ары. Для нижней половины свиты характерна значительная роль органогенно- и глинисто-кремнистых пород. Выше широко развиты известняковые песчаники и алевролиты; в незначительном количестве присутствуют диамиктитовые грубообломочные породы и ритмослои с градационной слоистостью; отмечаются различные нарушения слоистости — оползни, взмучивания осадка, мелкоамплитудные размывы. В опорном разрезе свиты выделяется пять литологических пачек (снизу вверх).



Первая пачка (85 м) сложена черными спонголитами, серыми с синеватым оттенком кремнистыми и известково-кремнистыми аргиллитами, часто переслаивающимися между собой. Слоистость мелкая, горизонтальная. На контактах слевебны обычные мелкие размыты. По слоистости располагаются конкреционные линзы светло-серых известняков мощностью до 0,7 и длиной до 3 м. В верхней половине пачки сокращается количество и мощность прослоев спонголитов, появляются прослои мелкозернистых глинистых и кремнисто-глинистых алевролитов.

Вторая пачка (22 м) по своему составу напоминает отложения крестяхской свиты. Нижняя ее часть (8 м) состоит из переслаивающихся мелкогалечных конгломератов, диамиктитов и глинистых алевролитов. В верхней части развиты песчаниково-алевролитовые ритмо-слои с градационной слоистостью.

Третья пачка (28 м) сложена известняковыми крупно- и мелкозернистыми алевролитами, плохо сортированными, окремненными, в одних прослоях слегка фосфатизированными, в других — включающими примесь пирокластик.

Четвертая пачка (60 м) имеет существенно глинистый состав. Нижняя ее половина, судя по отдельным мелкощебенчатым высыпкам, представлена кремнистыми и кремнисто-известковистыми аргиллитами с прослоями известковых алевролитов, верхняя — главным образом аргиллитами с прослоями зеленых мергелей и алевролитов. Слоистость тонкая, горизонтальная.

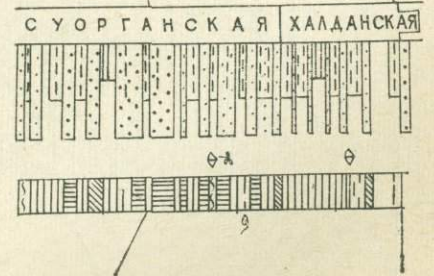
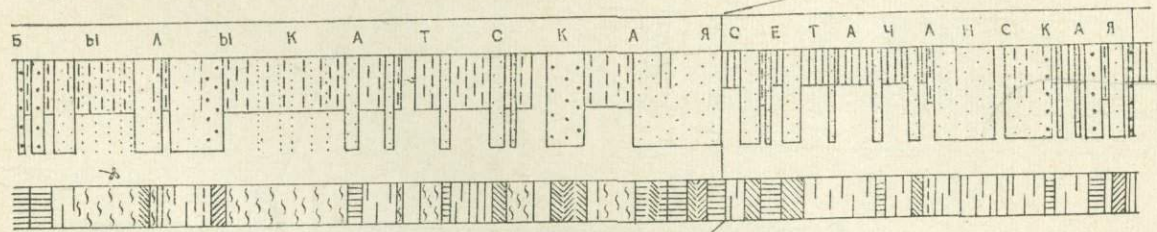
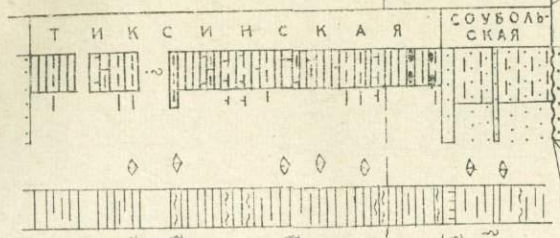
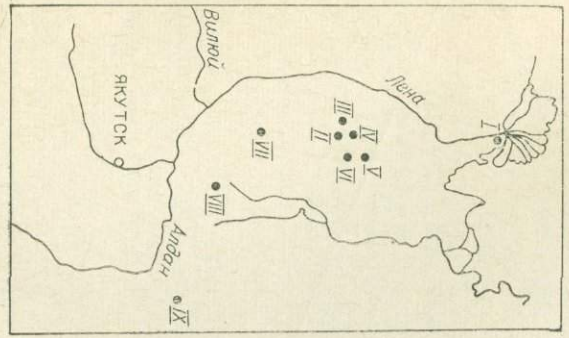
Пятая пачка (75 м) состоит из чередующихся крупно- и мелкозернистых алевролитов, мергелей и известковистых аргиллитов. Преобладающая мощность прослоев — 0,5—3 м. На отдельных интервалах наблюдаются элементы градационной слоистости. В алевролитах, залегающих в основании пачки, имеются линзы гравелитов и многочисленные следы размытов глубиной от 2 до 10 см, мелкие оползни и знаки волновой ряби. В средней части пачки отмечаются прослои диамиктитоподобных известняковых алевролитов мощностью до 2 м, смятых в оползневые складки и содержащих разнообразные фаунистические остатки. На поверхностях напластования алевролитов и аргиллитов часто встречается обугленный растительный детрит. В верхней части пачки увеличивается роль алевролитов, появляются прослои песчаников, частыми становятся прослои пудинговых разностей, включающих плоские гальки аргиллитов, мергелей, часто фосфатизированных. Здесь же среди алевролитов появляются линзы вулканомиктовых алевролитов, окрашенных с поверхности в охристо-желтый цвет.

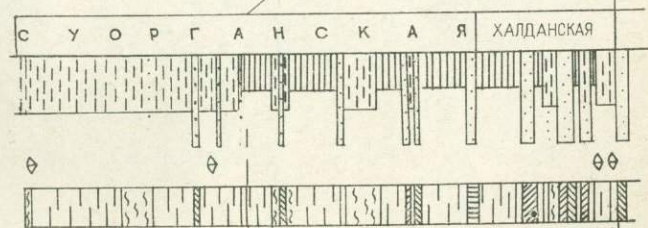
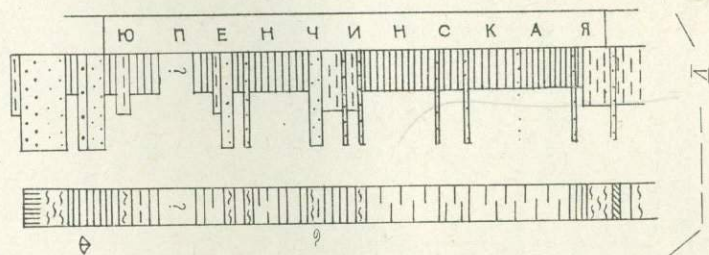
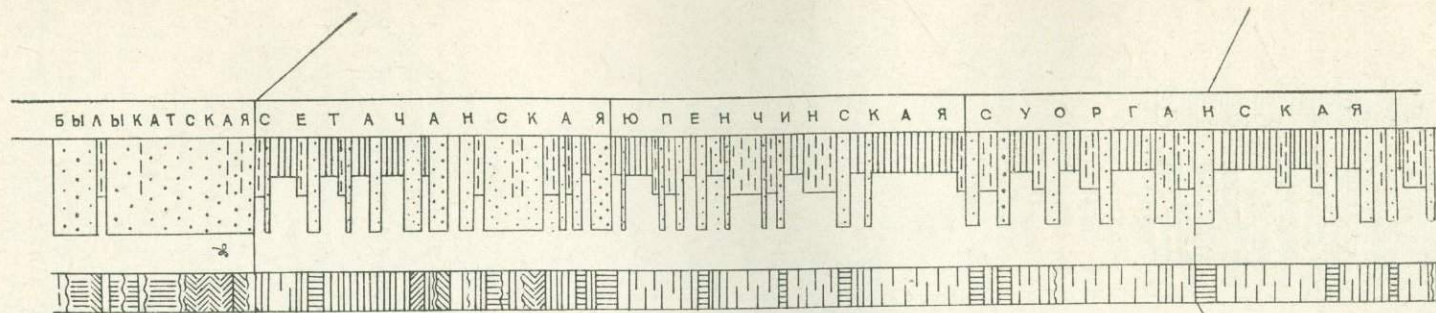
В Орулгане установлены только верхневизейские отложения, залегающие с размывом на красноцветах среднего — верхнего девона, либо на известняках верхнего турне. Эти отложения соответствуют нижней известняковой пачке агакуканской свиты (Наумов, 1959). Восточные разрезы этой пачки, вскрывающиеся в 5 км к востоку от устья руч. Илья-Артыга (левый приток рч. Ага-Кукан), сложены аркозовыми известковистыми песчаниками, гравелитами, известковистыми аргиллитами, микрозернистыми и органогенно-детритовыми известняками. В известняках попадаются остатки кораллов и брахиопод. Последние, по определению Б. С. Абрамова, аналогичны комплексу брахиопод чулчанской свиты Сетте-Дабана. В западных разрезах пачки увеличивается роль терригенного материала, и появляются прослои мелкогалечных кварцевых конгломератов. В обоих случаях пачку перекрывают конгломераты, гравелиты, песчаники, углистые алевролиты средней и верхней частей агакуканской свиты. Мощность верхневизейских отложений составляет 35—40 м.

Намюрский ярус в Верхоянской антиклинальной зоне (рис. 4) фаунистически обособен в Сетте-Дабане в объеме овлачанской и хатынахской свит (Абрамов, 1970). Условно к этому ярусу относится ббльшая

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ				ПЕРМСКАЯ	СИСТЕМА
НИЖНИЙ		СРЕДНИЙ	ВЕРХНИЙ	НИЖНИЙ	ОТДЕЛ

Начало рис. 4.





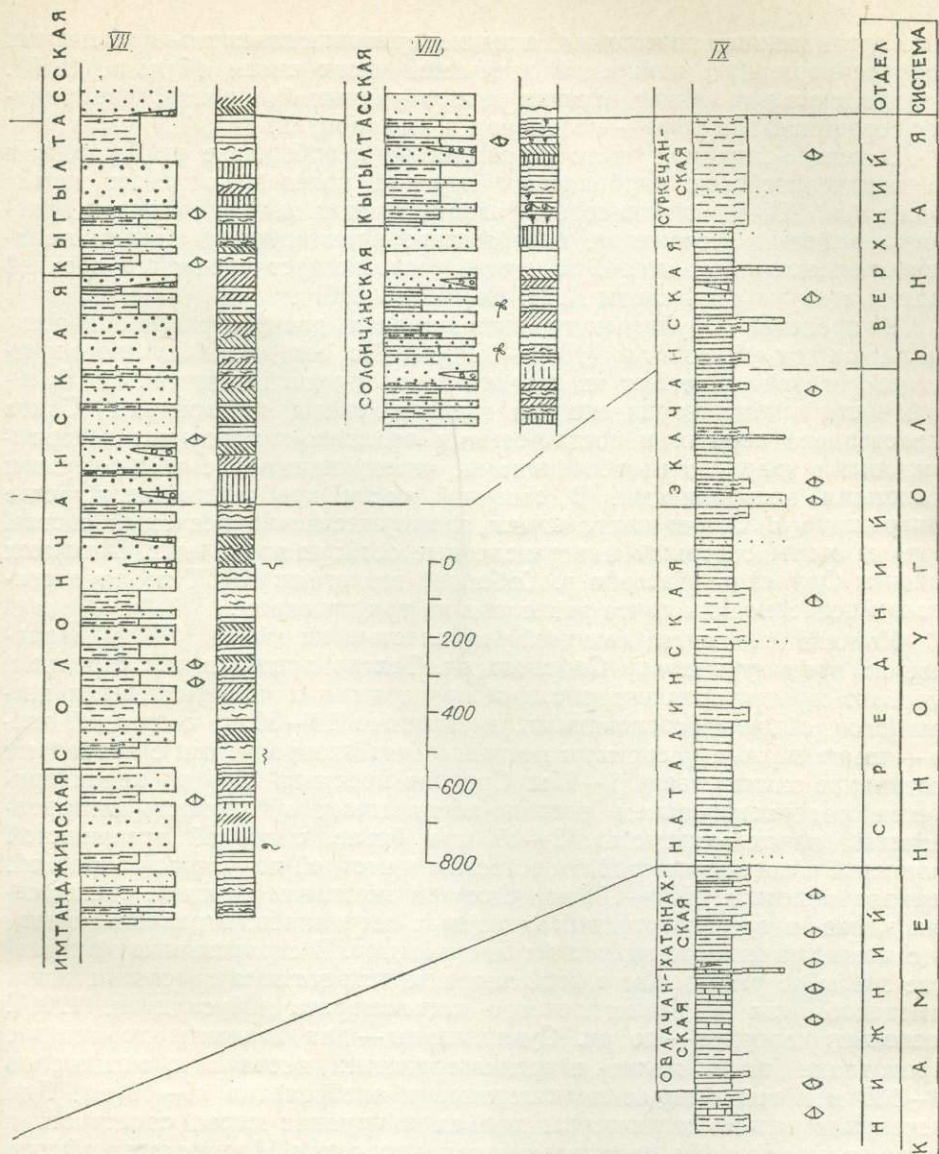


Рис. 4. Разрезы каменноугольных отложений (без турне и виле).

I — Северный Хараулах (по Р. В. Соломиной и др., 1970, и М. Д. Булгаковой); II—VI — Орулган; II — рч. Тухтир (по данным М. В. Сусова, 1966 г.; В. А. Амузского, 1968 г., и А. В. Коробицына), III — рч. Сырган-Сюкют, правый приток р. Собопола, IV — рч. Судиялхан, V — рч. Матах, правый приток р. Сынчи, VI — рч. Мус-Аттык, верховье р. Собопола; VII и VIII — Западное Верхоянье; VII — рч. Икячи, VIII — рч. Алара-Хадарынья; IX — Сетте-Дабан, левобережье р. Менкюле (по Б. С. Абрамову, 1970). Усл. обозн. см. на рис. 2.

часть тиксинской свиты Хараулаха (Каширцев и Булгакова, 1961; Соломина и др., 1970). В Орулгане намюрский ярус условно устанавливается в объеме верхних частей агакуканской и былыкатской свит (Наумов, 1961; Мусалитин, 1961; Мусалитин и Соломина, 1970).

Тиксинская свита (900—1100 м) распространена в осевой зоне Хараулахского антиклинария, где согласно залегает на терригенных породах визейского яруса. В ее составе преобладают черные и темно-серые мергели и известковистые аргиллиты и алевролиты, образующие однородные пачки мощностью 20—100 м и более. В подчиненном количестве среди них присутствуют глинистые алевролиты, песчано-глини-

стые органогенные известняки, а также горизонты глинисто-карбонатных фосфатсодержащих конкреций в верхней части свиты (Тучков, 1966). Породы свиты содержат остатки разнообразных брахиопод, фораминифер, сравнительно реже — пелеципод и амmonoидей.

В северо-западной части Орулгана на левобережье р. Джарджан на верхневизейских карбонатных породах согласно залегает немая толща (до 200 м) светло-серых разномиктовых и аркозово-кварцевых песчаников, содержащих пропластки и пласты полимиктовых конгломератов. Эта толща соответствует средней и верхней частям агакуканской свиты А. Н. Наумова (1961).

В пределах Орулганского антиклинория распространены породы былыкатской свиты (1000—1500 м). На северо-западном его крыле они согласно залегают на песчаниках агакуканской свиты. На большей части антиклинория нижняя граница свиты не вскрыта. Свита представлена серыми и светло-серыми аркозово-кварцевыми и олигомиктовыми кварцевыми песчаниками, чередующимися с темно-серыми углистыми алевролитами. В северной части хребта на междуречье Джарджана и Сынчи свита имеет преимущественно песчаный состав. Породы свиты содержат многочисленные остатки плауновых. В южных районах Орулгана (бассейн р. Собопол) геологами ВАГТ по литологическим особенностям свита разделена на три подсвиты.

Нижняя подсвита видимой мощностью не менее 500 м в разрезе по правому притоку Собопола рч. Техтир представлена серыми и буровато-серыми среднезернистыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, обычно косослоистыми, мощностью 10—50 м; в средней части — темно-серыми углистыми песчанстыми алевролитами с прослоями песчаников мощностью 0,5—2 м. Средняя подсвита (300 м) характеризуется распространением песчано-алевритовых и глинисто-алевритопесчаных пачек мощностью 2—15 м и более, с тонкой прерывистой волнистой и косо-волнистой слоистостью и пестрой полосчатой окраской. Верхняя подсвита (500—700 м) сложена мощными пачками светло-серых мелко- и среднезернистых аркозовых песчаников, переслаивающихся с пластами углисто-глинистых алевролитов. В стратотипическом разрезе свиты по р. Былыгат в этой подсвите встречаются прослои и линзы каменного угля и мелкогалечного конгломерата (Мусалитин, 1961). Несколько севернее — по рч. Судяндахан — для подсвиты характерно чередование пачек мелко- и среднезернистых песчаников мощностью 30—100 м и темно-серых мелкозернистых алевролитов (5—10 м). Для песчаников весьма характерны мелкая и крупная косая слоистость и знаки волновой ряби на поверхностях наслоения. Алевролиты обычно имеют мелкую косо-волнистую слоистость.

В Западном Верхоянье нижнекаменноугольные отложения не вскрыты, поэтому на значительной территории антиклинальной зоны полностью отсутствуют сведения о составе этих образований.

Овлачанская свита северной части Сетте-Дабана согласно перекрывает терригенно-карбонатную чугучанскую свиту и состоит из темно-серых известковистых алевролитов и аргиллитов с прослоями криноидных известняков (300—500 м). В породах свиты заключены многочисленные остатки разнообразных брахиопод, реже фораминифер и амmonoидей. Вышележащая хатынахская свита (300—400 м) представлена чередованием темно-серых алевролитов и серых песчаников с остатками разнообразных брахиопод.

В центральной части Хараулаха на мысе Косистом (южнее бухты Тикси) к нерасчлененному нижнему отделу условно отнесена песчано-сланцевая толща видимой мощностью 3500 м, залегающая в основании верхнего палеозоя. По данным В. А. Виноградова, в нижней ее половине развиты серицито-биотито-кварцевые и серицито-карбонатные сланцы с редкими прослоями известковистых мелкозернистых метапесчаников.

Верхнюю половину слагают серые мелкозернистые известковистые песчаники с прослоями алевритистых сланцев. Эти породы содержат плохой сохранности остатки брахиопод раннекаменноугольного облика.

Средний и верхний отделы

Стратиграфия средне-верхнекаменноугольных отложений в пределах рассматриваемой территории разработана еще довольно слабо: до сих пор во многом неясно положение верхней границы системы, а также границы между средним и верхним отделами.

Рассматриваемые отложения в полном объеме представлены в Орулгане (Мусалитин, Соломина, 1970) и Сетте-Дабане (Абрамов, 1970). По мнению одних исследователей, на севере Хараулаха отложения этого возраста представлены полностью (Каширцев, и др., 1966), по мнению других — в позднем карбоне был перерыв в осадконакоплении (Соломина и др., 1970). В настоящей работе принята последняя точка зрения. В южной части Хараулаха средне-верхнекаменноугольные породы условно выделены В. А. Виноградовым в объеме хоптинской свиты. На территории Западного Верхоянья нижняя граница среднекаменноугольных отложений не вскрыта (Андрианов, 1966). При стратиграфическом расчленении среднего и верхнего карбона Орулгана и Западного Верхоянья были также учтены основные положения разработанной в 1968 г. легенды среднемасштабного геологического картирования.

На севере Хараулаха к среднему карбону отнесены верхние слонтиксинской свиты мощностью 50—200 (?) м и собуольская свита (Соломина и др., 1970), сложенная мощными пачками серых песчаников, темно-серых песчаных алевролитов с остатками брахиопод и амmonoидей. Верхняя граница свиты проводится в основании 30-метровой пачки песчаников с конгломератами. Мощность свиты 300 м. В южной части этого региона средне- и верхнекаменноугольные отложения выделяются в хоптинскую свиту (2500 м), в которой преобладают темно-серые алевролиты и аргиллиты; встречаются прослои серых мелкозернистых песчаников. Эти породы содержат редкие остатки брахиопод.

В осевой зоне Орулганского антиклинория в основании среднекаменноугольных отложений выделена сетачанская свита (Мусалитин, Соломина, 1970), согласно залегающая на былкатской свите. Сетачанская свита сложена мощными пачками светло-серых мелко- и среднезернистых песчаников и подчиненными прослоями темно-серых алевролитов. На восточном крыле южной части антиклинория свита разделяется на две подсвиты. По Судьядалхану нижняя подсвита (390 м) представлена мощными (20—75 м) пачками темно-серых алевритистых аргиллитов и пластами серых мелкозернистых аркозовых песчаников (10—15 м). Слоистость в аргиллитах слабо выраженная горизонтальная. На поверхностях наложения песчаников часто встречаются знаки волновой ряби. Верхняя подсвита (540 м) сложена пачками серых средне- и мелкозернистых аркозово-кварцевых косослоистых песчаников (30—50 м) и прослоями темно-серых углистых алевролитов (5—10 м). Для этой свиты характерны остатки папоротникообразных, редких брахиопод и пресноводных пелеципод. Мощность свиты иногда достигает 1600 м.

На сетачанской свите согласно и без перерыва залегают юпенчинская свита (1000—1300 м), широко распространенная на обоих крыльях антиклинория. В ней преобладают темно-серые алевролиты и аргиллиты, часто содержащие прослои с цепочками глинисто-карбонатных конкреций. В центральной части и на севере антиклинория свита имеет существенно алевролитно-аргиллитовый состав, на юге — песча-

никовый. На восточном крыле антиклинория в верховье Сынчи свита представлена темно-серыми филлитовидными сланцами и алевритистыми аргиллитами, образующими пачки мощностью 100—300 м, и очень редкими прослоями серых мелкозернистых аркозовых песчаников (1—5 м). К югу от долины р. Сынча в верхнем течении рч. Судяндаалхан пачки алевролитов и аргиллитов имеют мощность 50—100 м при возрастании роли и мощности песчаников (до 20 м). Глинисто-алевролитовые породы обладают слабо выраженной тонкой горизонтальной, иногда прерывистой слоистостью. Породы свиты содержат многочисленные остатки брахиопод и аммоноидей, особенно на западном крыле антиклинория.

Нерасчлененные средне-верхнекаменноугольные отложения в северной и южной частях Орулганского антиклинория стратифицированы по-разному. На севере антиклинория породы этого возраста выделяются в сиэдерскую свиту (Дорофеев, 1969). Она согласно залегает на юпенчинской и представлена темно-серыми песчанистыми алевролитами, черными глинистыми алевролитами и редкими пачками серых мелкозернистых песчаников. Эти породы содержат окаменелости брахиопод и аммоноидей. Мощность свиты увеличивается с запада на восток от 480 до 1800 м. На юге аналогами сиэдерской свиты являются суорганская и халданская (Мусалитин и Соломина, 1970).

Суорганская свита (700—1000 м) согласно перекрывает юпенчинскую. На восточном крыле антиклинория в составе свиты преобладают темно-серые алевролиты и алевритистые аргиллиты. Мощность пачек этих пород составляет по рч. Мус-Аттык 100—300 м. Прослой серых мелкозернистых песчаников редки и имеют мощность 5—10 м. Алевролиты в различной степени обогащены глинисто-песчаным материалом, имеют линзообразную косо-волнистую и ритмическую горизонтальную слоистость. На западном крыле антиклинория по рч. Сырган-Сюкют свита сложена пачками серых мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников мощностью 20—40 м. Темно-серые алевролиты в нижней и верхней частях свиты образуют 5—20-метровые пачки. Породы свиты содержат остатки брахиопод, аммоноидей и отпечатки растений.

Халданская свита (350—500 м) в бассейне Собопола состоит из чередования пачек темно-серых глинистых алевролитов мощностью 30—50 м и пластов серых мелкозернистых аркозово-кварцевых песчаников (5—10 м). К северу количество алевролитов и их мощность увеличивается. В породах свиты встречаются остатки разнообразных брахиопод.

В Западном Верхоянье наиболее древние отложения относятся к среднему отделу каменноугольной системы. По данным В. Н. Андрианова (1966) и других исследователей, в осевых зонах Куранахского и Бараинского антиклинориев в основании верхнего палеозоя выделяется имтанджинская свита. В Куранахском антиклинории в бассейне р. Дяньшка эта свита, по данным А. С. Урзова, расчленяется на две подсвиты. Нижняя, видимой мощностью 600 м, сложена пачками темно-серых алевролитов и аргиллитов (10—30 м) и серых мелкозернистых полимиктовых песчаников (5—10 м). Верхняя подсвита (200 м) в разрезе по рч. Икячи представлена серыми и зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками (пачки мощностью 20—50 м) с очень редкими прослоями темно-серых алевролитов мощностью до 10 м. Песчаники крупнокосослоистые. В пределах Бараинского антиклинория имтанджинская свита сложена темно-серыми филлитовидными сланцами и рассланцованными алевролитами. В верхней ее части имеются прослой и реже пачки зеленовато-серых мелкозернистых песчаников. Породы свиты содержат редкие остатки брахиопод. Видимая мощность свиты до 1000 м.

Нерасчлененные средне-верхнекаменноугольные отложения в Западном Верхоянье выделяются в солончанскую свиту (1000—1200 м), которая согласно и без перерыва залегает на имтаджинской. Свита представлена зеленовато-серыми и серыми разномиктовыми полимиктовыми песчаниками с редкими прослоями темно-серых алевролитов. В Бараинском антиклинории часто попадаются пропластки и линзы полимиктовых конгломератов и гравелитов (Андрианов, 1966). Органические остатки сравнительно редки и представлены брахиоподами и отпечатками растений. В Куранахском антиклинории по литологическим особенностям свита разделена на две части.

В долине Икячи нижняя подсвита (400 м) состоит из равномерно чередующихся 20—30-метровых пачек темно-серых глинистых алевролитов и серых мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников. Слоистость в алевролитах мелкая, волнистая, порой нарушенная илоедными организмами, в песчаниках — пологая разнонаправленная косая. Верхняя подсвита (800 м) сложена пачками серых и зеленовато-серых средне- и крупнозернистых полимиктовых песчаников (50—150 м) и переслаивающихся серых мелкозернистых песчаников и темно-серых алевролитов (10—20 м). Для песчаниковых пачек характерны линзы полимиктовых и внутриформационных конгломератов и разнонаправленная крупная косая слоистость. Алевролиты включают значительную примесь обугленного растительного детрита, иногда линзы каменного угля.

Верхние горизонты каменноугольной системы в Западном Верхоянье представлены нижней подсвитой кыгылтасской свиты (300—500 м), состоящей из пачек темно-серых алевролитов и аргиллитов и прослоев серых мелкозернистых аркозово-кварцевых песчаников. В разрезе по рч. Алара-Хадарынья (левый приток р. Тумара) мощность пачек алевролитов и аргиллитов 10—20 м, песчаников — 5—10 м, реже более. На западном крыле Куранахского антиклинория в долине Икячи количество песчаников увеличивается в середине подсвиты, где они представлены мелко- и среднезернистыми разностями мощностью 20—30 м. В юго-восточной части Бараинского антиклинория для подсвиты характерны глинисто-алевролитовые прослои с гравийно-галечными и валунными включениями различных пород (Андрианов, 1966). В подсвите обнаружены остатки разнообразных брахиопод, реже отпечатки растений.

В северной части Сетте-Дабана среднекаменноугольные отложения Б. С. Абрамов (1970) начинает наталинской свитой (900—1000 м), которая сложена темно-серыми аргиллитами, алевролитистыми аргиллитами с редкими прослоями песчаников (до 0,5 м) и крупными пачками с тонким ритмичным чередованием аргиллитов и алевролитистых песчаников. Породы свиты содержат остатки разнообразных брахиопод, пелеципод и амmonoидей.

Средне-верхнекаменноугольные отложения в этом регионе расчленяются на экачанскую и суркечанскую свиты. Экачанская свита (600—700 м) согласно и без перерыва залегает на наталинской. В основании она представлена алевролитами и песчаниками, в средней и верхней частях — темно-серыми аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями песчаников. Вблизи кровли свиты отмечен пласт (2 м) известковистых алевролитов с линзами криноидных известняков. Породы свиты содержат остатки криноидей, брахиопод, пелеципод, гастропод и амmonoидей. Вышележащая суркечанская свита (300—400 м) состоит из темно-серых массивных алевролитов, иногда сочень тонкими прослойками мелкозернистых песчаников. В свите встречаются редкие остатки брахиопод.

Таким образом, в Верхоянской антиклинальной зоне по составу пород намечается три типа разрезов. В первом господствуют алевроито-

песчаные породы, содержащие линзы и пропластки конгломератов (Западное Верхоянье и юго-восточная оконечность Орулгана), во втором в основании — алеврито-песчаные породы, в середине и вверху — аргиллиты и алевролиты (остальная территория Орулгана), в третьем — алевролиты и аргиллиты (южная часть Хараулаха и север Сетте-Дабана). Эти типы разрезов в общих чертах отвечают литофациальным зонам, сменяющимся с юго-запада на северо-восток.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Нижнепермские породы распространены довольно широко на обоих крыльях Верхоянской антиклинальной зоны (рис. 5). На северо-восточной окраине Сибирской платформы в районе Оленекского поднятия они с перерывом залегают на карбонатных нижнепалеозойских породах, а южнее, возможно, простираются в Вилюйскую синеклизу. Стратиграфия нижнепермских отложений наиболее подробно разработана на юге Орулгана (Мусалитин, Соломина, 1970), в Западном Верхоянье (Андрианов, 1966) и на севере Сетте-Дабана (Абрамов, 1963).

В Хараулахе нижнепермские отложения выделяются в объеме верхоянской свиты (Граumberг и др., 1961; Соломина и др., 1970). На западном крыле Хараулахского антиклинория свита залегают с перерывом на отложениях среднего карбона, а также нижнего палеозоя (см. рис. 4 и 5). Сложена она темно-серыми алевролитами и аргиллитами, переслаивающимися с пластами серых мелкозернистых песчаников. Для низов свиты характерны пачки мощностью до 20 м ритмичного чередования алевролитов и песчаников. В верхней ее части количество пластов песчаников и их мощность увеличиваются, в связи с чем ритмы имеют мощность 40—50 м. Глинисто-алевроитовые породы, залегающие в нижних частях ритмов, имеют тонкую горизонтальную, реже волнистую слоистость, часто нарушенную илоедами. Песчаники, заканчивающие ритмы, содержат скопления и линзы галек алевролитов и аргиллитов, характеризуются косой и горизонтальной слоистостью и знаками ряби. В породах свиты захоронены раковины брахиопод, пелелипод, аммоноидей. Мощность свиты на широте р. Чубукулах увеличивается с запада на восток от 500 до 2500 (?) м.

В северной части Орулгана нижнепермские отложения расчленены на унгуохтахскую и халджинскую свиты (Дорофеев, 1969). Унгуохтахская свита (1000—1200 м) согласно и без перерыва залегают на синдерской свите и характеризуется ритмичным чередованием темно-серых глинистых и песчаных алевролитов с редкими прослоями серых мелко- и среднезернистых песчаников. В основании свиты отмечен пласт песчаника 30—70 м. В нижней и средней частях свиты обильны остатки брахиопод. Возрастными ее аналогами на юге Орулгана являются мегенская и эчийская свиты.

Мегенская свита (250—500 м) согласно и без перерыва перекрывает халданскую свиту и представлена серыми мелко- и среднезернистыми аркозово-кварцевыми песчаниками с прослоями темно-серых алевролитов. На обоих крыльях Орулганского антиклинория в низах и верхах свиты преобладают песчаники, образующие пласты мощностью 20—40 м, а в середине — алевролиты с редкими прослоями песчаников мощностью до 5 м (долины рек Сырган-Сюкют и Мус-Аттык, бассейн Собопола). В породах свиты изредка попадаются остатки брахиопод. Эчийская свита является аргиллитно-алевролитовой. Песчаники обычно образуют прослой мощностью до 1—2 м. Темно-серые и черные аргиллиты чаще встречаются в нижней половине свиты, где образуют

пачки мощностью 30—50 м и более. В верхней части свиты они равномерно чередуются с глинистыми алевролитами такой же мощности. Для аргиллитов характерны цепочечные горизонты глинисто-карбонатных конкреций. Органические остатки представлены брахиоподами, реже аммоноидеями и пелециподами. Мощность свиты меняется с запада на восток от 200 до 800 м.

На обоих склонах Орулгана в верхней части нижней перми выделяются халджинская свита (Мусалитин, Соломина, 1970) согласно и без перерыва залегающая на унгухтахской или эчийской свитах. Она сложена темно-серыми аргиллитами и алевролитами и серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками. На востоке региона (верховье Сынчи) преобладают темно-серые алевролиты (20—100 м), чередующиеся с пластами серых мелкозернистых песчаников (10—20 м) и пачками мелкого ритмичного переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников (5—10 м). На западном склоне Орулгана (разрез по рч. Сырган-Сюкют) в составе свиты преобладают серые средне- и мелкозернистые песчаники, образующие пачки мощностью 20—50 м. В верхней части свиты они переслаиваются с темно-серыми алевролитами. В породах свиты встречаются редкие остатки брахиопод, пелеципод и растений. Мощность свиты увеличивается в восточном направлении с 400 до 1000 м.

В Западном Верхоянье в нижней перми выделяются верхняя подсвита кыгылтасской свиты, эчийская, хабахская и почти вся тумаринская свиты. Залегающая в основании нижней перми верхняя подсвита кыгылтасской свиты (300—500 м) состоит из серых и светло-серых мелко- и среднезернистых аркозово-кварцевых песчаников с прослоями темно-серых алевролитов. В разрезах, изученных в пределах Куранахского антиклинория (речки Аркачан, Алара-Хадарынья и др.), песчаники слагают пачки мощностью 20—50 м с горизонтальной и крупной косою слоистостью, иногда с линзами полимиктовых конгломератов и гравелитов. Алевролитов больше всего в середине подсвиты, где они чередуются с мелкозернистыми песчаниками. Слоистость в алевролитах слабо выраженная горизонтальная и мелкая волнистая, часто нарушенная ходами илоедов. Мелкозернистым песчаникам свойственны подводно-оползневые нарушения. Подсвита содержит сравнительно редкие остатки брахиопод.

На предыдущей свите согласно и без перерыва залегает эчийская свита. Характерными ее особенностями являются преимущественно алевролитно-аргиллитовый состав, темно-серая окраска, широкое распространение горизонтов с цепочками глинисто-карбонатных конкреций. Наиболее типичные разрезы свиты изучены в бассейнах рек Тумара, Эчий и др. Здесь преобладают пачки (100—200 м) однородных темно-серых аргиллитов со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, часто с глинисто-карбонатными конкрециями. В подчиненном количестве встречаются темно-серые глинисто-известковистые алевролиты (20—50 м). Слоистость в них тонкая горизонтальная, обычно нарушена ходами илоедных организмов. В нижней трети свиты, а также вверху имеются редкие прослои серых мелкозернистых аркозово-кварцевых и аркозовых песчаников мощностью 1—10 м. Среди аргиллитов и алевролитов изредка встречаются линзы глинистых и органогенных известняков мощностью до 0,3 м. Органических остатков больше всего в нижней половине свиты (брахиоподы и аммоноидеи); в верхней половине их меньше (пелециподы и наутилоидеи). Мощность свиты 400—1200 м (увеличивается в северо-восточном направлении).

Хабахская свита (350—500 м), согласно перекрывающая эчийскую, сложена серыми и светло-серыми полимиктовыми песчаниками с прослоями темно-серых алевролитов. В бассейне Тумары в песчаниках имеются редкие линзы полимиктовых конгломератов и внутриформа-

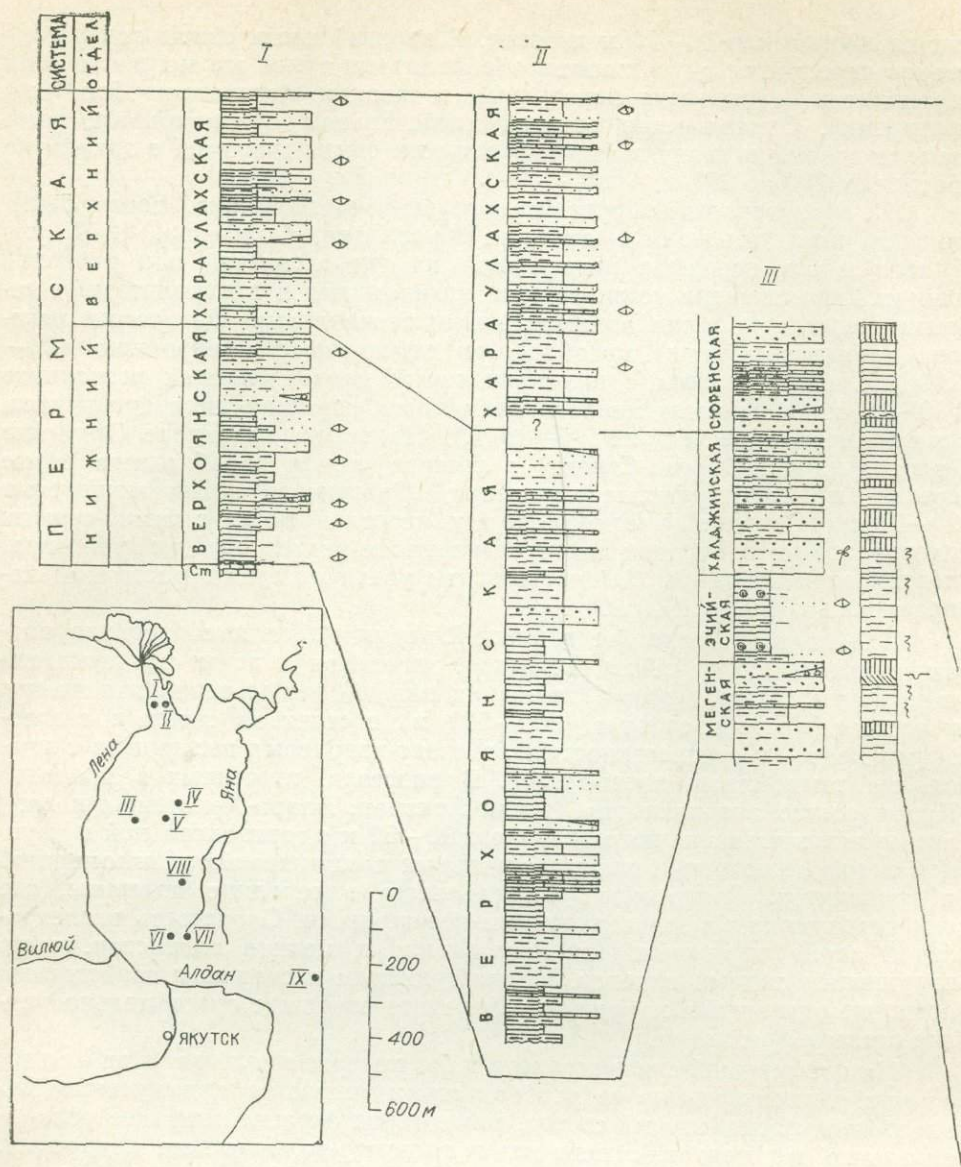
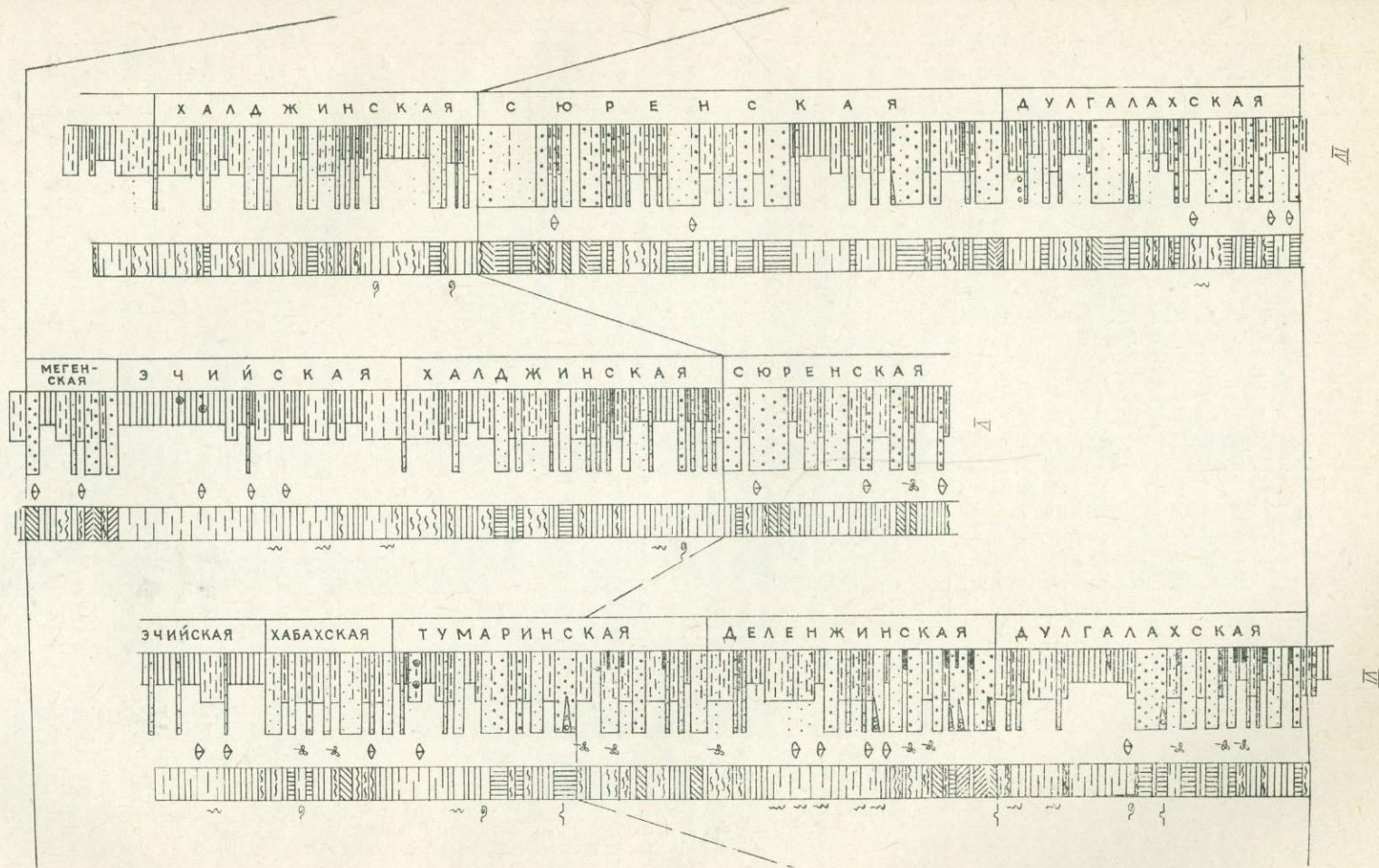


Рис. 5. Разрезы пермских отложений.

I и II — Хараулах (по И. С. Грамбергу и др., 1961): I — р. Чубукулах, II — реки Эмтендь и Чубукулах; III—V — Орулган: III — рч. Сырган-Сюкют, IV — верховье р. Сыпча, V — рч. Мус-Аттык; VI—VIII — Западное Верхоянье: VI — рч. Балбук и Унга-Хадарынья, правые притоки р. Тумары, VII — рч. Алара-Хадарынья, VIII — рч. Аркачан, около устья рч. Эндыбал; IX — Сетте-Дабан, верховье Восточной Хандыги. Усл. обозн. см. на рис. 2.

ционных конглобрекций. Слоистость в песчаниках косая разнонаправленная, в алевролитах — мелкая волнистая и тонкая горизонтальная. В разрезах на северо-востоке региона роль алевролитов возрастает (Андрианов, Бархатов и др., 1970). Органические остатки представлены редкими пелециподами и флорой.

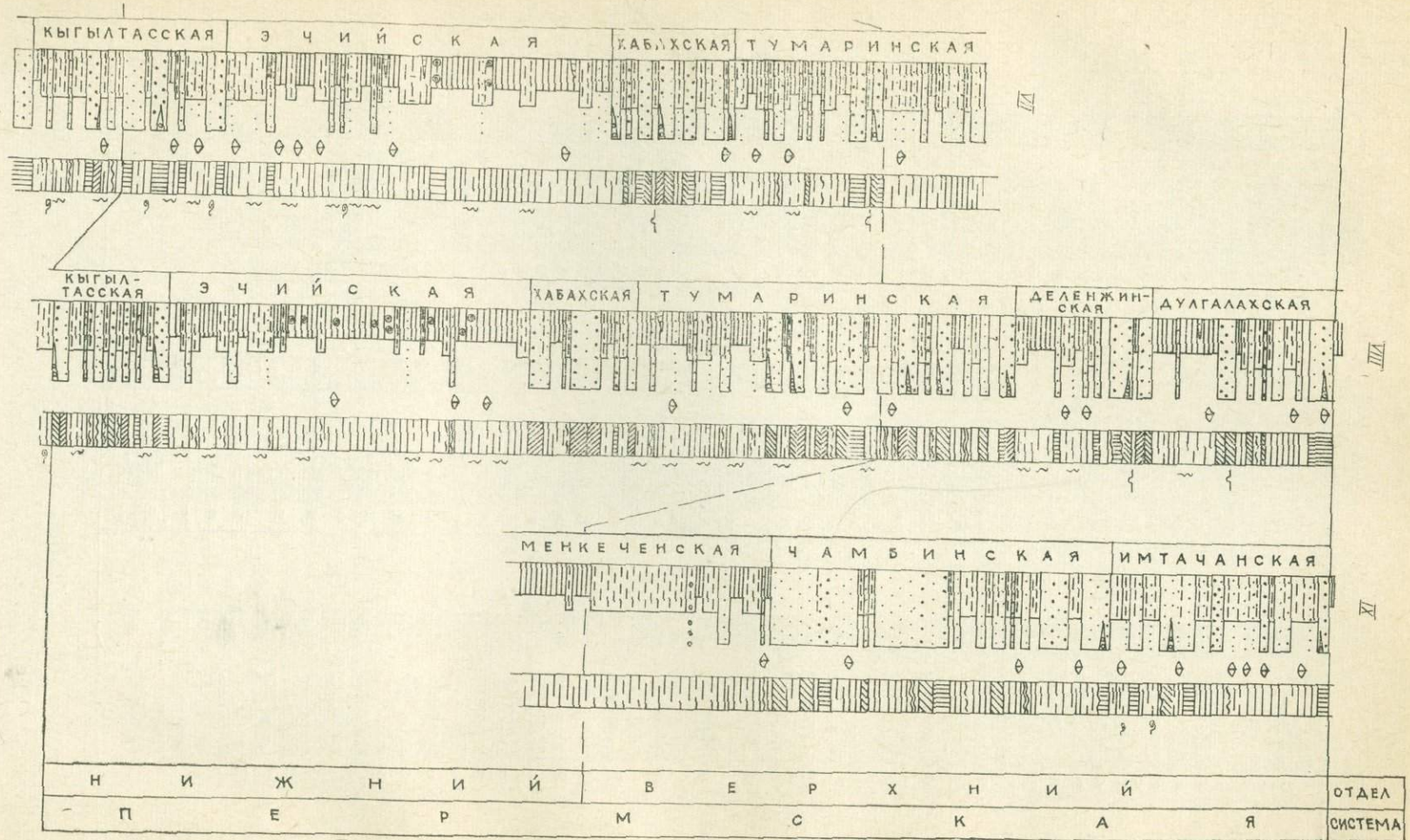
Согласно на хабахской свите залегает тумаринская свита (1000—1200 м), которая по литологическим особенностям подразделяется на две подсвиты (Андрианов, 1966). Нижняя мощностью 300—400 м сложена темно-серыми алевролитами, аргиллитами и редкими прослоями серых мелкозернистых песчаников. В разрезах подсвиты в бассейнах рек Тумара и Эчий мощность алевролитов и аргиллитов 30—50 м и бо-



II

II

II



Окончание рис. 5

лее, а песчаников — 1—5 м. В нижней части подсвиты среди алевролитов встречаются крупные шарообразные глинисто-карбонатные конкреции.

Верхняя подсвита (700—800 м) сложена серыми и светло-серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками (20—50 м) и ритмично переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками (10—20 м). На юго-западе региона в верхней части подсвиты имеются пропластки каменного угля (рч. Балбук), а на северо-востоке — линзы полимиктовых конгломератов (реки Деленжа, Эндыбал и др.). Слоистость в песчаниках обычно пологая косая разнонаправленная, реже мелкая волнистая. В породах нижней подсвиты содержатся остатки брахиопод, пелеципод, аммоноидей, а в верхней — пелеципод и флоры. Возраст верхней подсвиты — нерасчлененная ранняя и поздняя пермь.

В северной части Сетте-Дабана нижнепермские отложения подразделяются на джуптагинскую и дыбинскую свиты (Абрамов, 1963; 1970). Условно к нижней перми отнесена большая часть менкеченской свиты, которая считается возрастным аналогом тумаринской свиты Западного Верхоянья (Андрианов, 1966). Джуптагинская свита (650 м) залегает в основании нижней перми и представлена темно-серыми аргиллитами и глинистыми алевролитами, а также серыми мелкозернистыми песчаниками — особенно вверху свиты. В породах свиты обнаружены остатки брахиопод и мшанок. Вышележащая дыбинская свита (800—1000 м) сложена темно-серыми однородными аргиллитами с прослоями глинистых алевролитов, с редкими окаменелостями брахиопод. На дыбинской свите согласно и без перерыва залегает менкеченская свита (1000 м). Она сложена темно-серыми песчанстыми и глинистыми алевролитами и аргиллитами, внизу и вверху с редкими прослоями серых мелкозернистых песчаников. Для верхней части свиты характерны смешанные алевро-глинистые образования с редкой расчлененной, хорошо окатанной галькой изверженных и осадочных пород. В свите встречаются остатки брахиопод и пелеципод.

Таким образом, среди нижнепермских отложений можно наметить три типа разрезов. Первый отличается песчано-алевролитовым составом и распространен в Хараулахе и в северной части Орулгана; второй развит в Западном Верхоянье и в южной части Орулгана, имеет трехчленное строение (в основании — алевролиты и песчаники, в середине — главным образом аргиллиты и алевролиты, вверху — алевролиты и песчаники); третий представлен преимущественно алевро-глинистыми породами и распространен в северной части Сетте-Дабана.

Верхний отдел

Верхнепермские отложения распространены довольно широко, слагая крылья Верхоянской антиклинальной зоны. Стратиграфия этих отложений, слабо охарактеризованных фаунистически, на значительной части территории разработана недостаточно в связи с монотонным алевро-песчаным составом и распространением прибрежно-континентальных и прибрежно-морских фаций. В основу стратиграфического расчленения верхнепермских отложений положены результаты исследований Б. С. Абрамова (1963), В. Н. Андрианова (1966 и др.), И. С. Грамберга и др. (1961), Л. А. Мусалитина (1960 и др.), Р. В. Соломиной и др. (1970), а также материалы геологических съемок.

В пределах Хараулаха и северной части Орулгана верхнепермские отложения выделяются в хараулахскую свиту. Она состоит из пластов серых и светло-серых мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников, чередующихся с темно-серыми алевролитами и пачками ритмичного переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников. На западном склоне Хараулаха в верховье р. Чубукулах, по данным И. С. Грамберга и др. (1961), в нижней и верхней частях свиты заметно преобла-

дают аргиллиты и алевролиты, а в середине — песчаники. Мощность слоев 20—50 м. Кроме того, часто встречаются пачки тонкого переслаивания аргиллитов и песчаников, образующих ритмы мощностью 30—50 м. В северной части Орулгана, по материалам геологических съемок НИИГА, хараулахская свита расчленяется на нижнюю, преимущественно песчаниковую (1000 м), и верхнюю, алевролитопесчаниковую (800—1000 м) подсвиты. В верхних горизонтах свиты отмечаются единичные линзообразные пропластки каменного угля и полимиктовых конгломератов. Породы свиты содержат сравнительно редкие остатки брахиопод, пелеципод и флоры. Мощность свиты в Хараулахе увеличивается с запада на восток от 1200 до 3000 (?) м.

В южной части Орулгана верхнепермские отложения расчленены на сюренскую и дулгалахскую свиты (Мусалитин и Соломина, 1970). Сюренская свита (1200—1500 м) залегает согласно на породах халджинской. Она сложена серыми и светло-серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, темно-серыми алевролитами и пачками чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников. На восточном крыле Орулганского антиклинория в верховье р. Сынча песчаники преобладают в нижней и верхней частях свиты и образуют пласты мощностью от 30 до 100 м. Алевролиты и аргиллиты (10—50 м) более характерны для средней части свиты. Пачки чередования этих пород распространены по всей свите. Песчаные слои в них обычно завершают ритмы мощностью до 10—20 м. Для песчаных пород свиты характерна разнонаправленная крупная косая, реже волнистая слоистость. В алевролитах преобладает мелкая волнистая, а в аргиллитах — тонкая горизонтальная слоистость. На западном склоне Орулгана в составе свиты доминируют песчаники с редкими прослоями алевролитов, иногда содержащих линзочки каменного угля. В отложениях свиты встречаются остатки пелеципод и флоры.

Возрастным аналогом сюренской свиты в Западном Верхоянье являются верхняя часть тумаринской и деленжинской свиты. Деленжинская свита (500—1000 м) распространена на обоих склонах Западного Верхоянья. По литологическим особенностям она расчленяется на две подсвиты. Нижняя (200—300 м) сложена темно-серыми алевролитами (20—100 м) с прослоями аргиллитов и серых мелкозернистых песчаников (низы и верхи подсвиты — 1—5 м). В верхней части подсвиты имеется прослой кислых туфов (2 м). Слоистость в алевролитах прерывистая горизонтальная, реже мелкая волнистая, нарушена многочисленными ходами илоедов. В верхней подсвите (250—500 м) преобладают песчаники. Встречаются также алевролиты. На юго-западе региона (бассейн Балбука) светло-серые и серые средне- и мелкозернистые полимиктовые песчаники с крупной косою слоистостью имеют мощность 20—50 м, а алевролиты образуют 5—10-метровые прослои. В верхней части подсвиты в алевролитах отмечаются пропластки каменного угля (до 0—5 м). Песчаники содержат линзы полимиктовых конгломератов.

По данным В. Н. Андрианова (1966), в Барайнском антиклинории состав и строение свиты существенно не меняются; отмечается лишь увеличение мощности нижней подсвиты в 2—3 раза на северо-восточном крыле. В породах свиты обнаружены остатки брахиопод, пелеципод, амmonoидей и флоры.

Дулгалахская свита (800—1200 м) юга Орулгана и Западного Верхоянья по литологическим признакам разделяется на две подсвиты (Андрианов, 1966). Нижняя (200—400 м) образована темно-серыми аргиллитами и алевролитами с очень редкими прослоями серых мелкозернистых песчаников. В бассейнах рек Тумара и Эчий изредка встречаются линзы глинистых известняков, а также слои алевролитов с глинисто-карбонатными конкрециями. На северо-восточном склоне Западного

Верхоянья для подсвиты характерны прослои алевролитов с примесью рассеянного гравийно-галечного материала (Андрианов, 1966). Верхняя подсвита (400—800 м) состоит из серых и зеленовато-серых мелко- и среднезернистых граувакковых песчаников, которых больше всего в низах и верхах подсвиты (пласты мощностью 20—30 м), и пачек чередования алевролитов и песчаников (10—20 м). На юго-западных склонах Орулгана и Западного Верхоянья в междуречье Сынчи и Тукулана подсвита включает пропластки каменного угля, количество и мощность (до 2 м) которых увеличивается в верхней части разреза. На северо-восточном крыле Куранахского и на крыльях Бараинского антиклинориев распространены линзы и реже пропластки полимиктовых и кварцевых конгломератов (до 12 м в бассейне Бараи), приуроченных соответственно к нижним и верхним горизонтам подсвиты. В породах дулгалахской свиты захоронены остатки пелеципод и отпечатки растений.

В северной части Сетте-Дабана верхнепермские отложения представлены верхней частью менкеченской свиты, чамбинской и имтачанской свитами. Чамбинская свита (1000—1200 м) залегает согласно и без перерыва на менкеченской и сложена преимущественно серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками. В верховье р. Восточная Хандыга мощность песчаниковых пачек в нижней части свиты достигает 300 м, в верхней — 100 м. Прослои темно-серых алевролитов, присущие верхней половине свиты, имеют мощность 10—20 м. Породы свиты содержат редкие окаменелости пелеципод и брахиопод. Залегаящая выше имтачанская свита (600—800 м) состоит из пачек темно-серых массивных песчаных алевролитов (50—150 м) и серых мелко- и среднезернистых песчаников (20—100 м). Наиболее мощные пачки алевролитов приурочены к нижней части и середине свиты. В нижней части свиты в верховье Восточной Хандыги отмечены прослои кислых туфов (5—10 м). В алевролитах встречаются остатки гастропод и пелеципод.

Таким образом, в пределах рассмотренной территории верхняя пермь сложена глинисто-алевритовыми и песчаными породами, образующими однородные пласты и пачки. В Западном Верхоянье разрез верхней перми четко дифференцирован на существенно аргиллито-алевролитовые и алевролитопесчаниковые толщи. Отличительной особенностью разреза на юго-западных склонах Орулгана и Западного Верхоянья является угленосность.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения широко распространены на восточном и западном крыльях Верхоянского мегантиклинория и в зоне сочленения его со смежными складчатыми структурами — Сартангским и Омолойским синклинориями на востоке, Предверхоянским прогибом на западе. В пределах внешней зоны Предверхоянского прогиба и центральной части Вилуйской синеклизы отложения триаса вскрываются скважинами поисково-разведочного и глубокого бурения.

Нижний отдел

Индский ярус. Наиболее полную характеристику индских отложений восточного крыла Верхоянского мегантиклинория дают разрезы, изученные в бассейнах рек Эчий и Аркачан (Возин, 1962), а также в верховьях рек Барая и Хунхада (Андрианов, 1966). Литологическое сходство и однотипность сложения имеют разновозрастные толщи Бытантай-Билляхского междуречья. Здесь индский ярус определяется нами в объеме двух пачек (а и б) нижней свиты, выделенной В. Ф. Возиным вместо нерасчлененной кункуйской свиты И. В. Полуботко (1959).

В типичном своем развитии в бассейне р. Матага нижняя (а) пачка по четкой границе залегает на песчаниках верхней перми и сложена неслоистыми или горизонтальнослоистыми аргиллитами с подчиненной ролью существенно глинистых и известковистых алевролитов. В основании не всегда отчетливо распознаются прослои зелено-серых алевролитов с примесью пирокластического материала (паратуффыты). Широко распространены маломощные линзы пелитоморфных известняков и терригенно-карбонатные стяжения с остатками эстеров и пелеципод. Верхняя пачка сложена в основном зеленовато-серыми мелкозернистыми, часто косослоистыми песчаниками, иногда включающими тонкие линзы внутрiformационных брекчий. Более редкие алевролиты образуют отдельные прослои или неравномерно чередуются с песчаниками. В породах преобладает горизонтальная и косо-волнистая слоистость. Мощность нижней пачки в бассейне р. Эчий 70—115 м, верхней — до 130 м (рис. 6).

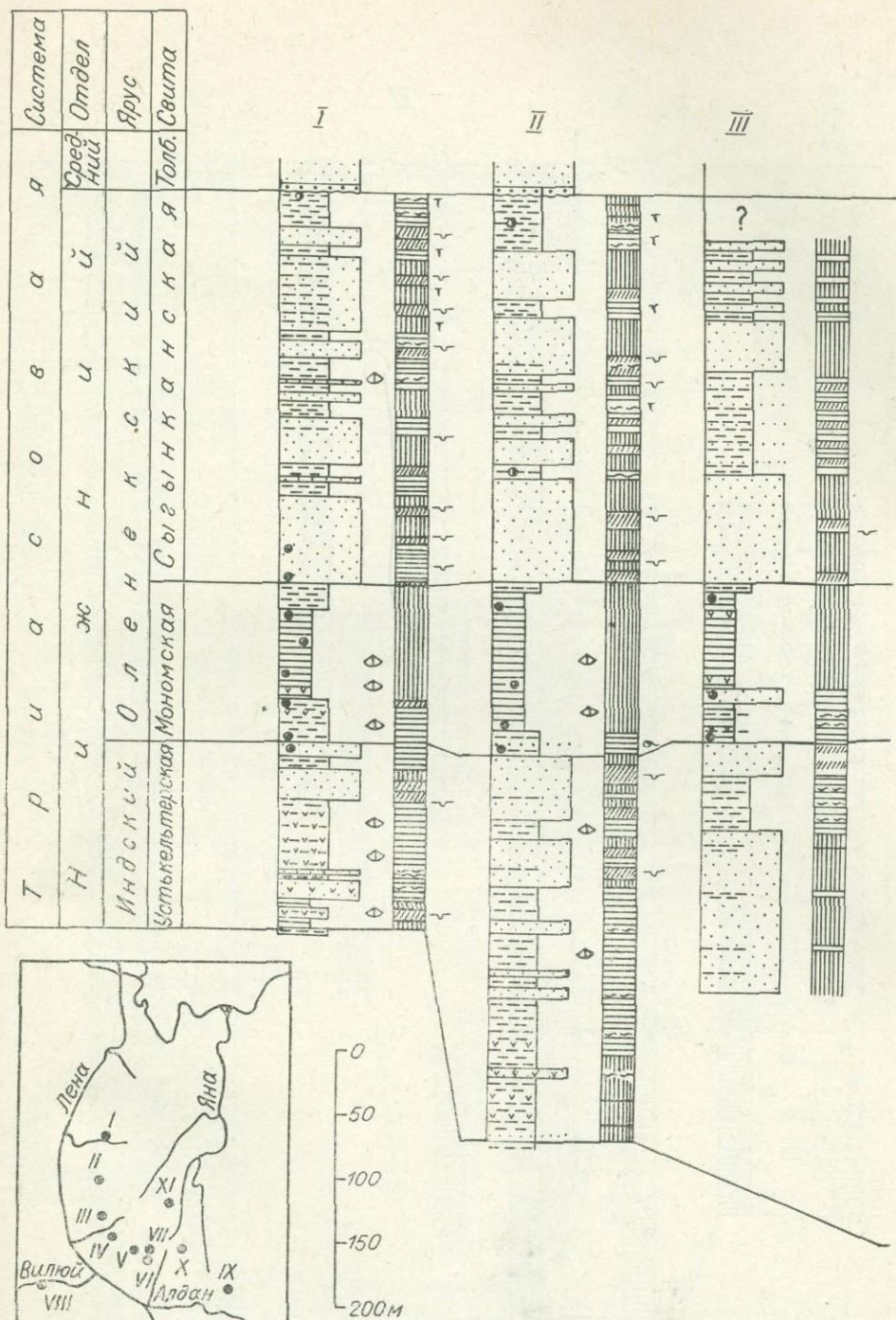
Выделенные пачки прослеживаются на левобережье среднего течения р. Бынтай. Глинистые породы нижней пачки обладают повышенной известковистостью. Комплекс фауны в ней более разнообразный (наряду с двустворчатыми листоногими, пелециподами, редко брахиоподами присутствуют индские аммоноидеи). Местами в базальных горизонтах обособляются пласты и прослои зеленоцветных туффов суммарной мощностью до 50 м (верхове р. Хобол). В алевролитово-песчаных отложениях верхней пачки возрастает значение алевролитов. Постоянно встречаются тонкие прослои с текстурами взмучивания и оползания осадков. Общая мощность индского яруса на восточном крыле мегантиклия составляет 200—350 м.

На западном крыле Верхоянского мегантиклия, в Предверхоянском прогибе и разрезах глубоких скважин Хапчагайского поднятия индский ярус условно выделяется в объеме устькельтерской свиты (Клычко и др., 1963; Тихомиров, 1965; Матвеев, 1969; Киселев, 1971), содержащей богатый комплекс филлопод, реже пелеципод. Несмотря на достаточную четкость границ устькельтерской свиты и однообразие ее пород и строения, характер литотипических разрезов свиты в различных районах ее распространения не остается постоянным. На междуречье Тумары и Лямпески индские отложения расчленяются на две неравные по мощности литологические пачки, фаунистические горизонты которых включают разнообразные виды филлопод.

Нижняя туффовито-глинистая пачка (до 140 м) включает аргиллиты и известковистые алевролиты, чередующиеся с туфоалевролитами, туфоаргиллитами и более редкими прослоями туфов. В основании пачки количество туффовитовых пород увеличивается, они нередко образуют пакеты тонкого неравномерного переслаивания мощностью от 1—5 до 8 м (речки Кельтер и Сагынкан). Отличительным признаком вулканогенно-терригенных отложений является их пестроцветная окраска. По речкам Балбук и Бургавли (правые притоки Тумары) внизу устькельтерской свиты залегают пластовые тела диабазов.

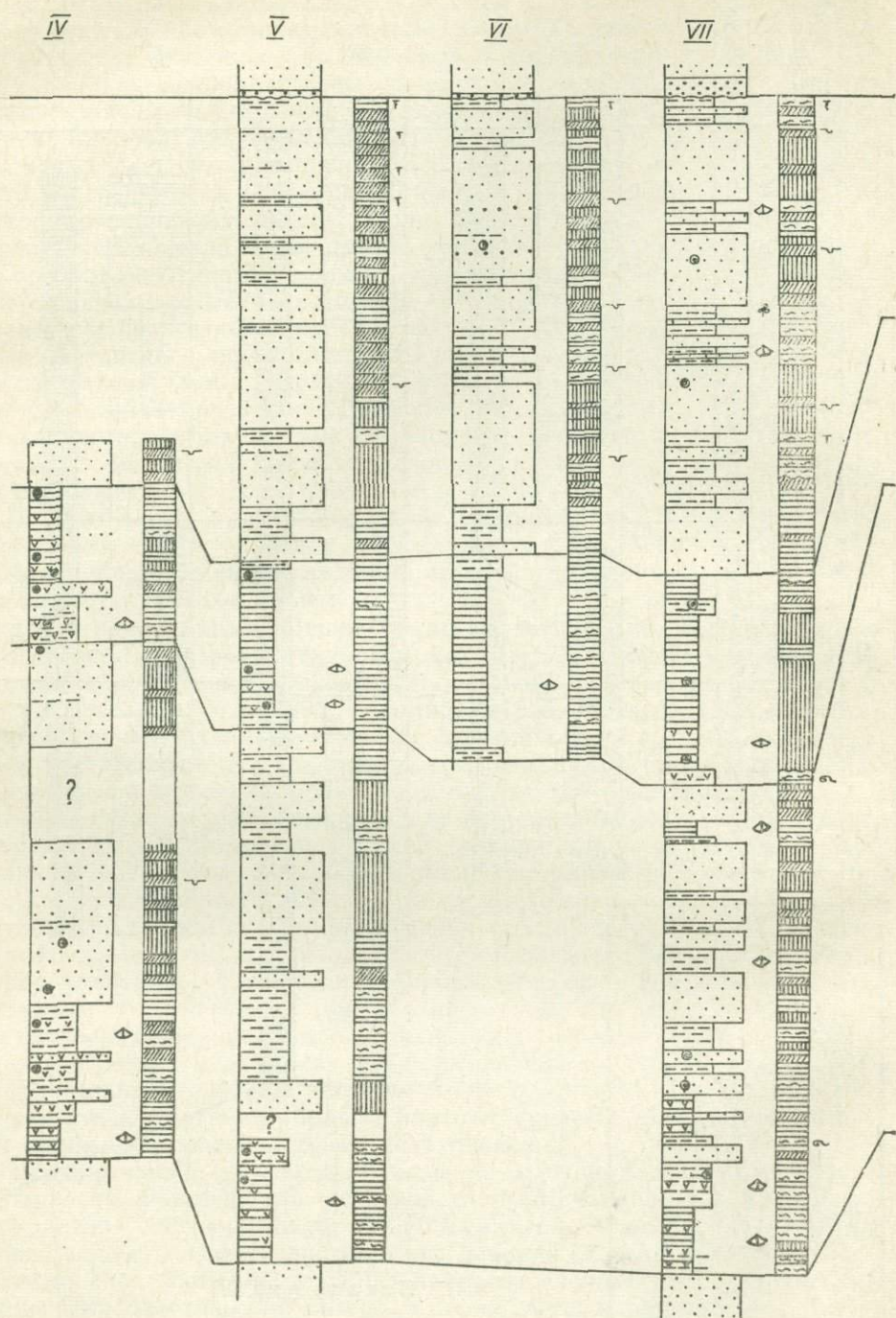
Верхняя пачка (до 250 м) образована зеленовато-серыми мелкозернистыми массивными или косослоистыми песчаниками с прослоями алевролитов, слагающими до 20—30% разреза. В алевролитах, среди которых нередки известковистые типы, широко развита полого- и косо-волнистая слоистость, знаки ряби и немногочисленные карбонатные конкреции. Пирокластический материал наблюдается в виде примеси.

В бассейнах рек Собопол и Бегиджан в нижних горизонтах нижней пестроцветной пачки (180—200 м) устькельтерской свиты присутствуют залежи (1—1,5 м) эффузивных диабазов, прослои пепловых туфов и туфобрекчий. Среди пород верхней пачки (120—150 м) по-прежнему господствуют полимиктовые мелкозернистые песчаники, которые более часто, чем на р. Тумара, сменяются алевролитами или аргиллитами. В низах пластов песчаников заметны следы мелких внутрiformацион-



Начало рис. 6.

ных размывов. Разрез устьельтерской свиты по р. Сынча является резко сокращенным (160—170). Пестроцветная ее часть (90 м) представлена алевролитами, реже аргиллитами, переслаивающимися с близкими по гранулометрии туффитами. В базальных слоях и выше наблюдаются карбонатизированные пепловые туфы и тонкие линзовидные прослои туфобрекчий. Туффито-терригенные отложения перекрываются пластом



(до 25 м) сероцветных песчаников. Выше преобладают алевролиты, есть песчаники и туфоалевролиты с известковистыми стяжениями.

Контрастные литофациальные изменения в нижних горизонтах свиты прослеживаются в ряде районов Китчанского и Тукуланского поднятий, а также на западном крыле Куранахского антиклинория. Особенно четко они выражены в пределах тумаринского поля покровов базаль-

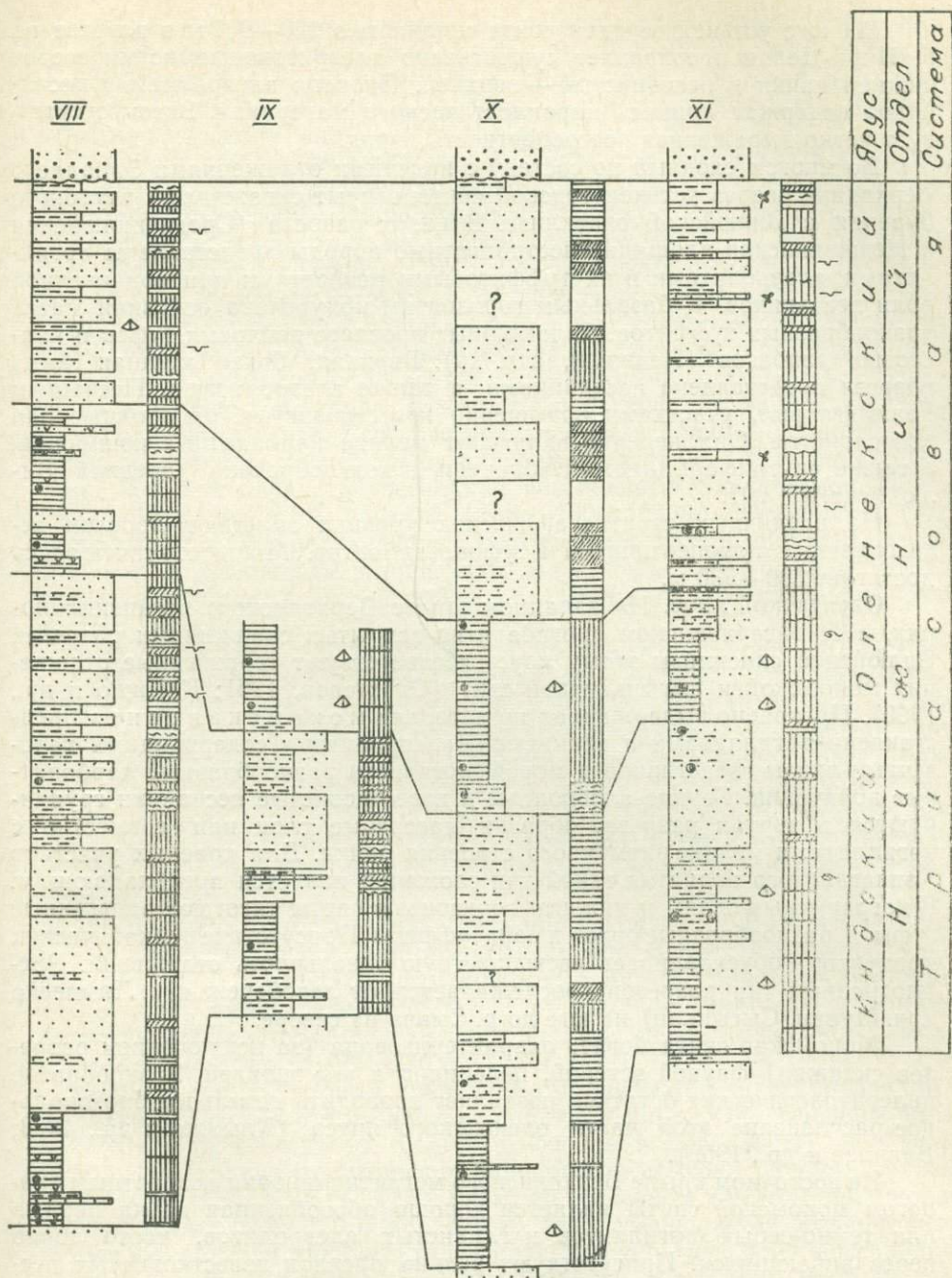


Рис. 6. Разрезы нижнетриасовых отложений.

I — р. Сыпча; II — верховье р. Бегиджан; III — р. Кондюдей; IV — рч. Сыгынкан, левый приток Лямпески; V — рч. Дайк, верховье рч. Мунни; VI — реч. Хедаличен, правый приток р. Нуоры; VII — рч. Кельтер, правый приток р. Нуоры; VIII — сводный разрез скважин Средне-Виллойской площади; IX — р. Илин-Делинья; X — рч. Тыкамкыт, бассейн р. Тумары; XI — р. Матага, (по В. Ф. Возину, 1962). Усл. обозн. см. на рис. 2.

тов (Вихерт, 1959), залегающих на границе с пермскими толщами по рекам Нуора (руч. Бирахгонджа), Тумара и Сиемидье. Выше базальтов устькельтерская свита с видимой мощностью 150—200 м сложена зеленовато-серыми песчаниками, местами с прослоями пестроцветных алевролитов и туфоалевролитов. Подобный опесчаненный тип разреза прослеживается и на Тумара-Тукуланском междуречье.

На юге устькельтерская свита мощностью 220—230 м в разрезе по р. Илин-Делинья сохраняет существенно алевритово-глинистый состав нижней пачки и песчанистый — верхней. Прослои алевролитов и песчаников содержат примесь пирокластического материала. Здесь отсутствует четко выраженная пестроцветность пород.

Во многом сходный по составу с индскими отложениями Западного Верхоянья разрез устькельтерской свиты вскрыт скважинами глубокого бурения в Вилюйской синеклизе. В низах разреза (Средневилюйская и Неджелинская площади) пестроцветные породы представлены аргиллитами, алевролитами и их туффитовыми разностями при подчиненной роли песчаников. К базальным горизонтам приурочена основная масса разнообразных туффитов, маломощных прослоев пелловых туфов и пластовых диабазов (Неджели, скв. 10). Верхняя, более мощная часть разреза представлена песчаниками, а также алевролитами. Песчаники полимиктовые, участками повышено известковистые, однородные или косослоистые. Они нередко включают мелкие карбонатные конкреции, а также внутрiformационные брекчии и конглобрекчии (средний Вилюй, скв. 19, 20).

На различных стратиграфических уровнях залегают прослои зеленоцветных туфопесчаников и туфоалевролитов. Мощность свиты здесь достигает 500—530 м.

Оленекский ярус. На западном крыле Верхоянского мегантиклинория, в Предверхоянском прогибе и во вскрытых скважинами разрезах Вилюйской синеклизы этому ярусу соответствуют терригенные отложения мономской и сыгынканской свит (Сластенов, 1961; Клыжко и др., 1963). Прекрасно выдержанная по латерали мономская свита представлена аргиллитами и глинистыми алевролитами, содержащими цепочечные линзы известняков и морфологически разнообразные карбонатные конкреции. Редкие алевролиты и известковистые песчаники группируются в верхах разреза, образуя массивные слои или совместно с аргиллитами мелкие ритмичного строения пачки. Для краевых участков Хапчагайского поднятия такой тип сложения является преобладающим. К пограничным слоям и нижним горизонтам свиты тяготеют аквагенные туфы и разнообразные орто- и паратуффиты. Присутствие вулканических продуктов обуславливает пестроцветную тональность отложений. Рассмотренный тип разрезов прослеживается от левого бережья р. Лямпеска (рч. Мунни, Сыгынкан) на юге до р. Сынча на севере.

Мономская свита богато охарактеризована (за исключением разрезов скважин) фауной эстеров, пелеципод и аммоидей. Разнообразие палеонтологических остатков позволяет проводить детальное биоэкологическое расчленение этой части оленекского яруса (Клыжко и др., 1963; Вавилов и др., 1969).

На восточном крыле Верхоянского мегантиклинория возрастным аналогом мономской свиты является хорошо обособленная пачка черных или темно-серых аргиллитов и глинистых алевролитов, часто тонко переслаивающихся. Присутствуют редкие прослои известковистых песчаников и алевролитов. Повышенная карбонатность особенно характерна для нижних горизонтов, где концентрируются мелкие линзы ракушечников, кальцитовые конкреции с фауной эстеров и пелеципод. На междуречье Билляха, Улаги и Экючю в основании оленекского яруса залегает пласт (2—4 м) темно-серых афанитовых известняков. На западном крыле Хараулахского антиклинория с мономской свитой сопоставляется выделенная И. С. Грамбергом и др. (1961) однородная пачка аргиллитов мощностью до 100 м, которая со стратиграфическим несогласием перекрывает разновозрастные горизонты перми. В основании регионально прослеживается маркирующий пласт перекристаллизованного известняка с остатками нижнеоленекских аммоидей местной биоэкологической зоны *Meekoseras* (Кипарисова и Попов, 1957).

Мощность мономской свиты с большим постоянством (80—100 м) выдерживается на восточном крыле Верхоянского мегантиклинория и колеблется в пределах 90—160 м на западном, достигая максимума на Китчанском поднятии и в разрезах, вскрытых скважинами в пределах Хапчагайского вала.

Изменчивая по фациальному составу сыгынканская свита, согласно венчающая разрез оленекского яруса, расчленяется на нижнюю песчаниковую и верхнюю песчано-алевролитовую пачки. В различных тектонических зонах они имеют свои особенности. На западном крыле Куранахского антиклинория и на Китчанском поднятии (бассейны рек Нуора, Мунья и Таганджа) нижняя пачка (250—350 м) сложена в основном песчаниками, в низах слабо известковистыми. По количеству алевролиты уступают песчаникам и слагают прослойки линзовидной и неправильной формы. На поверхностях наложения пород наблюдаются знаки асимметричной ряби, язычковые иероглифы течения и присыпки растительного детрита. Редко встречаются разрозненные раковины филлопод. Широко распространены внутриформационные брекчии (до 0,5—1,5 м) или косо-волнистые песчаники, насыщенные уплощенными обломками алевролитов. В верхней пачке (80—100 м) повышается роль алевролитов и их переслаивания с песчаниками. В верхней части разреза характерны алевролиты прибрежных озерно-болотных фаций, обогащенные углефицированным детритом и пронизанные остатками корневых систем.

На восточном крыле Верхоянского мегантиклинория в бассейне р. Эчий мощность нижней пачки уменьшается до 170—200 м, а верхней — выдерживается без существенных изменений. В обеих возрастает количество алевролитов и общая известковистость терригенных пород; в верхней пачке кроме того широко распространены аргиллиты. Более многообразны здесь текстурные особенности: знаки ряби, бугорковые иероглифы, трещины усыхания, сложная полого- и косо-волнистая слоистость. На междуречье Билляха и Улаги отмечены протяженные подводно-оползневые нарушения, которые могут иметь значение местных маркирующих горизонтов.

В разрезах глубоких скважин в восточной части Виллюйской синеклизы терригенные отложения сыгынканской свиты (Абрамова, 1969; Киселев, 1971) постепенно огрубляются; в них распространены серые и зеленовато-серые средне- или разнотельные полимиктовые песчаники, увеличивается частота мелкоамплитудных эрозионных размывов, а мощность сокращается до 190—220 м.

Общий набор типовых признаков сыгынканской свиты сохраняется в верхнеоленекских отложениях на западном крыле Орулганского антиклинория (на междуречье Сынчи, Собопола и Бегиджана). В результате выклинивания и внутриформационных размывов мощность нижней пачки 100—125 м, верхней 135—150 м; на восточном крыле антиклинория соответственно 150—170 и 300—350 м. Здесь уменьшается песчаность разреза, в котором многократно и неравномерно чередуются песчаники, алевролиты, известковые алевролиты, а также аргиллиты. Нередки терригенно-карбонатные стяжения и включения конкреционного пирита. В породах появляются редкие отпечатки хвощовых и остатки пелеципод. Более контрастными являются разрезы западного крыла Хараулахского антиклинория по рекам Даркы и Чубукулах (Граumberг и др., 1961; Дмитриев, 1968), где терригенные отложения мощностью 140—190 м с фауной пелеципод и аммоноидей (зона Olenekites) характеризуются мелкоритмичной сменой аргиллитов, глинистых алевролитов и мелкозернистых песчаников, а также карбонатными конкрециями.

Мощность оленекского яруса Верхоянья в объеме рассмотренных выше стратиграфических подразделений составляет 200—500 м на западе и 350—500 м на востоке территории.

На западном крыле Верхоянского мегантиклинория и в Предверхо-янском прогибе среднетриасовые отложения (рис. 7) рассматриваются в объеме толбонской свиты, выделенной Ю. В. Архиповым в 1963 г. из состава бегиджанской серии В. В. Панова (1960). Базальные слои (1,5—5,0 м) с региональным размывом залегают на отложениях нижне-го триаса и представлены грубозернистыми песчаниками с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов с единичными обломками подстилающих пород. Видимые эрозионные врезы имеют глубину 0,3—1,7 м (реки Сынча, Бегиджан, Нуора). Выше преобладают серые и светло-серые косослоистые преимущественно среднезернистые песчаники с прослоями крупнозернистых разностей. Песчаники послойно насыщены крупными и мелкими обрывками хвощовых. Широко развиты сложные по морфологии тела внутриформационных брекчий (до 1,5 м), менее типичны тонкие линзочки и выклинивающиеся прослойки гравийно-галечных конгломератов и гравелитов. Наибольшее количество грубо-обломочных пород приурочено к нижним и верхним горизонтам свиты. Резко подчиненные алевролиты, нередко содержащие отпечатки члени-стостебельных растений или их фрагменты, слагают невыдержанные слои в нижней части толбонской свиты.

Повышенная роль алевритовых пород отмечается на юге по ре-кам Барая и Илин-Делинья.

Сходные по литологии разрезы толбонской свиты вскрыты буровыми скважинами во внешней зоне Предверхо-янского прогиба (Киселев, 1971), а также на Хапчагайском поднятии, где ей соответствует рогоджин-ская свита (Тихомиров, 1965). Здесь широко развиты аллювиаль-ные фации, повышена грубозернистость пудинговых песчаников, а сами породы насыщены обугленным детритом. Мощность толбонской свиты на западном склоне Верхоянского хребта 250—450 м, в бассейне р. Сынча до 135 м, на Хапчагайском поднятии 180—200 м.

На восточном крыле Верхоянского мегантиклинория нерасчлененные среднетриасовые толщи покрывают пограничные слои оленекского яруса без видимого перерыва, но литологическое сочленение резкое, что не исключает проявления скрытых несогласий. Состав их определяется серыми и зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с маломощными (не более 10 м) алевролитами и редкими линзами гравелитов и конгломератов. К поверхностям напластования кососло-истых песчаников часто приурочены скопления уплощенных обломков алевритовых пород. На восточном склоне Орулгана среднетриасовые отложения (600—700 м) литофациально усложняются, песчаники часто разделены пластами и пачками переслаивания алевролитов, реже ар-гиллитов.

Отличную фациально-структурную зону образуют среднетриасовые толщи Хараулахского антиклинория, где выделяются анизийский и менее уверенно ладинский ярусы (Емельянец и др., 1960; Грамберг и др., 1961; Дмитриев, 1968). Анизийские отложения в бассейнах рек Чубукулах и Кендей постепенно, через переходную пачку переслаивания, перекры-вают верхние слои оленекского возраста и сложены в различной степени известковистыми песчаниками с тонкими прослоями алевролитов и более крупными ритмичными пачками алевролитов, песчаников, реже аргилли-тов. В породах постоянно присутствуют немногочисленные терригенно-карбонатные стяжения, разрозненные линзы и пропластки детритусовых известняков с фауной аммоноидей и пелеципод. Встречаются внутрифор-мационные брекчий и конгломераты. Мощность анизийского яруса на западном крыле антиклинория 130—140 м, в центральной части не более 250 м, на восточном — 450—500 м.

Не полно вскрытые здесь отложения ладинского яруса видимой мощностью 100—145 м представлены алевролитами или аргиллитами, сменяющимися выше по разрезу преобладающими мелкозернистыми, нередко известковистыми песчаниками с фауной пеллеципод и гастропод.

Верхний отдел

Верхнетриасовые отложения (морские фации) широко развиты на восточных крыльях Куранахского и Бараинского антиклинориев и ограничено — в складчатых структурах Хараулаха и Орулгана. На западном склоне Западного Верхоянья и в разрезах скважин на восточной окраине Вилюйской синеклизы литостратиграфические подразделения позднего триаса слагают верхнюю половину бегиджанской серии (см. рис. 7).

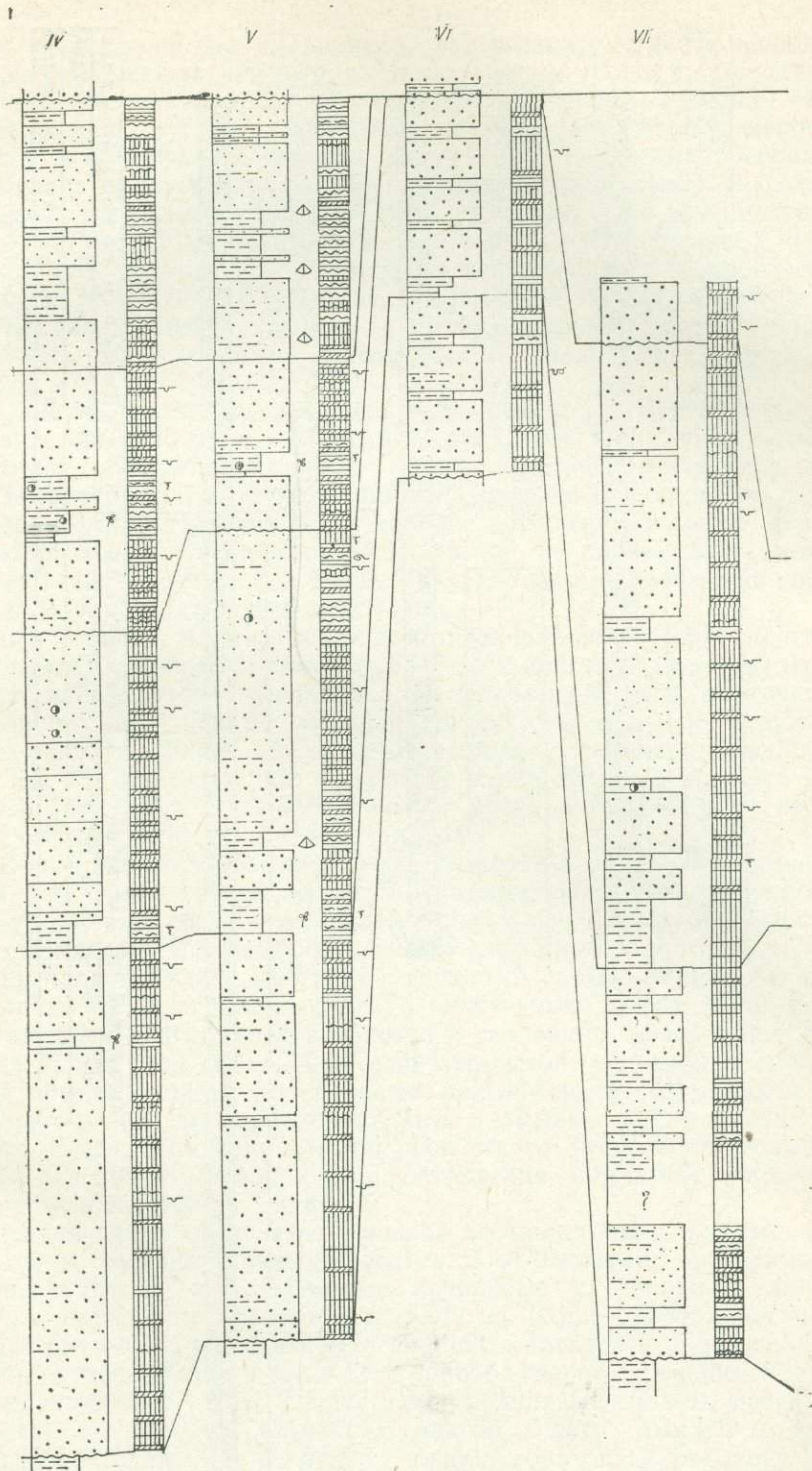
Карнийский ярус. Типовые разрезы терригенных отложений карнийского возраста имеют достаточно выдержанную литологическую характеристику и строение. В Куранахском антиклинории на значительном пространстве Дулгалах-Билляхского междуречья и в бассейне р. Эчий, где имеются непрерывные выходы верхнего триаса, карнийский ярус разделяется на две литологические пачки.

Нижняя пачка (50—90 м) представляет собой неравномерное чередование сероцветных алевролитов и мелко-, реже среднезернистых песчаников с тонкими линзами мелкогалечных конгломератов. Иногда видны следы мелкоамплитудных внутрiformационных размывов. По наслоению пород наблюдается углефицированный детрит. В среднем течении р. Дулгалах преобладают глинистые алевролиты и аргиллиты, иногда встречаются прослои мелкозернистых песчаников. Постоянные признаки пород — алеврито-известковистые стяжения, рассеянная вкрапленность конкреционного пирита, знаки волновой ряби, горизонтальная и пологоволнистая слоистость. Остатки пеллеципод и редких аммонитов определяют карнийский возраст отложений. Мощность пачки здесь 110—170 м.

Верхняя пачка по мощности (180—200 м) и терригенному составу наиболее выдержана по площади. Она сложена массивными или косослоистыми серыми песчаниками с тонкими прерывистыми прослоями конгломератов и гравелитов. В основании крупных пластов наблюдаются эрозионные размывы. Одиночные и маломощные прослои алевролитов и аргиллитов редки и быстро выклиниваются. Общая мощность карнийского яруса достигает 300—350 м, возрастая в зоне сочленения с Сартагским синклинорием до 500—600 м.

На Северном Хараулахе карнийские отложения выделены в 1958 г. В. А. Виноградовым на правом берегу р. Хара-Улах. Разрез имеет двучленное строение, в низах распространены аргиллиты и алевролиты с конкрециями, в верхней части — в основном песчаники с линзами конгломератов. Перекрывающие алеврито-глинистые слои с фауной *Monotis scutiformis* следует относить к норийскому ярусу.

С отложениями карнийского возраста западного крыла Верхоянского мегантиклинория, Китчанского и Тукуланского поднятий хорошо сопоставляется хедаличенская свита (Семенов, 1970). В разрезах глубоких скважин в пределах Вилюйской синеклизы нижняя граница свиты проводится под опорным алеврито-глинистым горизонтом, выделенным А. Е. Киселевым (1968). Нижняя пачка этой свиты сложена глинистыми алевролитами или их тонким чередованием с песчаниками. Изредка наблюдаются пласты мелко- и среднезернистых косослоистых песчаников со знаками ряби. Алевритовые породы насыщены растительным материалом, включают трубчатые корневые остатки и желвачки сидерита, редко раковины двустворок. Присутствуют алевритовые брекчии, заполняющие эрозионные промоины. Мощность пачки в бассей-



не Нуоры достигает 75—80 м и с большим постоянством (50—55 м) сохраняется вдоль западного склона хр. Верхоянского (реки Бегиджан, Белянка, Илин-Делинья). В Виллойской синеклизе мощность ее убывает до 20—25 м.

Верхняя пачка состоит из серых и светло-серых массивных и косо-слоистых песчаников. Часто присутствуют изменчивые по мощности

прослой разнозернистых песчаников, содержащих углефицированный детрит и окаменевшую древесину. На различных уровнях наблюдаются многочисленные линзы мелкогалечных конгломератов, изредка — алевритовых брекчий, а также перемытые конкреции сидеритов и неровные поверхности внутрiformационных размывов. В некоторых алевролитовых прослоях присутствуют многочисленные остатки флоры. В бассейне р. Бегиджан песчаники с эрозионными границами и конглобрекчиями в основании (до 1,5 м) залегают на алевролитах подстилающей пачки.

Мощность хедаличенской свиты на западном склоне хр. Верхоянского составляет 300—350 м. В бассейне р. Сынча эти отложения размыты. На Китчанском и Тукуланском поднятиях мощность их увеличивается до 450—500 м, а в своде Хапчагайского поднятия — сокращается (170—200 м).

Норийский и рэтский ярусы. На восточном крыле Верхоянского мегантиклинория отложения норийского яруса, нижняя граница которого проводится в основании слоев с *Otapiria ussuriensis* (Архипов, 1970, 1971), характеризуются выдержанным литологическим составом и разнообразием фаунистических зон. Наиболее детально изученные разрезы, отличающиеся стратиграфической полнотой и типичным строением, вскрываются в бассейнах рек Эчий, Матага, Улага и Экючю, где хорошо обособляются три литологические пачки.

Нижняя пачка, маркирующая для низов норийского яруса, сложена аргиллитами с редкими линзами (0,5—3 м) и пластами (5—10 м) известковистых алевролитов и песчаников. В породах рассеяны многочисленные глинисто-карбонатные конкреции, часто септариевой структуры. Широко развиты мелкие линзовидные скопления пелециподовых известняков. Кое-где присутствуют голубовато-серые, вишнево-красные и коричневые аргиллиты (туфоаргиллиты) с прослоями (1—1,5 м) зелено-серых туфоалевролитов и туфопесчаников.

В более южных и юго-восточных разрезах существенно глинистые породы, особенно в нижних частях пачки, сменяются тонко чередующимися в различных соотношениях глинистыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками. В верховьях р. Экючю и его правого притока р. Или-Юрях аргиллиты вблизи контакта с верхними слоями карния содержат рассеянную гальку, переходящую в цепочечные линзы (0,05—0,1 м) мелкогалечных конгломератов. Иногда в основании пачки прослеживается базальный слой (1,5—2,5 м) разнозернистого песчаника с неровной нижней поверхностью и прослойками конгломератов. Эти факты свидетельствуют о залегании данной пачки с размывом на песчаниках карнийского яруса. Признаки стратиграфического несогласия, возможно, имеются и в других районах распространения норийских отложений, в частности в бассейне р. Эчий.

Средняя пачка отличается большой песчанностью и повышенным количеством грубообломочных прослоев. В ее основании прослеживаются разнозернистые известковистые кварцевые песчаники с линзами мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Выше преобладает неравномерное ритмичное чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов. На фоне переслаивания выделяются однородные по строению слои этих пород мощностью 5—10 м. Вверху пачки появляются пласты песчаников мощностью до 25 м. В бассейнах Экючю, Улагы, Матаги и других рек характерно развитие, особенно в нижних горизонтах, прослоев (0,1—0,5, редко больше 1 м) паратуфитов и выклинивающихся параллельно-полосчатых туфов (рч. Тас-Начаны). В ракушняковых банках и пропластках, встречающихся по разрезу описанных пачек, широко представлен норийский пелециподовый комплекс, характеризующий отапириевую и монотисовую биозоны (Архипов, 1970).

Верхняя пачка в полном объеме выделяется на Дулгалах-Билихском междуречье и в бассейне р. Эчий, где согласно перекрывается нижне-

лейасовыми слоями. Она объединяет сложно чередующиеся алевролиты, аргиллиты и мелкозернистые песчаники. Наблюдаются пакеты их тонкого ритмичного переслаивания. На поверхности напластования алевролитов и песчаников развиты многочисленные знаки ряби, трещины усыхания, присыпки растительного детрита и отпечатки хвощовых. Редкие остатки пелеципод определяют норийский возраст отложений. В практике геологического картирования эта пачка часто выделяется как переходная норийско-рэтская. По латерали породы отражают заметные литофациальные изменения, мелкие пачки переслаивания неоднократно замещаются алевролитами и аргиллитами, преобладающими в более восточных разрезах. Общая мощность нерасчлененных норийско-рэтских пород составляет 300—350 м, увеличиваясь на восток до 400—450 м.

На западном крыле Верхоянского мегантиклинория, на Китчанском и Тукуланском поднятиях к норийско-рэтским отложениям условно относится муосучанская и имеющая меньшее развитие кыбыттагасская свиты (Семенов, 1969). Детальное изучение муосучанской свиты на междуречье Лямпески и Тумары позволило установить основные ее особенности: региональное распространение, грубозернистый полифациальный облик, часто трехчленное строение, широкое развитие эрозийных размывов. Нижняя пачка (8—90 м) сложена светло-серыми и белыми средне- и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками с линзами кремнисто-кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов (до 1 м) и очень редкими тонкими прослойками алевролитов и аргиллитов. Средняя пачка (27—54 м) сложена алевролитами, содержащими прослойки разнозернистых песчаников и рассеянные желваки сидеритов. Верхняя пачка (9—95 м) состоит из крупно-, реже среднезернистых кварцевых песчаников с прослойками кварцевых гравелитов и конгломератов, приуроченных к основанию наиболее мощных пластов.

На междуречье Юндюлюнга и Сынчи муосучанская свита с региональным размывом перекрывает хедаличенскую и толбонскую свиты. По Сынче в основании нижней пачки залегают кремнисто-кварцевые гравелиты, затем идут светло-серые олигомиктовые и сахарно-белые кварцевые (5 м) песчаники. Средняя пачка сохраняет свой состав и мощность, верхняя же представлена пластом (6—9 м) белого косослоистого кварцевого песчаника с линзами конгломератов и гравелитов.

На крайнем юге мегантиклинория (по р. Илин-Делинья) разрез разновозрастных отложений мощностью 50 м сложен чередующимися кварцевыми песчаниками и полимиктовыми среднегалечными конгломератами (4—5 м). Общая мощность муосучанской свиты в различных районах неодинакова и изменяется от 50 до 220 м с максимальными значениями в бассейне р. Нуора. К западу мощность свиты постепенно сокращается, и в разрезах скважин Китчанской и Усть-Виллюйской площадей терригенные кварцевые породы отсутствуют.

Кыбыттагасская свита (190—225 м) изучена в обнажениях по речкам Кыбыттагас и Хедаличен (правым притоком р. Нуора) в бассейне р. Таганджа, менее полно — по рекам Лямпеска, Бегиджан и Сынча. Верхняя граница ее проводится в основании базальных конгломератов, фиксирующих предлейасовый размыв. Сероцветные отложения свиты без признаков перерыва перекрывают кварцевые песчаники и сложены преимущественно олигомиктовыми средне- и мелкозернистыми песчаниками. В нижней части залегают редкие прослойки аналогичных по составу алевролитов или мелкие (10—25 м) пачки переслаивания их с песчаниками. Наблюдаются одиночные пропластки сидерита. Во всей толще выдержана однотипная текстурная характеристика: знаки ряби, мелкая косая и косо-волнистая слоистость. В верхах разреза появляются примесь гравийно-галечного материала, редкие линзовидные пропластки конгломератов и гравелитов. В западной части Китчанского и в пределах Хапчагайского поднятий аналогичная свита не прослеживаются.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Относительно слабая палеонтологическая изученность нижнеюрских отложений, не всегда четкие литологические и фациальные переходы определяют во многом условный характер границ выделяемых ярусных подразделений (Лейпциг и др., 1961; Биджиев, 1968; Виноградов и Биджиев, 1970; Семенов, 1970).

Геттангский и синемюрский ярусы. На восточном склоне хр. Верхоянского (междуречье Экючю и Улаг) соответствующие отложения с аммонитами *Schlothemia* и *Wachneroceras* согласно и без разкой литологической смены перекрывают норийско-рэтские слои и сложены серыми и темно-серыми мелко- и крупнозернистыми алевролитами, редко аргиллитами с прослоями песчаников. В верхней части многократно перемежаются алевролиты и мелкозернистые песчаники, слагая пачки (до 50 м); количество песчаников увеличивается на юге, в бассейнах рек Матага и Эчий. Отмечены многочисленные знаки ряби, следы ползания илоедов, подводно-оползневые текстуры, а по наслоению — растительный детрит. Аргиллиты и алевролиты включают шарообразные глинисто-карбонатные стяжения и пропластки микрозернистых известняков. Мощность описанных отложений 190—200 м, на востоке — 250—270 м (рис. 8).

На западном склоне хр. Верхоянского раннеюрские отложения (слои с *Otapiria limaeformis* мощностью 180—30 м залегают трансгрессивно и несогласно на свитах верхнего триаса. Повсеместно прослеживаются изменчивые по мощности базальные полимиктовые конгломераты. Литологический состав и фациальный тип разрезов неодинаков для северной и южной частей региона.

Разрезы южной зоны наиболее полно представлены по рекам Лямпеска, Таганджа, Нуора и другим, где к геттанг-синемюрским отложениям относится песчаная толща с линзами (0,2—1,5 м) конгломератов в основании. Преобладают серые и светло-серые средне- и мелкозернистые песчаники с прослоями алевролитов, редко аргиллитов. В бассейне Таганджи в верхах разреза выделяется пачка (70 м) грубого переслаивания аналогичных пород. Широко развиты знаки асимметричной ряби и различные виды косой слоистости. Характерно присутствие пластов (3—10 м) песчаников, насыщенных мелкими корневыми обрывками. Исключительно песчаный состав синхронных отложений, залегающих ниже горизонтов с плинсбахской фауной, выдерживается на юге Западного Верхоянья в бассейнах рек Тукулан, Западная Градыга (Коссовская и др., 1960; Сластенов, 1965).

В разрезах бассейнов рек Бегиджан, Сыпча и, возможно, юго-западного склона Хараулахских гор нижняя граница нижней юры хорошо выражена сменой верхнетриасовых песчаников глинисто-алевритовыми слоями, в основании которых наблюдаются линзы мелкогалечных конгломератов с обломками подстилающих пород. В этом разрезе широко представлены мелко- и крупнозернистые алевролиты и аргиллиты, нередко переслаивающиеся друг с другом. Подчиненную роль имеют песчаники, количество которых неравномерно возрастает в верхней части разреза. В косослоистых песчаниках наблюдаются линзовидные прослои гравелитов и конгломератов, примесь мелкого растительного материала. Промежуточный характер между рассмотренными крайними типами имеют разрезы в бассейне р. Кюндюдей.

В глубоких скважинах, пройденных на Китчанском и Хапчагайском поднятиях, нижняя граница геттанг-синемюрских (?) отложений (100—270 м) проводится ниже маркирующего горизонта аргиллитов (Артамонова и др., 1968; Чепиков и др., 1969). Вероятным аналогом этих

слоев в Западном Верхоянье (бассейн р. Нуора) являются алевролиты и аргиллиты (20—25 м), залегающие в 70 м выше нижнеюрских базальных конгломератов. В составе нерасчлененного нижнего лейаса преобладают мелко- и среднезернистые песчаники с редкими пластинами алевролитов. Внизу иверху разреза обособляются крупные пачки их переслаивания с участием аргиллитов. Количество и зернистость песчаников увеличивается в базальных слоях и выше на Нижне-Вилюйской, Бадаранской, Неджелинской и Средне-Вилюйской площадях.

Плинсбахский ярус. На восточном крыле Верхоянского мегантиклинория к плинсбахским отложениям (125—150 м, к востоку мощность постепенно увеличивается) относится толща темно-серых и черных аргиллитов с редкими маломощными прослоями известковистых алевролитов и глинистых разнозернистых песчаников. Обильно развиты крупные дисковидные глинисто-карбонатные конкреции, образующие конкреционные горизонты мощностью до 10—15 м. В аргиллитах попадаются включения диагенетического пирита, ореолы окисления которого часто определяют пятнистую окраску пород. Возраст отбивается по комплексу плинсбахских пеллеципод, среди которых господствует группа Награх.

Во внутренней зоне Предверхоянского краевого прогиба отложения данного возраста распространены более широко и охарактеризованы остатками разнообразных пеллеципод, редко аммоноидей и микрофауной. Литологические различия отдельных частей разреза позволяют выделить и с небольшими фациальными отклонениями проследить от бассейна р. Бегиджан до р. Тумара и южнее три пачки. Такое разделение рассматриваемых отложений было намечено в 1965 г. Р. А. Биджиевым на междуречье Юндюлунга и Сынчи.

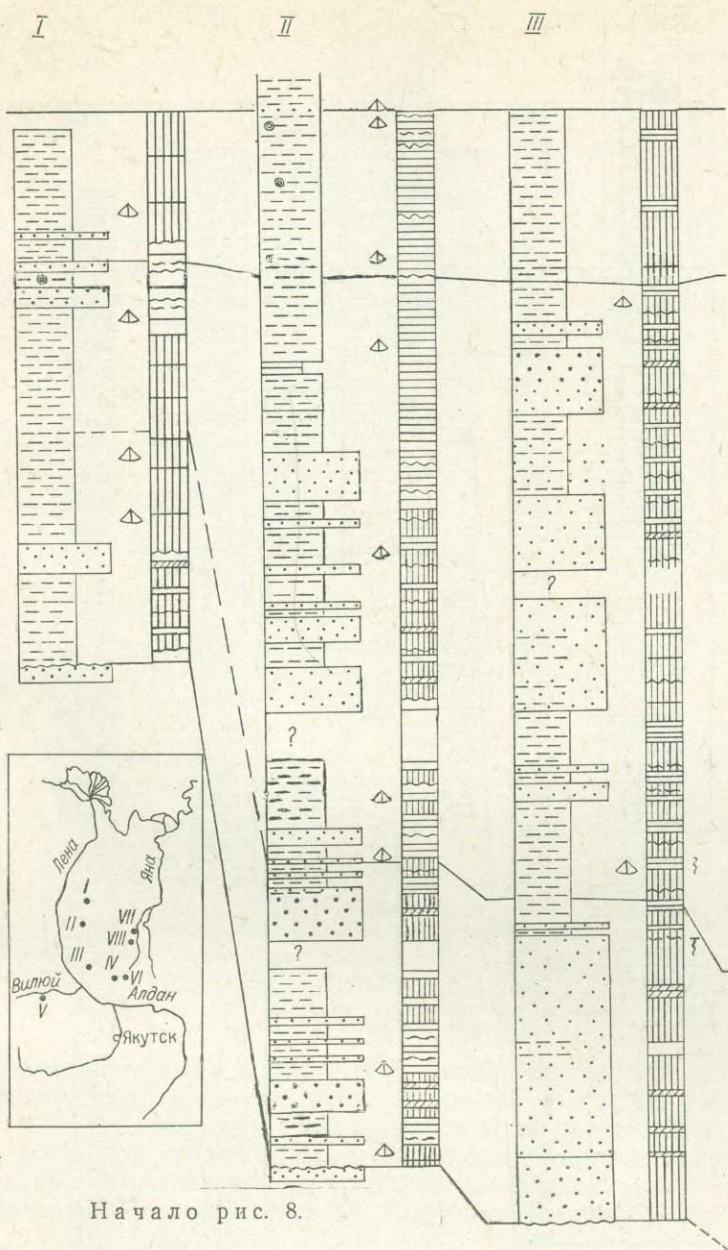
Нижняя пачка сложена серыми и темно-серыми крупно- и мелкозернистыми алевролитами и редкими выклинивающимися прослоями песчаников, иногда тонко чередующимися с алевролитами. Изредка выделяются однородные слои аргиллитов, а в песчаниках — линзочки конгломератов. Встречаются известковистые разности переслаивания пород и конкреционные образования (в том числе пирита). Часто можно видеть горизонтальную и пологоволнистую слоистость, знаки ряби, бугорковые и язычковые иероглифы.

В средней пачке преобладают сероцветные средне- и мелкозернистые песчаники с растительным детритом по наслоению. Отдельные прослои содержат рассеянную примесь мелких галек или их линзовидные скопления. Часто присутствуют знаки ряби течения и волнения и следы слабых внутрiformационных размывов. Слои и крупные линзы алевролитов, редко аргиллитов имеют меньшее распространение, возрастая по мощности и количеству в разрезах западного склона Орулгана. Они постоянно участвуют в сложении пачек (25—30 м) переслаивания.

Верхняя пачка в бассейнах рек Бегиджан и Дянышка представляет однообразный набор глинистых алевролитов и аргиллитов, включающих многочисленные карбонатные и глинисто-карбонатные стяжения. Вверху пачки концентрируются кальцитовые конкреции-септарии с богатой фауной плинсбахских двустворок. По рекам Кюндюдей и Таганджа в пачке появляются единичные пласты (5—20 м) мелкозернистых известковистых песчаников.

Пачечное строение плинсбаха хорошо прослеживается на Тукуланском поднятии (нижнебыканская свита; Косовская и др., 1960). Мощность плинсбахского яруса в Предверхоянском прогибе 350—500 м.

Иной тип разреза, отражающий резкую фациальную смену, вскрывается на междуречье Сынчи и Ньюлона. Плинсбахские отложения мощностью не менее 350 м имеют здесь преимущественно глинистый состав (глинистые алевролиты и аргиллиты, и лишь в незначительном количестве присутствуют мелкозернистые известковистые песчаники). Вероятно, без существенных изменений сокращенный по мощности разрез

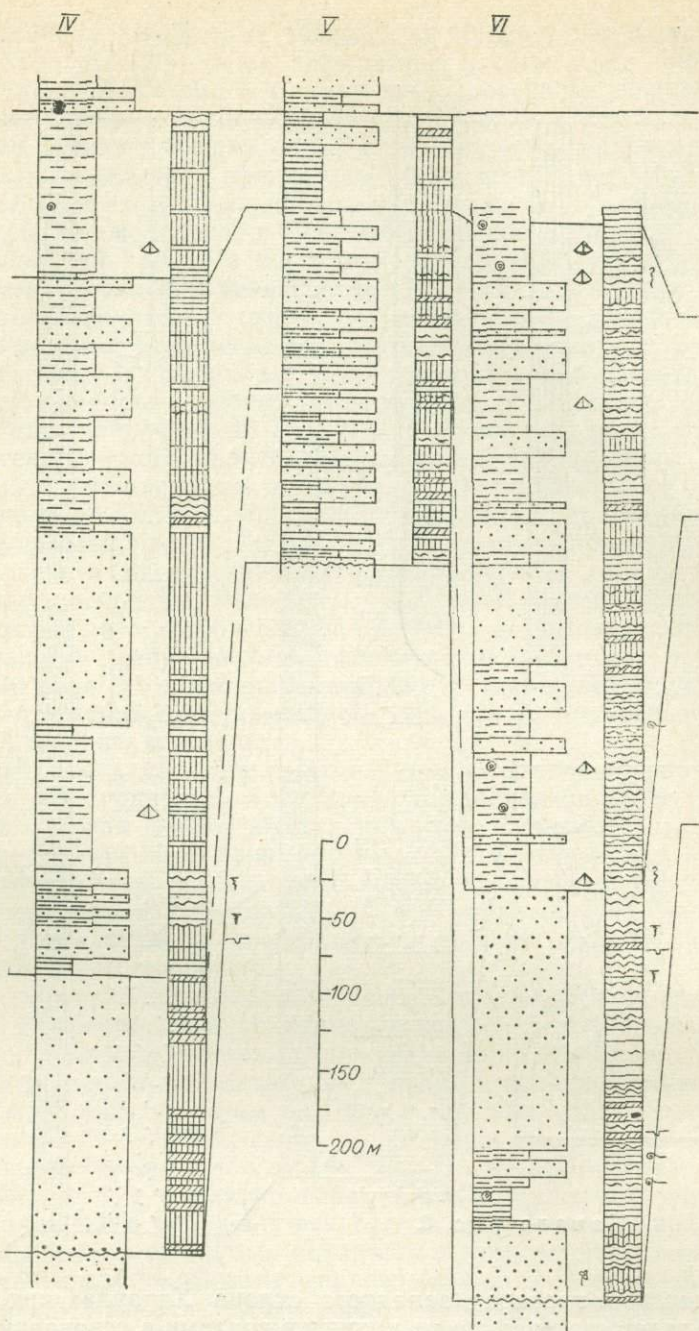


Начало рис. 8.

выдерживается в пределах западного склона Хараулахских гор, где отложения залегают с размывом и конгломератами в основании на триасовых породах (Монахов, 1959; Емельянец и др., 1960; Дмитриев, 1968).

На Китчанском поднятии (Кутургиновая и Чечумская гряды, глубокие скважины Китчана, Усть-Виллюя и др.) нижняя граница яруса условно отбивается по появлению пачек переслаивания, сменяющих песчаники верхней части нижнего лейаса. В обобщенном виде разрез сложен крупными пластами (до 20—50 м) мелко- и среднезернистых песчаников, разделенных слоями (1—10 м) алевролитов или тонким переслаиванием последних с песчаниками, редко аргиллитами. Встречаются линзы маломощных полимиктовых мелкогалечных конгломератов.

На Хапчагайском поднятии возрастает роль крупно- и грубозернистых песчаников; алевролиты и аргиллиты содержат повышенное количество растительного углефицированного материала. Широким



проявлением размывов объясняется общее сокращение мощности плинсбахского яруса, которая на Китчанском поднятии составляет 280—300 м, а западнее, в пределах Хапчагайского уменьшается до 95—100 м.

Тоарский ярус. Морские отложения тоара на крыльях Верхоянского мегантиклинория постепенно сменяют плинсбахские и выделяются в монотонной глинистой толще по появлению белемнитовых горизонтов. В северной части Предверхоянского прогиба на междуречье Бегиджана и Юндюлюнга совместно с белемнитами распространены аммоноидеи. Особенностью разреза является существенно глинистый состав пород. Это темно-серые и черные аргиллиты и глинистые алевролиты с карбо-

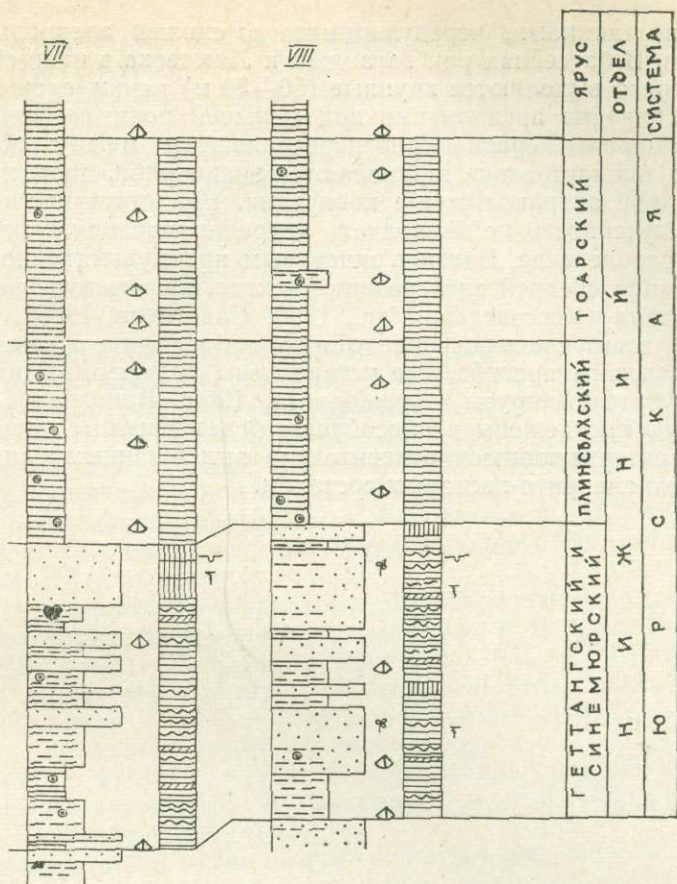


Рис. 8. Разрезы нижнеюрских отложений.

I — рч. Эседех-Юрх, правый приток р. Сынча; II — верховье р. Бегиджан; III — р. Лямпеска; IV — рч. Елюнджен, правый приток р. Таганджи; V — сводный разрез скважин Средне-Вилюйской площади; VI — руч. Кыбыттыгас; VII — верховье р. Экючю; VIII — среднее течение р. Улага. Усл. обозн. см. на рис. 2.

натными, марказитовыми и пиритовыми конкрециями. Мощность отложений на западном крыле мегантиклинория 80—100 м, на восточном — 120—150 м. На Китчанском и Хапчагайском поднятиях породы этого возраста выделяются в объеме маркирующего горизонта аргиллитов, нередко с прослоями алевролитов. Ю. Л. Сластенов (1965) предположил выпадение тоарских слоев на Тукуланском поперечном выступе.

Средний отдел

Нерасчлененные отложения средней юры (900—1000 м) оконтуриваются в мульдах крупных синклинальных складок (Хабахская, Улагинская и др.) восточного крыла Куранахского антиклинория. В бассейнах рек Улага и Экючю они сложены алевролитами, аргиллитами с прослоями известковистых песчаников. Неотчетливо обособляются мелкие пачки переслаивания аналогичных типов пород. Часто встречаются уплощенные и неправильной формы марказитовые и звездчатой формы кальцитовые конкреционные образования. Среди фаунистических остатков определяющими возраст являются немногие представители иноцерамов, единичные экземпляры позднебатских аммонитов (Возин, 1962).

На западном крыле Верхоянского мегантиклинория, в центральной части Предверхоянского прогиба и на восточной окраине Вилюйской синеклизы средняя юра (200—300 м) представлена мелко- и среднезер-

нистыми песчаниками, чередующимися со слоями алевролитов, редко аргиллитов. В бассейнах рек Таганджа и Лямпеска в нижней и средней частях разреза выделяются крупные (50—80 м) пачки, сложенные алевролитами, нередко аргиллитами при меньшей роли песчаников. Перечисленные породы неравномерно переслаиваются между собой. На поверхностях напластования наблюдаются знаки ряби, постоянно присутствуют мелкие антраколитовые конкреции. Недостаточная палеонтологическая изученность не позволяет уверенно проводить региональное поярусное расчленение. Близкие описанным преимущественно песчаниковые отложения средней юры развиты южнее, на междуречье Тынкычана и Тукулана (Коссовская и др., 1960; Сластенов, 1965).

Лучше всего среднеюрские отложения изучены в северной части Предверхоанского прогиба, где установлены ааленский и нерасчлененный байос-батский ярусы (Джиноридзе, 1966; Виноградов, Биджиев, 1970). Здесь прослежены и обособлены более дробные литологические пачки, характеризующиеся относительно выдержанным глинисто-алевролитовым или алевроито-песчаным составом.

Первые попытки формационного изучения мощных терригенных толщ Верхоянья были предприняты для познания основных исторических рубежей его геологического развития. С этой целью формационные ряды палеозоя и мезозоя Западно-Верхоянского антиклинория и прилегающей территории впервые были изучены и описаны А. В. Вихертом (1960). Литологические комплексы (формации) как парагенезисы фациальных типов пород выделены А. Г. Коссовской и др. (1960) в верхнепалеозойских и мезозойских отложениях Западного Верхоянья и Вилюйской синеклизы.

В более широком региональном плане осадочные формации Верхояно-Чукотской складчатой области рассмотрены К. Б. Мокшанцевым и др. (1964, 1968, 1971), в Южном Верхоянье — Г. С. Гусевым (1966) и А. К. Башариным (1967), в Верхоянской антиклинальной зоне — Л. П. Зоненшайном (1965) и А. В. Коробицыным (1971), для смежной территории Предверхоянского краевого прогиба — Ю. М. Пушаровским (1959, 1960), В. Ф. Огаем (1962) и А. В. Лейпцигом (1963), а включая Вилюйскую синеклизу — В. А. Вахрамеевым и Ю. М. Пушаровским (1954), К. В. Боголеповым (1967).

С несколько иных позиций формационный ряд верхоянского терригенного комплекса на севере Верхоянской зоны рассмотрен В. А. Виноградовым (1965, 1970), который выделил трансгрессивные (инундационные) и регрессивные (компенсационные) формации. В близком понимании они охарактеризованы И. С. Грамбергом в 1968 г. для Хараулаха. А. Е. Киселев (1971) изучил на тектонической и литофациальной основе миогеосинклинальный ряд мезозойских формаций Предверхоянского прогиба и Вилюйской синеклизы. Формации подразделены им на прогрессивные и регрессивные субформации.

Приведенный краткий обзор показывает, что подход к формационному анализу палеозойских и нижнемезозойских отложений Верхоянской антиклинальной зоны со стороны занимавшихся этим вопросом исследователей не отличается единством ни в методическом отношении, ни в содержании, которое вкладывалось ими в понятие «формация».

В настоящей главе нами рассмотрены конкретные осадочные и вулканогенно-осадочные формации, развитые в средне-верхнепалеозойских и нижнемезозойских образованиях в Верхоянской антиклинальной зоне и на прилегающей территории. Выделение формаций проведено с позиций учения о формациях, разработанного Н. С. Шатским (1965), Н. П. Херасковым (1967) и И. В. Хворовой (1963). В основу выделения формаций положен главным образом вещественный признак — породный парагенез. В формации объединяются естественные ассоциации горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых — породы, слои, толщи и т. д. — в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении (Херасков, 1967). Этот естественноисторический комплекс пород связан с определенными тектоническими и физико-географическими условиями его формирования, поэтому формации рассмат-

риваются нами как овеществленное выражение тектонических движений.

Осадочные и вулканогенно-осадочные формации описаны отдельно по среднему и верхнему палеозою и нижнему мезозою. Для каждой из них рассмотрены распространение, стратиграфический объем, границы, строение типичного разреза, особенности вещественного парагенеза, палеогеографические условия образования и латеральные взаимоотношения с другими формациями.

ФОРМАЦИИ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Вулканогенно-терригенно-карбонатная формация

Распространение, объем, границы. Формация объединяет полифашиальный комплекс разнообразных, преимущественно сероцветных терригенно-карбонатных и карбонатно-терригенных пород с прослоями эвапоритов и покровами базальтов. В большинстве случаев этот комплекс имеет средне-позднедевонский возраст, и только в отдельных районах, в частности в бассейне рч. Кемюс-Юрях, верхняя возрастная граница формации поднимается до верхних слоев турнейского яруса нижнего карбона.

В современном эрозионном срезе сохранились только фрагментарные выходы данной формации на окраинах Верхоянской антиклинальной зоны — в пределах Сетте-Дабанского горст-антиклинория и Хараулахского антиклинория. На большей части Сетте-Дабана формация залегает согласно на разновозрастных отложениях нижнего девона. Локальные перерывы в ее основании, возможно, имели место на юге, в бассейне р. Белой, и на севере, в бассейне р. Томпо. Нижняя граница формации в Хараулахе неясна. Вверху она почти повсеместно контактирует с турнейскими отложениями, за исключением бассейна рч. Кемюс-Юрях, где она согласно перекрывается отложениями визейского возраста. Внутрiformационные локальные перерывы установлены только в Сетте-Дабане в верхних частях живетского и франского ярусов (рис. 9).

Строение и вещественный состав. Основная часть разрезов формации представлена чередованием известковистых алевролитов, алевроитовых и алевроитистых органогенно-детритовых известняков мощностью 0,1—15 м, причем выделяются мощные (до 50, редко до 200 м) пачки с преобладанием какого-либо одного типа пород. Известняки, свободные от терригенной примеси или содержащие ее не более 10%, встречаются в виде отдельных прослоев среди нижнеживетских, франских и нижнефаменских отложений. Гипсы, ангидриты, вулканогенные породы и существенно терригенные образования (известковистые песчаники, алевролиты, конгломераты, конглобрекции) обособляются в виде мощных пачек, в составе которых другие породы встречаются только в виде редких прослоев. При этом терригенные породы сосредоточены в нижних (эйфель) и верхних (фамен) горизонтах формации. Доломиты характерны для живетского и фаменского ярусов. Эвапориты локализируются в живетском ярусе и распространены только на севере Сетте-Дабана. В низах формации развиты красноцветные мергели, которые часто ассоциируются с вулканогенными породами, представленными покровами базальтов.

В осадочных породах формации преобладает горизонтальная слоистость. Реже распространена мелкая косо-волнистая и косая однонаправленная слоистость. В породах, подстилающих и перекрывающих покровы базальтов, отмечаются знаки волновой ряби, трещины усыхания, следы илоедов и другие признаки мелководных условий осадконакопления. Мощность формации от 1000 до 1500 м.

Содержание основных типов пород в составе вулканогенно-терригенно-карбонатной формации Сетте-Дабана, %

Фациальная зона	Базальты	Конгломераты, конглобрекчи	Песчаники, алевролиты	Известняки, в том числе алевролитистые и алевролитовые	Доломиты	Гилсы	Коэффициент красноцветности
Вулканогенно-карбонатная, бассейн р. Томпо	27	6	11,5	53	2,5	—	—
Вулканогенная терригенно-карбонатная с эвапоритами, бассейн р. Восточная Хандыга	4,5	1,5	33	35	21,5	4,5	0,05
Вулканогенная, терригенно-карбонатная, бассейн р. Кемюс-Юрях	8,6	5,6	33,2	32,8	19,8	—	0,18
Авулканогенная, бассейн р. Аллах-Юнь	—	21,3	18,7	31,3	28,7	—	?
Среднее . . .	13,4	8,1	21,6	41	15	0,9	—

Устанавливается четыре возрастных уровня залегания эффузивов — эйфель, верхний живет, нижний фран, фамен. Региональное развитие имела раннефранская фаза основного вулканизма. Больше всего покровов базальтов в бассейнах р. Томпо и рч. Кемюс-Юрях (табл. 1). Мощность некоторых покровов здесь составляет 200—400 м (Левашов, 1964).

Базальты среднего и верхнего девона — это плотные и массивные породы с крупноглыбовой и грубоплитчатой, реже призматической и столбчатой отдельностью. Окраска пород обычно темно-зеленая, хотя К. К. Левашов (1958б) отметил наличие в верхах некоторых покровов красновато-бурых тонов. Текстура пород в центре покровов массивная, в краевых частях нередко миндалекаменная. Иногда миндалины составляют 20—30% объема породы, и тогда базальты приобретают ноздреватое строение. Размеры миндалины — 0,5—1,5 мм в поперечнике, изредка до 12 мм. Они заполнены агрегатами хлорита, эпидота, карбоната, кварца, сфена. Отдельные миндалины обнаруживают отчетливое концентрическое строение. Кроме типичных базальтов, А. В. Вихертом (1959) в бассейне рч. Джалкан описано несколько разновидностей основных стекловатых пород, в том числе с флюидалной структурой.

Грубообломочные породы наиболее широко развиты на юге Сетте-Дабана, где они составляют около 20% мощности формации. Псефитовый материал в этих образованиях представлен разнообразными карбонатными породами, реже известковистыми песчаниками и основными эффузивами. Некоторые известняковые гальки содержат кораллы раннедевонского возраста. Широко распространены брекчии, состоящие из обломков местных пород — красноцветных мергелей и известняков. В хр. Хараулах в основании фаменского яруса отмечаются пропластки известняково-фосфатной конглобрекчии.

Обломочный материал песчано-алевритовых пород рассматриваемой формации Сетте-Дабана хорошо сортирован. В его составе преобладает кварц, менее распространены серицитизированные плагиоклазы, калишпаты, мусковит, хлоритизированный биотит, обломки карбонатных пород, органический детрит. В терригенных породах Северного Хараулаха псаммитовый материал имеет аркозово-известняковый и кварц-полевошпатовый состав. Глинистое вещество в мергелях и глинистых известняках представлено смесью хлорита и диоктаэдрических гидрослюд, переходящих иногда в серицит.

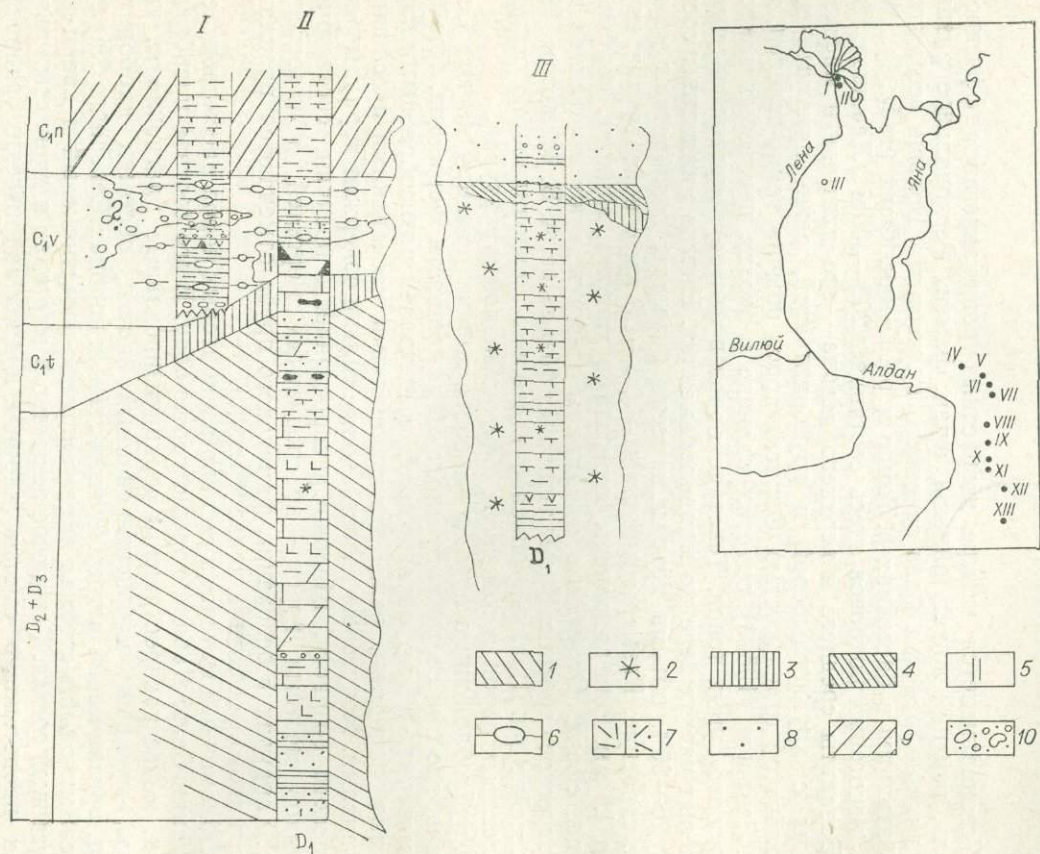


Рис. 9. Схематический продольный профиль формаций среднего и верхнего девона и нижнего карбона.

Формации: 1 — вулканогенно-терригенно-карбонатная; 2 — красноцветная карбонатно-терригенная; 3 — кремнисто-карбонатная (известковая); 4 — сероцветная терригенно-карбонатная; 5 — глинисто-спонголитовая; 6 — терригенно-диамиктитовая; 7 — туфово-кремнистая; 8 — олигомиктовая алеврито-песчаная; 9 — известковисто-алеврито-глинистая; 10 — грубообломочная (предполагаемая). Разрезы: I—II — Северный Хараулах; III — Орулган, рч. Ага-Кукан; IV—XIII — Сетте-Дабан: IV — р. Джалкан, V — рч. Хамамыт и Овлачан, VI — руч. Светлый и Омега, VII — рч. Кемюс-Юрях, VIII — руч. Беляк и Муол, IX — р. Суордах, X—XI — бассейн р. Аллах-Юнь, XII — бассейн рек Мая, Юдома (по данным Б. С. Абрамова, Н. В. Баланова, Д. С. Баскарева, А. А. Безра, М. Д. Булгаковой, О. Г. Гомбоева, А. И. Горбунова, А. И. Гусева, В. А. Иванова, А. К. Крыловой, К. К. Левашова, В. П. Леонова, А. А. Межвилка, М. И. Мусина, Б. В. Обухова, И. М. Фердмана, С. С. Флейшмана, К. Б. Хайзниковой, В. А. Ян-Жин-Шина и др.). Усл. обозн. см. на рис. 2.

IV

V

VI

VII

VIII

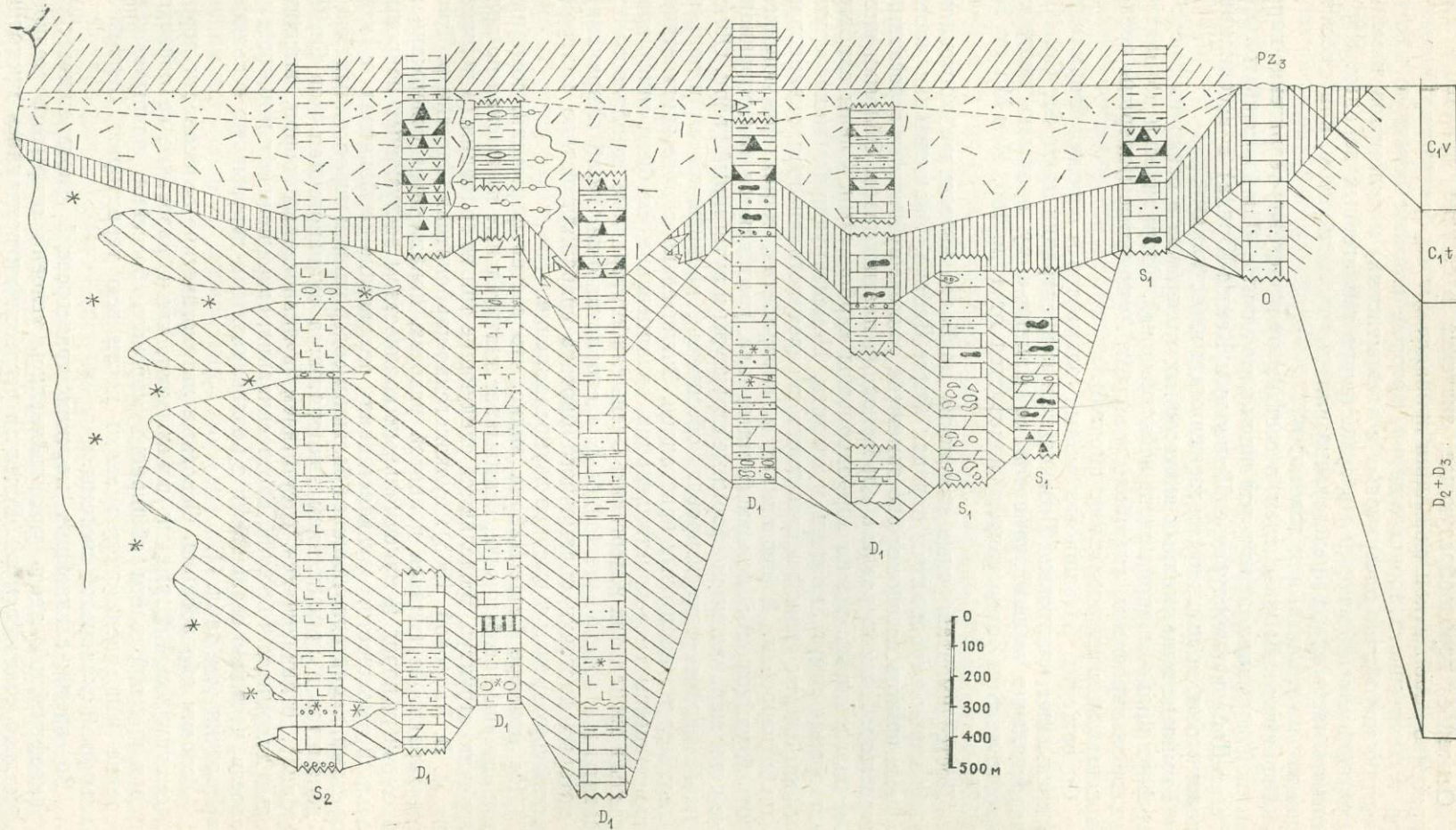
IX

X

XI

XII

XIII



Основное породообразующее значение в составе вулканогенно-терригенно-карбонатной формации принадлежит карбонатам органического и хемогенного происхождения, которые слагают основную массу известняков (обычно алевритовых и алевритистых) и доломитов, цементируя обломочный материал в существенно терригенных породах. Карбонатная часть пород представлена или чистым кальцитом, или смесью доломита и кальцита, или доломитом.

Ограниченным развитием в составе вулканогенно-терригенно-карбонатной формации пользуются гипсы и ангидриты. Они известны только в Сетте-Дабане (междуречье Менкюле и Кемюс-Юрха) в ассоциации с доломитами, доломитовыми мергелями и известняками.

Комплекс аллотигенных аксессуарных минералов в осадочных породах формации — циркон-апатит-лейкоксоновый. Спорадически появляется хлорит, пироксены, амфиболы и эпидот. Аутигенные минералы представлены почти исключительно пиритом.

Содержание большинства малых элементов в породах формации не превышает кларковые. Повышенные концентрации дают Sr, Co, Ni. Распределение малых элементов по фациальному профилю пестрое. Отношение Sr к Ba по разрезу изменяется от 1 до 100, Fe к Mn от 10 до 325.

Постседиментационные изменения наиболее интенсивно протекали в терригенно-карбонатных породах Сетте-Дабана. Значительная часть полевых шпатов псевдоморфно замещена тонкочешуйчатыми агрегатами гидрослюд. Широко развита альбитизация плагиоклазов. Обломки кислых плагиоклазов сильно корродированы карбонатами. Следы слабого растворения несут листочки мусковита. Цементирующий микрозернистый карбонат с разной интенсивностью перекристаллизован, окварцован и альбитизирован. В песчаниках и алевролитах, характеризующихся плотной упаковкой обломочного материала, развиваются инкорпорационные и регенерационно-конформные структуры и аутигенный кварц. Обломочный биотит аморфизирован, обесцвечен, хлоритизирован и покрыт сыпью мелких пиритовых кристаллов. Значительно слабее эпигенетические процессы (перекристаллизация, окварцевание, альбитизация) проявлены в аргиллитах и мергелях. Очень слабо вторичные преобразования развиты в аркозово-известняковых алевролитах о-ва Столб (Хараулах), в которых листочки обломочного биотита сохранили четкие контуры, резкий плеохроизм и высокое двупреломление.

На примере Сетте-Дабана видно, что состав формации, сохраняя свои основные особенности, испытывает значительные изменения по простиранию структур. Выделяются следующие три ее градации (в понимании И. В. Хворовой, 1963): вулканогенно-карбонатная (бассейн р. Томпо), характеризующаяся полнотой разреза, пониженным содержанием обломочных пород и максимальным количеством эффузивных покровов большой мощности; вулканогенная терригенно-карбонатная с эвапоритами, характеризующаяся большим содержанием терригенных пород и доломитов и присутствием эвапоритов; а вулканогенная (юг Сетте-Дабана), отличающаяся отсутствием вулканогенных пород, высокой ролью доломитов и брекчий растрескивания, сокращенными мощностями разреза, частично связанными с неоднократными перерывами в осадконакоплении (см. табл. 1).

Условия образования. Основные литологические особенности пород рассматриваемой формации показывают, что образование ее происходило в краевой части обширного морского бассейна, покрывавшего в средне- и позднедевонскую эпохи почти всю территорию Верхояно-Колымской складчатой системы.

Во время главнейших морских трансгрессий (позднеживетской и раннефранской) здесь устанавливались условия открытого мелкого нормально соленого моря. Вслед за регрессиями появлялись многочис-

ленные отмели, полуизолированные осолонявшиеся лагуны, в которых осаждались гипсы и доломиты (раннеживетское время). На отдельных участках на месте отступившего моря накапливались континентальные грубообломочные, песчаные, глинистые, местами углистые осадки прибрежных равнин, алювиальных и озерных фаций (тихийское время в Сетте-Дабане, фаменский век в Хараулахе). С этими же этапами связаны региональные и локальные, приуроченные к относительно поднятым участкам бассейна, стратиграфические перерывы. Это может объяснить отсутствие раннеэфельских осадков в бассейне р. Томпо (север Сетте-Дабана), верхнеживетских и верхнефранских — на большей части Сетте-Дабана. В породах, связанных с регрессивным осадконакоплением, часто отмечаются трещины усыхания, сильно сокращен видовой состав фауны до полного ее исчезновения (тихийское время, поздний фамен). Наиболее крупные регрессии произошли в эфельский и фаменский века. Кратковременное обмеление бассейна происходило в периоды вулканической деятельности.

Присутствие в разрезах среднего девона Верхоянской антиклинальной зоны и смежных территорий (Фрадкин, 1967; Богданов, 1963; Дубовиков и Лежоев, 1959) красноцветов, эвапоритов и доломитов, широкое развитие в прибрежно-морских отложениях трещин усыхания и брекчий растрескивания указывают на то, что процессы осадкообразования осуществлялись в условиях жаркого аридного климата. Сероцветные породы позднего девона Сетте-Дабана (доломиты, хемогенные и органические известняки, алевролитовые известняки, брекчии и конглобрекчии) формировались уже в семиаридных, временами засушливых, но порой приближающихся к гумидным условиям. Более мягким и влажным климат был в позднем девоне на территории Хараулаха, где формировались углисто-глинистые и фосфатсодержащие осадки.

В образовании вулканогенно-терригенно-карбонатной формации принимали участие внутри- и внебассейновые источники питания. Автохтонный материал, слагающий основную часть формации, представлен продуктами хемогенной и органической садки вещества (кальцит, доломит, гипс, фосфаты), размыва местных карбонатных и вулканогенных пород и вулканической деятельности. Большая часть кластического материала имеет, очевидно, аллохтонное происхождение. Сравнительно однообразный состав породообразующих компонентов терригенных пород, присутствие известняков и доломитов в грубообломочных фракциях, устойчивая циркон-апатит-лейкоксеновая ассоциация аксессуарных минералов позволяют предполагать, что главными источниками терригенного материала служили додевонские терригенно-карбонатные породы краевых частей Сибирской платформы.

Накопление пород формации происходило при активном тектоническом режиме. Частая смена фациальных комплексов по простиранию структур, выпадение из разреза на отдельных участках целых свит (тихийской и росомахинской), мощные слои конгломератов и конглобрекчий свидетельствуют о неравномерных блоковых движениях фундамента в период осадконакопления. На примере Сетте-Дабана видно, что в результате перемещения блоков происходило обособление ряда местных «поперечных» структурно-фациальных зон, значительно осложняющих естественную латеральную формационную и фациальную зональность. В северной и центральной частях Сетте-Дабана отчетливо выделяется три таких зоны: Томпонская, Восточно-Хандыгская и Кемюс-Юряхская. В их пределах возникли разные градации рассматриваемой формации.

Томпонская и Кемюс-Юряхская зоны характеризуются максимальными прогибаниями, о чем свидетельствуют мощности средне-верхнедевонского разреза и преобладание морских фаций в составе отложений. В них насчитывается наибольшее количество эффузивных покровов

(4—5); некоторые из них достигают 120—400 м. В промежуточной Восточно-Хандыгской зоне мощности разреза среднего — верхнего девона пониженные. В нем широко распространены континентальные и лагуновые фации; эффузивы составляют лишь 3—6% от общей мощности разреза.

Перемещение блоков по ограничивающим их разломам в среднем и позднем девоне сопровождалось активными проявлениями эффузивного вулканизма основного состава. Незначительная роль пирокластического материала, большая мощность и значительная протяженность покровов свидетельствуют о трещинном характере девонского вулканизма. Тесный парагенезис базальтовых покровов с мелководными терригенно-карбонатными осадками, а иногда и с субаэральными красноцветами, указывает на то, что активизация вулканических процессов, как правило, совпадала со значительным обмелением бассейна, временами даже с его осушением.

Накопление осадков в районах Хараулаха и Сетте-Дабана происходило со скоростью 0,02—0,04 мм/год. Учитывая компенсированный характер осадконакопления, можно полагать, что и скорости погружения в этих районах выражались подобными величинами.

Пространственные взаимоотношения. Место вулканогенно-терригенно-карбонатной формации в общем латеральном формационном ряду Верхояно-Колымской складчатой области и ее связи с соседними формациями можно определить только по косвенным признакам, в частности по составу аллофильных членов. К ним мы относим «чистые» и слабо алевритистые известняки, терригенные породы, гипсы и ангидриты. Палеогеографические построения показывают, что известковые илы накапливались во время трансгрессий, а в периоды сокращения морского бассейна — существенно терригенные осадки (красноцветные в среднем девоне и сероцветные — в позднем), а также эвапориты. Можно предполагать, что в восточном направлении отложения формации замещаются существенно карбонатными образованиями (известняковая формация), а к западу — преимущественно терригенными (красноцветная карбонатно-терригенная формация).

Красноцветная карбонатно-терригенная формация

Распространение, объем, границы. Данная формация распространена в северо-западной части Орулгана, где она объединяет комплекс преимущественно красноцветных слабо карбонатных песчано-алевритоглинистых пород артыганской свиты среднего — верхнего девона (?). Контакты с подстилающей мощной немой толщей гипсов и ангидритов атырканской свиты тектонические. Верхи формации размыты и перекрыты разновозрастными толщами — в одних случаях известняками верхнего турне, в других — сероцветными терригенно-карбонатными отложениями верхнего визе (см. рис. 9).

Строение и вещественный состав. Красноцветная карбонатно-терригенная формация характеризуется однообразием состава и текстурных особенностей слагающих ее пород. Разрез представлен мелким (0,1—0,3 м) чередованием мергелей и алевролитов. Вверх по разрезу несколько увеличивается роль алевролитов, в верхней половине появляются прослои брекчневидных пород и мелкозернистых косослоистых песчаников мощностью 1—12 м.

В породах формации преобладают горизонтальнослоистые текстуры. В алевролитах постоянно наблюдается косо-волнистая слоистость. В песчаниках отмечается крупная однонаправленная косая слоистость, на нижних их границах — размыты глубиной до 0,2. В верхней части разреза на поверхностях напластования мергелей видны трещины усыхания; часто встречаются мелкие оползневые складки, следы взмучивания

и растрескивания осадков (пятнистые породы). Видимая мощность формации 900 м.

Главные типы пород в изученном разрезе по рч. Ага-Кукан: вишнево-красные мергели (80%), красновато-серые и серовато-зеленые известковистые алевролиты (14%), второстепенные — аргиллиты (5%), известковистые, в том числе медистые песчаники (1%). В верхах формации отмечены единичные маломощные прослои брекчий. Грубообломочная часть в них представлена угловатыми обломками местных пород: красных мергелей, зеленых аргиллитов, зеленовато-серых песчаников и алевролитов.

В песчаниках и алевролитах обломочный материал хорошо сортирован, но слабо окатан. Состав его аркозовый: полевые шпаты (50—67%), кварц (28—46%) и слюды (до 12%) — главным образом гематитизированный биотит. Часть обломочного материала (клиновидные и брусковидные обломки кварца) имеют пирокластическое происхождение. Значительная роль среди пород формации принадлежит глинистому и карбонатному веществу, которое цементирует обломочный материал в песчаниках и алевролитах и слагает основную массу мергелей и аргиллитов. Глинистая часть пород представлена смесью магнезиального хлорита и диоктаэдрической гидрослюды. Результаты пересчета химических анализов тонких фракций на минералогический состав показывают присутствие монтмориллонита. Данные химических анализов красных мергелей по фракциям свидетельствуют, что основная масса красящего пигмента (тонко-дисперсный гематит) связана с глинистой частью. В алевролитах и песчаниках роль красящего пигмента выполняет гематитизированный биотит.

Карбонатная составляющая пород формации представлена главным образом микрозернистым кальцитом. При среднем содержании карбонатов, равном 32%, в бассейне рч. Арга-Кукан не обнаружено ни одного прослоя известняков.

Среди аллотигенных аксессуарных минералов преобладают апатит и лейкоксен; в тяжелой фракции постоянно (до 80%) содержатся гематитизированный биотит и черные землистые агрегаты неясного состава; эпизодически появляются пироксены. Аутигенные минералы представлены гематитом, анатазом, брукитом; в верхах формации отмечается барито-целестин; изредка встречается пирит.

Содержание большинства малых элементов близко к кларковым. Повышенные концентрации имеют Co, Ni, Sr, в некоторых прослоях песчаников — Cu. Распределение элементов по типам пород сглаженно-упорядоченное. Отношение Sr к Ba изменяется от 0,3 до 1, Fe к Mn — от 100 до 325.

Постседиментационные изменения наиболее интенсивно протекали в уплотненных песчаниках и алевролитах, где широко распространены процессы растворения плагиоклазов, коррозия их кварцем, замещение кварцем мусковита, регенерация обломочного кварца, заполнение поровых промежутков агрегатами новообразованного кварца и альбита.

Условия образования. Главные особенности красноцветных отложений западного склона хр. Орулган (тонкий состав основной массы мергелей и сопутствующих пород, постоянное наличие микрозернистого хомогенного кальцита, полное отсутствие органических остатков, косо-волнистая слоистость, размывы и текстуры взмучивания осадков) свидетельствуют о том, что они накапливались в замкнутом мелком водоеме, изолированном от Верхоянского морского бассейна. Присутствующие в верхней части формации прослои мелкозернистых косослоистых песчаников и крупнозернистых алевролитов относятся к дельтовым фациям небольших водотоков.

Климат времени образования пород формации был жарким и сухим, о чем свидетельствуют красноцветность и повышенная карбонатность

осадков (Страхов, 1962). Некоторое увлажнение климата, сопровождавшееся оживлением речной деятельности на прилегавшей с северо- и юго-запада суше, произошло в конце девона.

Петрофонд формации характеризуется рядом особенностей. Прежде всего здесь нет продуктов биогенных процессов и постоянно развит хемогенный карбонат. Основная часть обломочного материала связана с выветриванием гранитоидов и в меньшей степени метаморфических пород. Об этом свидетельствуют аркозный состав породообразующих компонентов и гематитово-апатитовая ассоциация акцессорных минералов формации. Область сноса находилась в пределах Оленекского поднятия. Часть терригенного материала имеет вулканокластическую природу и связана скорее всего с вулканизмом на Сибирской платформе (Масайтис, 1966).

Тектонический режим на территории Орулгана был достаточно спокойным, признаки внутривулканического вулканизма отсутствуют. Следы взмучивания осадков, наблюдающиеся в верхней половине формации, и мелкие оползневые нарушения связаны скорее всего с активизацией тектонических процессов в окружающих районах. Скорость накопления осадков составляла не менее 0,025 мм/год. Тектонические движения носили колебательный характер, о чем свидетельствуют следы временных обмеления и осушения седиментационного бассейна, сопровождавшихся возникновением трещин усыхания и разрывом слабо литифицированных осадков.

Пространственные взаимоотношения. Следов соприкосновения красноцветной карбонатно-терригенной формации Орулгана с формациями соседних структурно-фациальных зон не обнаружено. Это заставляет предполагать, что область накопления ее осадков отделялась резкими границами от соседних областей седиментации. Вместе с тем, исходя из особенностей состава аллофильных членов вулканогенно-терригенно-карбонатной формации Сетте-Дабана и Хараулаха, мы допускаем, что накопление сероцветно-красноцветных карбонатно-терригенных осадков в среднем и позднем девоне происходило и за пределами Орулгана. Предполагается, что эти осадки, условно выделяемые в сероцветно-красноцветную карбонатно-терригенную формацию, накапливались на прибрежной равнине, примыкающей к Верхоянскому бассейну и ограниченной на западе платформенными поднятиями. Осадконакопление в этой зоне происходило преимущественно в субаэральной обстановке. Вполне возможно, что на локальных участках здесь осаждались гипсы и ангидриты, особенно в среднем девоне. Не исключено, что именно с ними связаны мелкие диапировые штоки гипсов и ангидритов, которые сейчас находят среди верхнепалеозойских отложений западного склона Верхоянья (Сборщиков и Натапов, 1969). При крупных морских трансгрессиях (раннеживетской и франской) прибрежная равнина на короткое время перекрывалась морскими водами. Об этом свидетельствуют находки морской фауны среднедевонского возраста в бассейне р. Вилюй (Масайтис и Михайлов, 1966).

Кремнисто-карбонатная (известняковая) формация

Распространение, объем, границы. В эту формацию объединены отложения турнейского возраста, представленные однообразной толщей морских черных битуминозных окремненных известняков, которые пользуются региональным распространением на территории Верхоянской антиклинальной зоны. Они отчетливо устанавливаются в Северном Хараулахе, Орулгане и Сетте-Дабане. В Хараулахе и Сетте-Дабане формация согласно залегает на породах верхнего девона и также согласно перекрывается визейскими отложениями. Переход от терригенно-карбонатной формации среднего верхнего девона к кремнисто-карбонатной в

этих районах происходит довольно постепенно. В Орулганском антиклинории установлена только верхняя половина кремнисто-карбонатной формации, причем лишь в западной его части, где они слагают отдельные тектонические блоки в зоне главного Орулганского разлома. Видимо, в первой половине турнейского века на территории Орулгана осадконакопления не происходило (см. рис. 9).

Строение и вещественный состав. Кремнисто-карбонатная формация сравнительно мало изменяется по составу и строению в пределах антиклинальной зоны. В ней устойчивы породные ассоциации и мощность. Основная часть разреза сложена известняками. В низах ее в Хараулахе и Сетте-Дабане залегают мощные (до 20 м) пачки известковистых песчаников, алевролитов и доломитов. На отдельных участках Сетте-Дабана довольно мощные пачки алевролитов появляются также в верхней части разреза, и тогда граница между турнейскими и визейскими отложениями становится неотчетливой.

Таблица 2

Содержание основных типов пород
в кремнисто-карбонатной формации, %

Породы	Северный Хараулах (Богущ и др., 1965)	Сетте-Дабан			Среднее
		р. Хамамыг (Б. С. Абра- мов и М. Д. Булга- кова, 1963 г.)	рр. Кенне, Бурхаха (Н. В. Бала- нов и др., 1961 г.)	р. Буркала, (В. А. Ян- Жин-Шин и др., 1961 г.)	
Известняки и доломиты, в том числе окрем- ненные	87,4	88	80	80	83,9
Известковистые песчани- ки и алевролиты	12,6	12	20	20	16,1

Для пород формации характерна горизонтальная слоистость, обычно слабо выраженная. В отдельных прослоях алевролитов и иногда известняков наблюдается мелкая однонаправленная косая слоистость потокового типа (подводных течений). Очень редко встречаются знаки симметричной ряби. В известняках часто — через 0,05—0,5 м — появляются стилолитовые швы глубиной до 1,5—2 см. Мощность формации 70—300 м.

Повсеместно в разрезах формации преобладают микрозернистые, органогенно- и биоморфно-детритовые известняки, в той или иной степени окремненные. Окремнение рассеянное или конкреционное, особенно интенсивное в верхах разрезов. В низах на Северном Хараулахе отмечается доломит. Карбонатов в целом не менее 80% (табл. 2).

Обломочный материал песчаников, алевролитов и алевролитистых известняков хорошо сортирован. В Хараулахском антиклинории он на 90% состоит из кварца; остальные 10% относятся к кремнистым породам, кварцитам и сланцам (Герасимов, 1967). В Сетте-Дабане среди обломочного материала присутствуют кварц (60%), калишпаты (30%), плагиоклазы (7%) и карбонаты (3%). Руководящими минералами в аксессуарных комплексах Сетте-Дабана являются циркон и лейкоксен, в Хараулахе — циркон, апатит и лейкоксен. Аутигенные минералы представлены пиритом и продуктами его окисления. Реже встречаются титанистые минералы (0,5—2,9%) и эпидот (0,2—0,4%).

Постседиментационные изменения в карбонатно-терригенных породах сводятся к гидрослюдизации полевых шпатов, альбитизации плагиоклазов, регенерации кварца и турмалина. В карбонатных породах от-

мечена значительная перекристаллизация карбонатного материала, в результате чего известняки приобрели пятнистое сложение. Очень широко развито окремнение раковинного и цементирующего карбоната («черные кремнистые стяжения»).

Качественный состав малых элементов в отложениях кремнисто-карбонатной формации значительно обеднен. Однако содержание большинства обнаруженных элементов в десятки раз превышает кларковые. Особенно это характерно для Sr, Co, Ni, Cr, La. Распределение этих элементов по типам пород пестрое. Коэффициент упорядоченности даже в расчете на бескарбонатное вещество равняется 0,3—0,4. Средние значения отношений Sr к Ba и Fe к Mn равны соответственно в алевритах 0,3 и 28,5, а в известняках — 1,9 и 21,3.

Условия образования. Кремнисто-карбонатная формация венчает разрез карбонатного ниже-среднепалеозойского комплекса. Особенности турнейских отложений Верхоянья (преимущественно известняковый состав, обилие остатков разнообразных морских стеногалинных организмов, в общем повышенные — «морские» — значения отношения Sr к Ba) свидетельствуют о том, что в это время на всей территории Верхоянья устойчиво существовал морской бассейн нормальной солёности. Никаких признаков близости береговой линии в изученных разрезах не наблюдалось. Несомненно, что береговая линия морского бассейна в турнейское время проходила много западнее, чем в среднем — позднем девоне. Значительная роль хемогенного микрозернистого и пелитоморфного кальцита и большое количество колониальных кораллов свидетельствуют о том, что бассейн располагался в зоне теплого, возможно, семиаридного климата.

В образовании формации существенная роль принадлежала автохтонному карбонатному (органогенному и хемогенному) материалу. Внебассейновые источники питания располагались в пределах Сибирской платформы и имели подчиненное значение. Ничтожное содержание и преимущественно кварцевый состав терригенной примеси, высокая кремнистость известняков, преобладание среди аксессуаров устойчивых к химическому выветриванию минералов свидетельствуют о существовании в областях размыта сглаженных пенепленизированных форм рельефа и о развитии там процессов глубокого химического выветривания. Эти данные хорошо увязываются с сообщением В. А. Милашова (1959) о находках на востоке Сибирской платформы реликтов кор выветривания позднедевонского — раннекаменноугольного возраста.

Тектонический режим в турнейское время на территории Верхоянской антиклинальной зоны был спокойным. Доказательства слабых блоковых подвижек можно найти в особенностях распределения турнейских отложений в бассейне рч. Ага-Кукан. Здесь довольно мощный (до 100 м) разрез турнейских отложений сохранился только в западной части зоны главного Орулганского разлома. К востоку от него на красноцветной карбонатно-терригенной формации с размывом залегают породы верхнего визе. Следовательно, в пределах отдельных блоков Орулгана в турнейское время осадки или не накапливались, или отлагались в ограниченные отрезки времени, после чего при кратковременных поднятиях были полностью размыты.

В турне продолжали существовать заложенные в средне-позднедевонское время поперечные структурно-фациальные зоны на территории Сетте-Дабана, что выразилось в разном составе осадочных формаций (вулканогенно-терригенно-карбонатная в пределах Кемюс-Юряхской зоны). Скорости погружения отдельных блоков на территории Сетте-Дабана значительно изменялись в последевонское время. Область наибольших погружений переместилась в южные районы Сетте-Дабана, а самыми слабыми движениями характеризовался северный — Томпонский — блок. Мощности турнейских осадков в пределах северного бло-

ка составляют 70—75 м, на юге — 240—300 м; скорости погружения соответственно равнялись 0,01 и 0,05 мм/год.

Пространственные взаимоотношения. Фациальная выдержанность отложения кремнисто-карбонатной формации, мало изменяющаяся по латерали, свидетельствует о значительном ее распространении в западном направлении, в сторону Сибирской платформы.

Особенности состава осадочных образований турнейского возраста Кемюс-Юрхской зоны и предположительно нижнекаменноугольного — в западной части Вилюйской синеклизы (Фрадкин, 1976; Масайтис, Михайлов, 1966) свидетельствуют о том, что по мере приближения к платформенным поднятиям кремнисто-карбонатная формация постепенно замещается терригенно-карбонатными отложениями.

Ближайшие с востока выходы турнейских отложений имеются в западной части Момо-Полоусной антиклинальной зоны (Мерзляков, 1966, и др.). В этом регионе на рубеже позднего девона и раннего карбона произошла смена накопления карбонатных осадков терригенными верхоянского комплекса. В турнейское время на территории Тас-Хаяхтахского и северо-восточной части Момского горст-антиклинориев возникла своеобразная по вещественному составу туфогенно-известково-глинистая формация, а в пределах Омuleвского поднятия — вулканогенно-кремнисто-глинистая. Характер сочленения этих формаций с кремнисто-карбонатной Верхоянской антиклинальной зоной пока неясен. В. М. Мерзляков (1966) допустил, что в строении нижних горизонтов верхоянского комплекса в Иньяли-Дебинском синклинории могут участвовать такие формации, как спилито-кератофировая, кремнисто-сланцевая и др.

ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

В объеме визейского яруса в пределах Верхоянской антиклинальной зоны установлены сероцветная терригенно-карбонатная, глинисто-спонголитовая, терригенно-диамиктитовая и туфово-кремнистая формации. Начиная с намюрского яруса выделены полимиктовая песчано-алевритовая, олигомиктовая алеврито-песчаная, олигомиктово-полимиктовая песчаная, известковисто-алеврито-глинистая, полимиктовая алеврито-песчаная и угленосная паралическая формации.

Сероцветная терригенно-карбонатная формация

Распространение, объем, границы. Эта формация установлена только в Орулганском антиклинории (см. рис. 9), где она объединяет маломощную толщу известняков, мергелей, известковистых алевролитов и песчаников, охарактеризованных комплексом фауны поздневизейского возраста (нижняя известковистая пачка агакуканской свиты; А. Н. Назумов, 1959, 1961).

В основании формация контактирует с разновозрастными образованиями. Так, по рч. Ага-Кукан вблизи устья ее левого притока Илья-Артыги формация подстилается турнейскими черными битуминозными известняками с кремнистыми стяжениями, а в 10—15 км к востоку — красноцветами среднего и верхнего девона. Вверх по разрезу без видимого углового и стратиграфического несогласия терригенно-карбонатная формация перекрыта толщей полимиктовых песчаников, углистых аргиллитов, алевролитов и конгломератов агакуканской свиты нижнего карбона, которые А. В. Коробицын (1970) включает в олигомиктовую алеврито-песчаную формацию.

Строение и вещественный состав. Главными типами пород формации являются известняки (микрозернистые, органогенно-обломочные),

мергели, известковистые песчаники и алевролиты, второстепенными — гравийные известняки, гравелиты и конгломераты. Окраска пород светло-серая. Слоистость крупная горизонтальная; в прослоях гравийных известняков иногда наблюдается мелкая однонаправленная косая слоистость с падением косых слоев на северо-запад под углом 5—10°. Мощность формации 30—40 м.

Псефитовый материал, слагающий маломощные прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов в верхах западных разрезов формации, сложен преимущественно слабо окатанными обломками молочнок-белого кварца и полевых шпатов. Обломочный материал в песчаниках и алевролитах, а также в песчанистых и алевролитистых известняках сортирован очень слабо и имеет аркозовый состав. Фракции более 0,5 мм сложены щелочными гранитоидами, катаклазированным кварцем и микроклином. Мелкопесчаные и алевроитовые фракции состоят из обломков кварца (30—50%), калиштата (20—37%), плагиоклазов (8—20%), слюд, гранитоидов, карбонатных пород и органического детрита. Основную массу органогенно-детритовых и органогенно-хемогенных известняков слагают карбонаты. Они же цементируют обломки в терригенных породах. Среднее содержание карбонатов в разрезе по рч. Ага-Кукан 60%, и представлены они в основном кальцитом.

В комплексе аллотигенных акцессорных минералов преобладают апатит и турмалин. Содержание апатита в тяжелых фракциях изменяется от 9 до 63% (среднее 34,1%), турмалина — от 4 до 36% (среднее 20%); постоянно присутствуют циркон, лейкоксен и рутил. Аутигенные минералы тяжелой фракции развиты в количестве 25—30%. В одних прослоях это преимущественно пирит, в других — гидроокислы железа; почти постоянно встречаются титанистые минералы.

Условия образования и пространственные взаимоотношения. Образованию сероцветной терригенно-карбонатной формации на территории Орулгана предшествовал перерыв в седиментации, длившийся на западе с позднего турне, на востоке — с позднего девона. Во второй половине визейского века на эту территорию на короткое время проникло море. Береговая его линия на западе располагалась вблизи Орулганского разлома. В течение позднего визе в обстановке прибрежного морского мелководья накапливались осадки, отвечающие то микрозернистым и пелитоморфным, то органогенно-детритовым известнякам, содержащим значительную примесь песчаного и гравийного материала, либо косослоистые известковистые неравнозернистые песчаные осадки. В верхах западных разрезов появляются прослои мелкогалечных конгломератов. Следовательно, гидродинамика этой части бассейна была очень непостоянной; очень неравномерным был и привнос обломочного материала с суши. Источники его располагались в непосредственной близости от бассейна, о чем свидетельствует слабая сортировка и окатанность обломков.

Климат на широте Орулганского антиклинория в позднем визе был теплым (хемогенные известняки) и достаточно влажным (отсутствие доломитов, гипсов и красноцветов). Значительная часть формации сложена автохтонным материалом — биогенным и хемогенным кальцитом. Аркозовый состав терригенной части пород формации, присутствие обломков гранитоидов и обилие слюд указывают на то, что в это время размывались главным образом массивы древних гранитоидов; не исключается присутствие в зоне размыва и осадочных метаморфизованных пород. Разрушавшиеся породы были обогащены апатитом и турмалином. Признаки вулканической деятельности в зоне седиментации или на соседней территории отсутствуют. Как видно, основные особенности осадконакопления на территории Орулганского антиклинория в позднем визе были унаследованы от позднего турне.

На границе визейского и намюрского ярусов резко изменяется состав отложений: нижняя карбонатная пачка агажуканской свиты сменяется терригенными отложениями. В Орулганском антиклинории эта граница, по существу, является границей двух комплексов — карбонатного и терригенного (верхоянского). На этом рубеже происходит изменение фациального состава отложений (базальные слои верхоянского комплекса представлены континентальными угленосными фациями) и состава обломочного материала, что связано с появлением новых источников сноса (Булгакова и др., 1969).

Предполагается, что зона накопления сероцветной терригенно-карбонатной формации не ограничивалась районом Орулгана, а распространялась узкой полосой вдоль восточной окраины Сибирской платформы, занимая территорию современного Предверхоянского прогиба. Подтверждением тому служит состав аллофильных членов формаций визейского возраста, присутствующих в соседних районах (хребты Хараулах и Сетте-Дабан). Не исключается при этом, что по простиранию структур в терригенно-карбонатной формации мог меняться гранулометрический и вещественный состав обломочного материала в связи с существованием различных питающих провинций и специфических физико-географических условий внутри них, а также с развитием локальных поднятий на окраине Сибирской платформы.

Глинисто-спонголитовая формация

Распространение, объем, границы. Рассматриваемая формация выделяется в Хараулахе в объеме нижней половины атырдахской свиты (визейский ярус), соответствующей «пачке окремненных мергелей, аргилитов и алевролитов» А. А. Межвилка (1958), или «кремнистой пачке» О. И. Богуш и др. (1965). Формация развита на локальных участках. На коротких расстояниях по латерали и вверх по разрезу она замещается терригенно-динамиктитовой формацией (см. рис. 9). С ниже лежащей кремнисто-карбонатной формацией контакты согласные, переходы — постепенные через маломощную переходную зону.

Строение и вещественный состав. Главные типы пород формации — спонголиты и известково-кремнистые аргиллиты, второстепенные — мелкозернистые алевролиты, глинистые и кремнисто-глинистые мергели, спиккуловые известняки. Большая, особенно нижняя, часть формации представляет собой многократное чередование спонголитов и аргиллитов мощностью 0,15—0,5 м. При этом в пределах каждого слоя одной породы постоянно наблюдаются линзочки и прослойки другой породы. К прослоям аргиллитов и мергелей обычно приурочены линзы известняков. Близ кровли существенна роль алевролитов.

Слоистость в породах формации мелкая горизонтальная: выдержанная, прерывистая и линзовидная. Контакты слоев и прослоев обычно нечеткие, неровные, на границах слоев часты мелкие размывы. Мощность формации около 90 м.

Грубообломочного, песчаного и крупноалевритового материала среди пород формации очень мало. Встречаются единичные обломки кремнистых, глинистых и микрозернистых карбонатных пород размером 0,35—0,5 мм и деформированные включения глинистых пород (1,5—2 мм) среди алевроито-глинистых силицитов. Мелкоалевритовый материал присутствует в виде примеси в кремнистых породах и составляет прослой мелкозернистых алевролитов. Он состоит в основном из слабоокатанных обломков кварца и карбонатов (преимущественно доломита). Глинистая составляющая алевролитов представлена гидрослюдой, переходящей иногда в серицит. Карбонатный (хемогенный и органогенный) материал, локализующийся главным образом в крупных линзах, представлен смесью кальцита и доломита. Главной составной

частью пород глинисто-спонголитовой формации является кремнистое вещество. Оно слагает спиккулы кремнистых губок, скелеты радиолярий, а также основную массу спонголитов и кремнистых аргиллитов. В его составе больше всего мозаичных агрегатов кварца, реже отмечаются сферолитовые и волокнистые агрегаты халцедона (?).

В комплексе аллотигенных акцессорных минералов преобладают циркон и апатит, среднее содержание которых в тяжелых фракциях соответственно равно 42,1 и 17,9%. В тяжелых фракциях в среднем 1,5—7% приходится на ильменит, лейкоксен, рутил, турмалин, элидот, пироксены, амфиболы и гранат. Среди аутигенных минералов наиболее широко развит мелкоглобулярный пирит; часто в основной массе кремнистых пород и отдельных конкреций присутствуют мелкие выделения бурого изотропного фосфата.

Постседиментационные изменения в кремнистых породах развиты довольно слабо. В некоторых прослоях спонголитов происходит локальная перекристаллизация как органических остатков, так и связующей массы с образованием мозаичных и гребенчатых агрегатов халцедона и кварца с размерами зерен 0,015—0,025 мм; при этом исчезает буровато-коричневая окраска пород и стираются их структурные и текстурные признаки.

Кремнистые и глинисто-кремнистые породы отличаются повышенным содержанием элементов группы Fe и Mo. Отношение Sr к Ba в кремнистых породах 0,04, Fe к Mn — 1,45.

Условия образования и пространственные взаимоотношения. Тонкозернистый состав силицитов и известково-кремнистых аргиллитов, ничтожное количество в них тонкой терригенной примеси, отсутствие грубозернистых терригенных пород, обилие разложившейся органики и аутигенного пирита, прекрасная сохранность тонких спиккул кремнистых губок, наличие радиолярий и отсутствие других органических остатков свидетельствуют о том, что образование формации происходило на большой глубине далеко от береговой линии. Если учесть, что выходы глинисто-спонголитовой и терригенно-диамиктитовой формаций отстоят друг от друга всего на 17 км, и при этом в первой почти нет терригенных пород, то следует предположить, что накопление глинисто-спонголитовой формации происходило в депрессионных зонах морского бассейна, ограниченных подводными поднятиями, изолировавшими впадины от привноса обломочного материала. Основным источником кремнезема приходится считать вулканическую деятельность в соседней свосточной структурно-фациальной зоне, о наличии которой говорят многие особенности пород терригенно-диамиктитовой формации Хараулаха и туфово-кремнистой формации Сетте-Дабана.

О том, что визейское кремненакопление не связано с континентальным размывом возможных кор выветривания, свидетельствуют также низкая зрелость терригенного материала, присутствующего в составе базальных слоев визейского яруса Верхоянья, и сдвиг зон кремненакопления в сторону центральных и глубоководных частей бассейна. Накопление хомогенно-органогенных осадков глинисто-спонголитовой формации происходило в условиях несколько повышенной сейсмичности: на это указывают различные нарушения тонкой слоистости кремнистых пород, следы размыва и взмучивания осадка.

Терригенно-диамиктитовая формация

Распространение, объем, границы. Данная формация установлена в Хараулахе и Сетте-Дабане. Объем ее в этих районах различный — около мыса Крестях и по Восточной Хандыге она соответствует полному или почти полному разрезу визейского яруса (крестяхская и кура-

нахская свиты). На правобережье Лены в районе устья рч. Кысам формация выделяется только в объеме верхней половины атырдахской свиты, т. е. имеет поздневизейский возраст. Здесь она перекрывает глинисто-спонголитовую формацию. Контакты между формациями согласные, глубоких размывов или перерывов в осадконакоплении не зафиксировано. На других участках характер нижней границы неясен. Граница терригенно-диамиктитовой формации с вышележащей известковисто-алевритоглинистой (тиксинская свита в Хараулахе и овлачанская в Сетте-Дабане) литологически выражена очень резко, хотя контакты между ними согласные без видимого перерыва (см. рис. 9). В Северном Хараулахе на границе между обеими формациями располагается переходная зона (0,5—1,5 м), состоящая из мелкого переслаивания граувакковых песчаников и алевролитов с известковистыми аргллитами и мергелями.

Строение и вещественный состав. Характерным признаком формации является ритмичность в чередовании пород. Мощность отдельных ритмов не больше 3 м. В основании их обычно фиксируются размывы; начинаются ритмы с грубозернистых пород — конгломератов, конглобрекчий и грубозернистых песчаников, которые постепенно переходят в мелкозернистые песчаники и алевролиты.

В разрезе формации четко обособляется ряд пачек со свойственным им типом строения и преобладанием какой-то одной породы. Характеристика этих пачек дана при описании литологических особенностей крестяхской свиты — стратиграфического эквивалента терригенно-диамиктитовой формации на севере Хараулаха.

Большая часть грубообломочных пород формации локализуется в средней части разреза; глинистые алевролиты, диамиктиты и глыбовые брекчий приурочены к низам формации и частично к верхней ее половине. К кровле разреза эти породы исчезают. Самые верхние слои формации сложены крупнозернистыми алевролитами и песчаниками. Они широко распространены в Сетте-Дабане и Хараулахе, где выделяются в терригенную подформацию. Мощность ее варьирует от 20 до 150 м.

Текстуры пород терригенно-диамиктитовой формации очень разнообразны. Преобладающим типом слоистости является горизонтальная. Очень широко развита градационная слоистость. В песчаниках и алевролитах нередко наблюдается мелкая косая однонаправленная слоистость потокового типа. В верхах формации появляются знаки волновой ряби и косо-волнистая слоистость. Очень широко, особенно в нижней половине формации, развиты разнообразные нарушения слоистости: оползневые (особенно в диамиктитах), размывы, взмучивание и брекчирование слабо литифицированных осадков; в основании разреза часты обвальное-оползневые горизонты. Мощность формации около 300 м.

Главными типами пород формации являются глинистые мелкозернистые алевролиты (около 44%), песчаники (19%), конгломераты, конглобрекчий и гравелиты (15%), диамиктиты (15%), второстепенными — глыбовые брекчий (3%), аргллиты и микрозернистые спикюловые известняки (по 2%) и туфы (0,5%). Специфические породы — диамиктиты и глыбовые брекчий — обычно ассоциируются с мелко- и крупнозернистыми алевролитами, часто переслаивающимися между собой или с глинистыми алевролитами, содержащими тонкие линзовидные прослои песчаников.

Состав пород терригенно-диамиктитовой формации изучен в Хараулахе. Материал, образующий многочисленные прослои конгломератов, конглобрекчий и диамиктитов, представлен хорошо окатанными обломками известняков, доломитов, диабазов, в меньшей степени кварцитов и глинистых песчаников; часты удлиненно-призматические обломки слоистых карбонатных и терригенных пород, а также деформированные включения местных пород — алевролитов и алевропелитов; отмечаются

также окатанные полипняки кораллов силурийского возраста (Межвилк, 1956; Богуш и др., 1965). В песчаниках и алевролитах обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами, кремнистыми породами, микропегматитами, филлитами, кислыми эффузивами, фосфоритами и фосфатизированными породами. Отдельные прослои песчаников и алевролитов сложены исключительно обломками карбонатов. В терригенной подформации имеются прослои вулканомиктовых песчаников со значительным содержанием обломков гналобазальтов и основного черного пузырчатого вулканического стекла, большей частью замещенного тонкочешуйчатой гидрослюдой.

Глинистый материал, слагающий основную массу аргиллитов, диамиктитов и входящий в состав цемента песчаников и алевролитов, представлен смесью гидрослюд и хлорита, часто железистого. Кроме того, в аргиллитах и диамиктитах нередко отмечается значительная примесь тонкоагрегатного кремнистого материала.

Среднее содержание карбонатов в породах терригенно-диамиктитовой формации Хараулахского антиклинория 42%. Однако большая часть карбонатов имеет обломочное происхождение (обломки разной величины известняков и доломитов, раковинный детрит). Возможно, что значительная часть микрозернистого карбоната в цементе песчаников и алевролитов и в основной массе диамиктитов имеет аллохтонное происхождение. Основная масса микрозернистых спикуловых известняков, линзы которых изредка отмечаются по разрезу формации, состоит из смеси кальцита (преобладает) и доломита.

Вулканогенные породы представлены пепловыми витро- и кристалловитрокластическими окремненными и адуляризованными туфами, имеющими пеструю окраску. (Интенсивному окремнению и адуляризации подвержены и осадочные породы, вмещающие прослои туфов.) У кровли формации на территории Хараулахского антиклинория появляются линзы и прослои туфогенных вулканомиктовых алевролитов и песчаников, обломочная часть которых состоит из витрокластов основного состава и пузырчатого стекла, гналобазальтов, кремнисто-глинистых и глинистых сланцев, кварца, калишпатов и плагиоклаза № 30—32; отмечаются единичные обломки пепловых туфов основного состава, содержащих селадонит.

Комплекс аллотигенных аксессуарных минералов в терригенно-диамиктитовой формации мыса Крестях отличается большим количеством апатита (в среднем по разрезу 26,5%), ильменита, лейкоксена и рутила. Среднее содержание циркона — 26%. Спорадически встречаются амфиболы, пироксены и гранат. Аутигенные минералы представлены пиритом, глауконитом и титанистами. Наибольшими концентрациями пирита характеризуются алевролиты нижней половины разреза; титанистые минералы развиваются в поровых промежутках обломочных пород верхней половины формации.

Постседиментационные преобразования в терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных породах подобны таковым в породах среднего — верхнего девона и раннего карбона. При этом процессами перекристаллизации здесь захвачен не только цемент, но и обломки «пластичных» пород, благодаря чему в граувакковых песчаниках и алевролитах обломки средних эффузивов потеряли свои очертания, внедряясь в промежутки между обломочными зернами кварца и полевых шпатов и выполняя роль цемента. Однако в линзах туфогенных песчаников и алевролитов с кальцитовым цементом базального типа обломки основного вулканического стекла и основных пепловых туфов остались практически неизменными. Наиболее глубокие минеральные и структурные преобразования испытали пепловые туфы, превращенные в тонкий агрегат кварца и адуляра, в котором только на отдельных участках сохранились реликты пепловой структуры.

Из малых элементов в отложениях терригенно-диамиктитовой формации особенно высокие концентрации имеют Mo, Sr (на порядок выше кларка) и Ba (на два порядка выше кларка). Повышенные концентрации в отдельных типах пород дают также элементы группы Fe. Характерно, что в туфах содержание всех малых элементов резко сокращено. Распределение элементов по типам пород довольно пестрое и очень сглаженное.

Условия образования. Низы терригенно-диамиктитовой формации (первая и вторая пачки крестяхской свиты) отлагались в относительно глубоководных условиях, несмотря на то, что в этой части разреза большое значение принадлежит грубообломочному материалу. Совершенная сортировка обломков в глинистых алевролитах и алевритистых аргиллитах, обилие в них глинистого тонкоотмученного материала, тонкая и мелкая горизонтальная слоистость и черная окраска свидетельствуют о том, что эти породы сформировались на значительном удалении от береговой линии и на достаточно большой глубине. Среди их пачек имеются прослойки глыбовых брекчий, диамиктитов и градационно наслоенных конгломератов, конглобрекчий, песчаников и алевролитов, создающие впечатление о мелководности всего разреза формации. Но при внимательном рассмотрении диамиктитовых прослоев обращает на себя внимание, что в глинистой основной массе всегда присутствуют оползневые складки; среди грубообломочного материала есть угловатые, причудливой формы обломки кальцита, которые могли сохраниться при перемещении только во взвешенном состоянии. Вместе с ними имеются бесформенные включения кремнисто-глинистых осадков, смятых в мелкие складки.

Основную роль в формировании диамиктитов играли обвалы и оползни, возникавшие в шельфовой зоне. Масса разнородного обломочного материала, двигаясь вниз по склону, увлекала за собой обводненные песчаные, алевритовые, глинистые и кремнисто-глинистые осадки. Именно эти оползневые потоки, в которых смешивались осадки различных батиметрических зон, и приводили в конечном счете к образованию диамиктитов. Очевидно, что глубину отложения диамиктитовых пород определяют не перемещенный грубообломочный материал, а включения тонкозернистых глубоководных осадков, ниже которых, вероятно, и происходило отложение диамиктитов. Обвально-оползневую природу имеют и прослойки глыбовых брекчий, состоящие из крупных блоков песчаников, алевролитов, погруженных в диамиктитовую массу.

Присутствующие в низах терригенно-диамиктитовой формации ритмослои с типичной градационной слоистостью, в составе которых отмечаются прослойки конгломератов и конглобрекчий, правелитов и грубозернистых песчаников, в соответствии с представлениями очень многих исследователей являются отложениями суспензионных потоков (Хворова, 1958, и др.). Таким образом, диамиктиты, глыбовые брекчии и ритмослои с градационной слоистостью, залегающие в низах формации среди пачек тонкослоистых тонкозернистых сильно глинистых пород, должны рассматриваться как относительно глубоководные образования, возникавшие в результате деятельности оползневых суспензионных потоков.

В средней части разреза формации происходит довольно резкая смена описанного комплекса относительно глубоководных отложений флюксотурбидитами, которые слагают третью пачку крестяхской свиты. Основное значение здесь принадлежит ритмослоям с градационной слоистостью, но состоящим главным образом из песчаного материала (флюксотурбидиты). Отдельные прослойки флюксотурбидитов обогащены обломками колониальных кораллов, принесенными сюда, очевидно, из более мелководных зон; здесь же наблюдаются линзы битой ракушки

брахиопод. Среди флюксотурбидитов отмечается два прослоя пестрых окремненных и адуляризованных косослоистых пепловых туфов. Образование пород по сравнению с нижними слоями формации шло в более мелководной обстановке (не ниже зоны отложения песчано-алевритовых осадков).

Осадконакопление по-прежнему происходило в условиях высокой тектонической активности, сопровождаемой процессами вулканизма на прилегающей территории (прослои туфов). Уменьшение глубин бассейна связано с локальной активизацией восходящих движений, которые особенно усилились в момент накопления наиболее грубообломочных пород четвертой пачки крестяхской свиты. Район мыса Крестях в это время представлял собой зону накопления разнородного валунино-галечного материала, который выносился с континента (?) и смешивался с береговым обвальным материалом.

Вслед за образованием четвертой пачки район мыса Крестях испытал быстрое опускание, и вновь здесь стали накапливаться существенно глинистые осадки, появились многочисленные прослои диамиктитов, которые к концу визе сменялись мелководными морскими терригенными осадками с косо-волнистой слоистостью и растительным детритом.

Неоднократная смена фациальных обстановок, устанавливаемая в разрезе терригенно-диамиктитовой формации, связана, несомненно, с перемещениями тектонических блоков в зоне седиментации.

С возрастанием глубины бассейна влияние климата на процесс седиментации сглаживается. Однако, судя по тому, что в мелководных морских бассейнах Сибирской платформы (Грамберг и др., 1967), а также в районе Орулгана в визейское время накапливались карбонатные осадки, можно говорить, что климат в это время оставался теплым.

Особенности состава пород терригенно-диамиктитовой формации показывают, что источниками обломочного материала в ранневизейское время по-прежнему служили окраинные части Сибирской платформы. В это время размывались в основном разнообразные карбонатные породы, включая силурийские органогенные известняки (на что указывают находки А. А. Межвилка, 1956, О. И. Богуш и др., 1963, переотложенной силурийской фауны), доломиты, девонские диабазы, аркозовые косослоистые песчаники и алевролиты, в том числе фосфатсодержащие.

Часть обломочного материала в ранневизейских отложениях Верхоянья имеет автохтонное происхождение. Это прежде всего продукты подводного размыва слабо литифицированных осадков разных батиметрических зон бассейна — угловатые и бесформенные включения слоистых песчано-алевритовых и кремнисто-глинистых осадков, особенно часто наблюдающихся в отложениях суспензионных потоков. Обломочный материал мог поступать с поднятий, ограничивавших зоны накопления осадков. Прослои окремненных и адуляризованных пепловых туфов, многочисленные обломки гиалобазальтов, вулканического стекла и пеплового материала в линзах граувакковых вулканомиктовых алевролитов, повышенное содержание микроагрегатного кремнистого материала в цементе обломочных пород указывают на проявления эксплозивного и эффузивного вулканизма в соседних структурно-формационных зонах. С этими проявлениями могло быть связано образование оползневых потоков, а также частые размывы, взмучивание осадков и т. д.

Пространственные взаимоотношения. Представляется, что накопление отложений терригенно-диамиктитовой формации происходило ниже иловой линии — в пределах глубоких, ограниченных крутыми склонами депрессий, располагавшихся между островными поднятиями и смыкавшихся к материковому склону. Судя по составу перемещенного мате-

риала турбидитов, в мелкой части шельфовой зоны, тяготеющей к депрессиям, накапливались грубообломочные осадки почти без примеси глинистого материала, аналогичные конглобрекциям четвертой пачки крестяхской свиты. Здесь обитали брахиоподы с груборебристой массивной раковиной и массивные полипняки кораллов. Все это позволяет предполагать, что по латерали терригенно-диамиктитовая формация замещается терригенными (карбонатно-терригенными), в том числе грубообломочными (см. рис. 9, знак 10) формациями.

Туфово-кремнистая формация

Распространение, объем, границы. Данная формация выделена на территории Сетте-Дабана в объеме журанахской и чугучанской свит визейского яруса. По имеющимся наблюдениям, контакты ее с подстилающими кремнисто- и терригенно-карбонатными образованиями турнейского возраста согласные. Наличие перерывов, даже локальных, в основании визейского яруса не доказано, хотя такие предположения высказывались И. М. Фердманом и др. и А. Е. Соболевым (1970). Резкая граница туфово-кремнистой формации с кремнисто-карбонатной в разрезах по рч. Овлачан совпадает с появлением силицитов, характерных для визейского яруса. Верхние горизонты туфово-кремнистой формации повсеместно сложены отличной по составу известковисто-алевритовой пачкой пород чугучанской свиты (верхний визе), которую мы рассматриваем как терригенную подформацию, получившую в визейское время региональное распространение на территории Верхоянской антиклинальной зоны (см. рис. 9).

Строение и вещественный состав. Данная формация сложена туфами, туффитами, туфогенными силицитами, фтанитами; подчиненное значение имеют туфогенные алевриты и карбонатные породы. Специфические породы — пизолитовые аквагенные туфы и конглобрекции. Разные типы пород распределены в разрезе очень неравномерно. Пирокластические породы (2—25 м) сосредоточены в низах формации, где часто (через 1—7 м) переслаиваются с фтанитами и алевритами. Здесь же выделяется ряд слоев туфогенных силицитов — окремненных и альбитизированных слоистых туфов, внешне похожих на яшмоиды, — мощностью 20—25 м. Общее количество туфовых прослоев, а также их мощность уменьшается с севера на юг.

Верхняя часть формации сложена преимущественно фтанитами, образующими слои до 18—20 м мощностью, между которыми находятся пачки мелкого переслаивания фтанитов, туфов и туффитов. По кл. Сухому близ кровли среди алевритистых фтанитов зафиксирован прослой валунно-галечной конглобрекции мощностью 2,2—2,5 м.

В изученных разрезах туфово-кремнистой формации доминирует горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием различных типов пород. Слойчатость тонкая горизонтальная, горизонтально-волнистая и прерывисто-горизонтальная, обусловленная послойным распределением тех или иных примесей или различным характером вторичных изменений пород. Часто, особенно в окремненных туфах, наблюдаются оползневые деформации и следы взмучивания осадков. Мощность формации — 250—500 м.

Вулканогенные породы представлены пепловыми витрокластическими, реже кристалло-витрокластическими туфами. Вулканическое стекло в туфах почти не сохранилось — оно полностью раскристаллизовано в агрегат кварца, альбита, хлорита, гидрослюды, иногда адуляра. Связующая масса микрозернистая, сложенная тонким агрегатом тех же вторичных минералов; кроме того, содержится примесь тонкодисперсной пиритизированной органики, кальцита, сфена и биотита. По петрографическим признакам, в особенности по характеру вторичных минеральных новообразований, выделяются окремненные (в том

числе с биотитом, альбитом, адуляром и пятнистые), карбонатизированные, глинизированные (туфогенные аргиллиты) и пизолитовые туфы.

Пизолитовые туфы являют собой плотные прочные породы с мелкопизолитовой текстурой. Пизолиты очень мелкие, диаметром 0,5—5 мм, составляют до 80% объема породы. Сложены они темным зеленовато-серым вулканическим стеклом, в той или иной мере раскристаллизованным с образованием гребенчатых или сфероидальных агрегатов кварца и гидрослюды.

Грубообломочные породы в разрезе формации редки. Выше упомянутой прослой конглобрекции на 30—50% состоит из обломочного материала. Размеры обломков — 0,2—0,5 м и более, состав — разнообразные известняки и раковинный детрит. Среди песчаного и алевритового материала пород отмечены полевые шпаты (до 65%), большая часть которых замещена агрегатом гидрослюды, серицита и хлорита, кварц (до 60%), слюды (до 1,5%). Глинистая фракция представлена смесью гидрослюды и хлорита; возможно присутствие незначительных количеств монтмориллонита.

Среднее содержание карбонатов по разрезу формации (долина Овлячана) не более 20%. Представлены они в основном кальцитом. Карбонат присутствует в качестве примеси в кремнистых породах, в виде цемента — в алевролитах чугучанской свиты, а также слагает вещество раковин.

Основное породообразующее значение в составе формации принадлежит тонкоагрегатному кремнистому веществу и тонкокристаллическому кварцу, которые слагают основную массу кремнистых пород, постоянно присутствуют в том или ином количестве в цементе терригенных пород и образуют скелеты кремнистых организмов — губок и радиолярий.

Постседиментационные преобразования в кремнистых породах развиты слабо, наиболее интенсивно же и разнообразно проявились они в вулканокластических породах. Характер вторичных преобразований в них определялся исходным составом. Например, глинизации (хлоритизации и гидрослюдизации) подвергались основные и средние туфы. Вулканическое стекло было обогащено титаном, который, высвобождаясь при разложении стекла, в силу слабой миграционной способности отлагался на месте в виде сплошных выделений сфена или мельчайших иголочек рутила, пронизывающих основную массу глинизированных туфов. С разложением вулканического стекла среднего и основного состава связано развитие в вулканокластических и туфогенных породах новообразований стильпномелана и значительных масс пирита.

В туфах более кислого состава развивались окремнение и альбитизация. Здесь также произошло полное разложение вулканического стекла с образованием вторичного кварца и незначительных количеств тончайших чешуек гидрослюды и стильпномелана. Однако кроме перераспределения вещества здесь имел место привнос SiO_2 и K_2O , обусловивший высокое их содержание (74 и 9%), что нетипично для изверженных пород кислого и щелочного состава. Учитывая, что окремнение, альбитизация и адуляризация затронули те пласты пепловых туфов, которые протягиваются на очень большие расстояния и очень четко контактируют с вмещающими породами, мы приходим к выводу, что эти процессы в значительной мере связаны с деятельностью щелочно-кислых гидротерм, и механизм образования выдержанных пластов кремнистых пород, очевидно, аналогичен описанному С. И. Набоко (1963) для вторичных кварцитов в современных вулканических областях. Разложение вулканического стекла, как правило, сопровождалось растворением пепловых частиц и частичным или полным исчезновением пепловых структур. В некоторых прослоях туфов широко развита наложенная кальцитизация. К кальцитизированным участкам обычно

приурочены довольно крупные кристаллы новообразованного кварца и альбита.

В углистых алевролитах куранахской свиты широко развиты процессы вторичного окварцевания: гребенчатые агрегаты кварца обрастают выделения сидерита и кальцита. Локальными участками наблюдаются следы перекристаллизации цементирующей массы с образованием мозаичных агрегатов кварца, свободных от примесей органики, и укрупнением чешуек гидрослюда. Тонкоигольчатый рутил пронизывает всю цементирующую массу пород; в отдельных прослоях на локальных участках выполняет роль цемента аутигенный пирит.

В комплексе аллотигенных аксессуарных минералов в породах туфово-кремнистой формации (в разрезе по Овлачану) преобладают минералы, неустойчивые к химическому выветриванию: лейкоксен, апатит, ильменит, гранат. Среднее содержание циркона — 26%. Аутигенные минералы представлены пиритом и глауконитом. Повышенными концентрациями по сравнению с кларковыми (на 1—2 порядка) характеризуются Sr, Ba Co и Mo. Отношение Sr к Ba во всех типах пород, за исключением известняков, где оно равно 2,66, меньше единицы.

Условия образования и пространственные взаимоотношения. Образование туфово-кремнистой формации происходило на довольно большой глубине в морских депрессионных зонах куда не поступал обломочный материал. Об этом свидетельствуют тонкоотмученный состав осадков, тонкая горизонтальная слоистость, преобладание органо-гемогенных кремнистых и глинисто-кремнистых пород. Основная роль в составе формации принадлежит пепловому материалу и тонкоагрегатному кремнистому веществу. В настоящее время нет никаких данных о проявлениях раннекаменноугольного вулканизма в близлежащих районах: на срединных массивах вулканизм, в том числе и эксплозивный, прекратился еще в конце девона. Тогда же прекратились вулканические процессы в пределах Сибирской платформы и на ее южном обрамлении (Фрадкин, 1967; Масайтис, 1966). Неизвестны вулканогенные породы и в примыкающей к Сетте-Дабану Западно-Охотской геосинклинали, где, по данным В. И. Гольденберга и др., отложения фаменского яруса перекрыты породами среднего карбона (Чиков, 1970). В то же время, поскольку мощность вулканокластических пород очень быстро сокращается с удалением от центров извержения (Схиртладзе, 1958; Горшков, 1962; Дзоценидзе, 1969), 10—20-метровые прослои пепловых туфов визейских отложений Сетте-Дабана не могли отлагаться далеко от центров извержения, во всяком случае — далее 100 км.

О высокой сейсмичности Верхоянского бассейна в визейское время свидетельствуют широко развитые в ранневизейских образованиях Хараулаха и Сетте-Дабана оползни, обвалы, размывы, отложения суспензионных потоков. Нельзя считать случайным сочетание многочисленных следов высокой сейсмичности и мощных прослоев пепловых туфов. Эти явления, несомненно, обусловлены действием одного фактора, а именно, активным проявлением эксплозивного вулканизма в пределах самой геосинклинальной системы. Образования, аналогичные пятнистым пилзитовым туфам в основании визейского яруса Сетте-Дабана, Д. Карлисл (Carlisle, 1963) и И. В. Хворова (1966) отнесли к типу аквагенных гиалокластических туфов, образующихся при подводных эксплозиях, причем Д. Карлисл подчеркивал, что мелкие глобулы стекла, или витрофира, дают только сильные подводные эксплозии, менее сильные образуют подушечные брекчии.

Таким образом, в визейское время внутри геосинклинали, на восточной окраине Верхоянской антиклинальной зоны, существовала цепь действующих вулканов, откуда была занесена значительная часть пепла в соседние районы. С процессами внутригеосинклинального вулканизма тесно связаны и источники повышенного содержания кремне-

зема в бассейновых водах, что обусловило его хемогенную садку и широко распространение кремнистых организмов. Второй вероятный источник кремнезема — размыв континентальных кор выветривания — в визейское время практически не действовал (об этом речь шла при характеристике условий образования глинисто-спонголитовой формации).

Приведенные данные о составе петрофонда туфово-кремнистой формации определяют в общих чертах и характер вероятных пространственных ее взаимоотношений с формациями соседних структурно-формационных зон. В западном направлении, т. е. в сторону континента, очевидно, происходит замещение туфово-кремнистой формации формациями терригенными, в том числе грубооломочными. В восточном направлении отложения туфово-кремнистой формации сменяются, как мы полагаем, формациями вулканогенного ряда.

Полимиктовая песчано-алевритовая формация

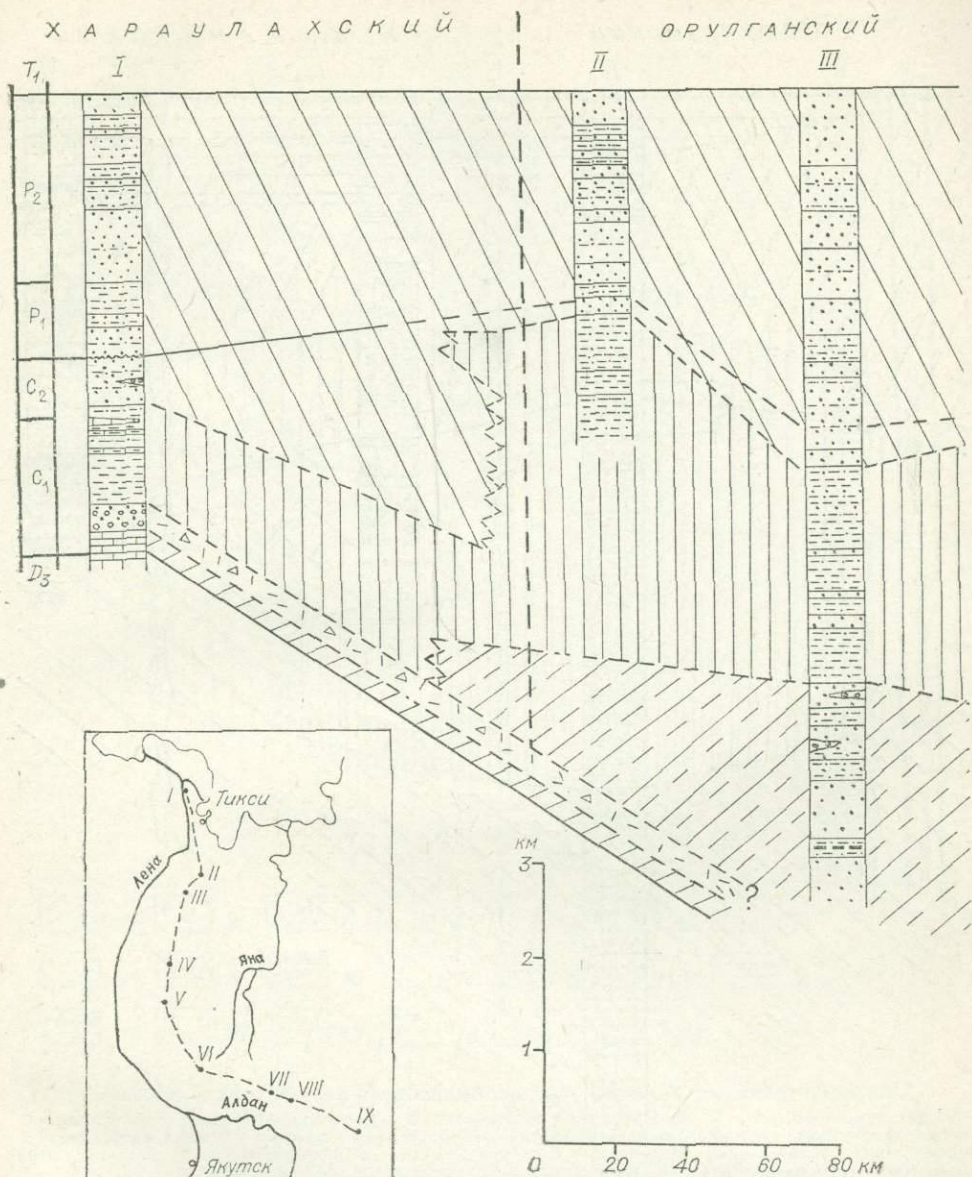
Распространение, объем, границы. Данная формация выделяется в основании верхнепалеозойских отложений, вскрывающихся в осевой зоне на юге Хараулахского антиклинория на мысе Косистом (южнее бухты Тикси). Сведения о составе и распространении формации приводятся по данным В. А. Виноградова. Своеобразие состава пород и положение в разрезе позволяют рассматривать их как самостоятельную формацию. Нижняя граница формации не вскрыта. Верхняя — литофациальная, резкая, выражена сменой песчаных образований формации углисто-глинистыми породами вышележащей хойтинской свиты.

Строение и вещественный состав. Формация представлена чередованием слабо метаморфизованных алевритовых и песчаных пород, слагающих существенно метаалевритовые и метапесчаные толщи. Соответственно в каждой из них метапесчаники образуют подчиненные прослои мощностью до 10 м, а алевритовые породы — 10—20 м. В строении формации отчетливо отмечаются два крупных ритма, нижние части которых представлены толщами метаалевролитов, а верхние — метапесчаников. Видимая мощность первого ритма достигает 2100 м, при этом на метаалевролиты приходится 1700 м, верхний ритм имеет мощность 1400 м, причем в нем преобладают метапесчаники (950 м). Видимая мощность формации 3500 м. Обломочный материал алевритопесчаных пород состоит из зерен кварца, полевых шпатов и кремней. Цементирующая масса представлена серицит-биотит-кварцевыми и биотит-карбонатными агрегатами.

Условия образования и пространственные взаимоотношения. Накопление осадков формации происходило в мелководно-морских условиях. Об этом свидетельствуют редкие остатки брахиопод и мшанок, обнаруженные в верхних песчаниковых слоях формации. Морской бассейн в это время интенсивно прогибался, что подтверждает огромная видимая мощность формации. Из-за ограниченности выходов пород формации на дневную поверхность и слабой их изученности о взаимоотношениях с другими формациями судить трудно. Можно предполагать, что ее нижние горизонты в какой-то степени являются латеральными аналогами визейско-намюрских формаций северной части Хараулаха, а на юге этого района — замещаются намюрскими отложениями Орулгана.

Олигомиктовая алеврито-песчаная формация

Распространение, объем, границы. Эта формация занимает осевую зону Орулганского антиклинория (см. рис. 9). Она охватывает верхнюю часть агакуканской свиты, былыкатскую свиту нижнего карбона и нижние горизонты среднего карбона (сетачанскую свиту). Нижняя граница формации вскрыта только на северо-западе Орулгана — вбли-



Начало рис. 10.

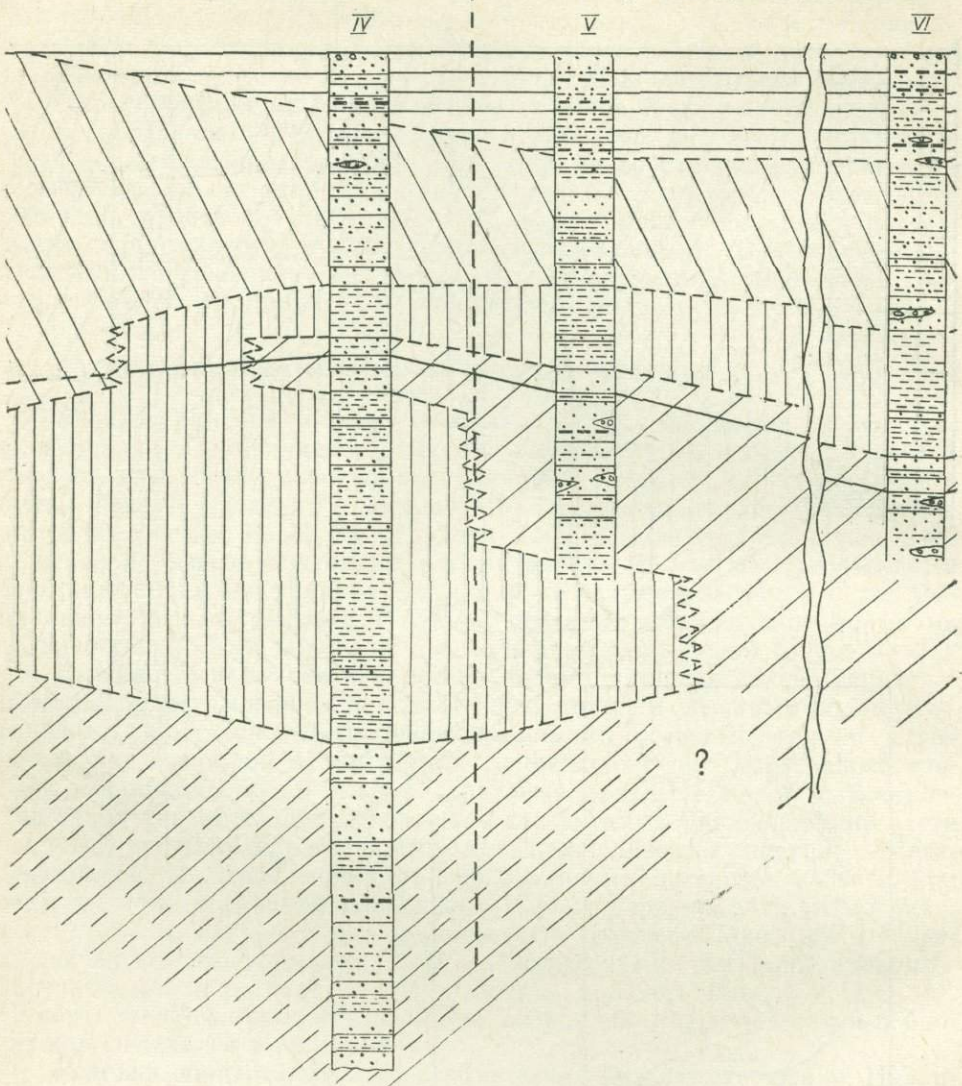
зи одноименного надвига на междуречье Атыркана и Джарджана (бассейн рч. Ага-Кукан), где базальные конгломераты формации мощностью более 110 м (Булгакова и др., 1969) трансгрессивно перекрывают турне-визейские известняки, и на правобережье рч. Юэл-Сиктях (по данным В. К. Дорофеева) — красноцветные средне-верхнедевонские породы артыганской свиты (в зоне контакта отмечаются базальные конгломераты из галек красноцветов). Верхняя граница формации литофациальная, резкая и соответствует смене песчаных, иногда с линзами гравелитов, пород верхней части сетачанской свиты на существенно алевроито-глинистые образования юпенчиковой свиты (рис. 10 и 11).

Строение. Формацию слагают сероцветные алевроито-песчанистые породы, содержащие в подчиненном количестве прослой, пласты, реже

АНТИКЛИНОРИИ

ОРУЛГАНСКИЙ

КУРАНАХСКИЙ



толщи полимиктовых конгломератов, аргиллитов, а также очень редкие пропластки и линзы каменного угля (мощность 0,2—0,5 м). Песчаники образуют пласты (20—40 м), а в северо-западной части Орулгана — толщи мощностью в первые сотни метров. Для большинства песчаников характерна косая слоистость. Алевриты преобладают в южной части Орулгана, где слагают отдельные толщи (до 100 м) и прослои (10—20 м) в ассоциации с песчаниками, а также с аргиллитами.

На северо-западе Орулгана формация сложена сравнительно однородной конгломератово-песчаниковой толщей. В центральной его части на междуречье Сынци и Джарджана, по данным Г. В. Труфанова, намечается отчетливая ритмичность «регрессивного» типа: внизу ритмы представлены аргиллитами и алевритами, в середине — алевритами, чередующимися с песчаниками, а сверху — преимущественно песчаниками мелко- и среднезернистыми. Мощность ритмов 350—450 м. Во вскрытой части разреза формации насчитывается 3—4 таких ритма. На юге Орулгана (междуречье Сынци и Собопола) ритмичность более

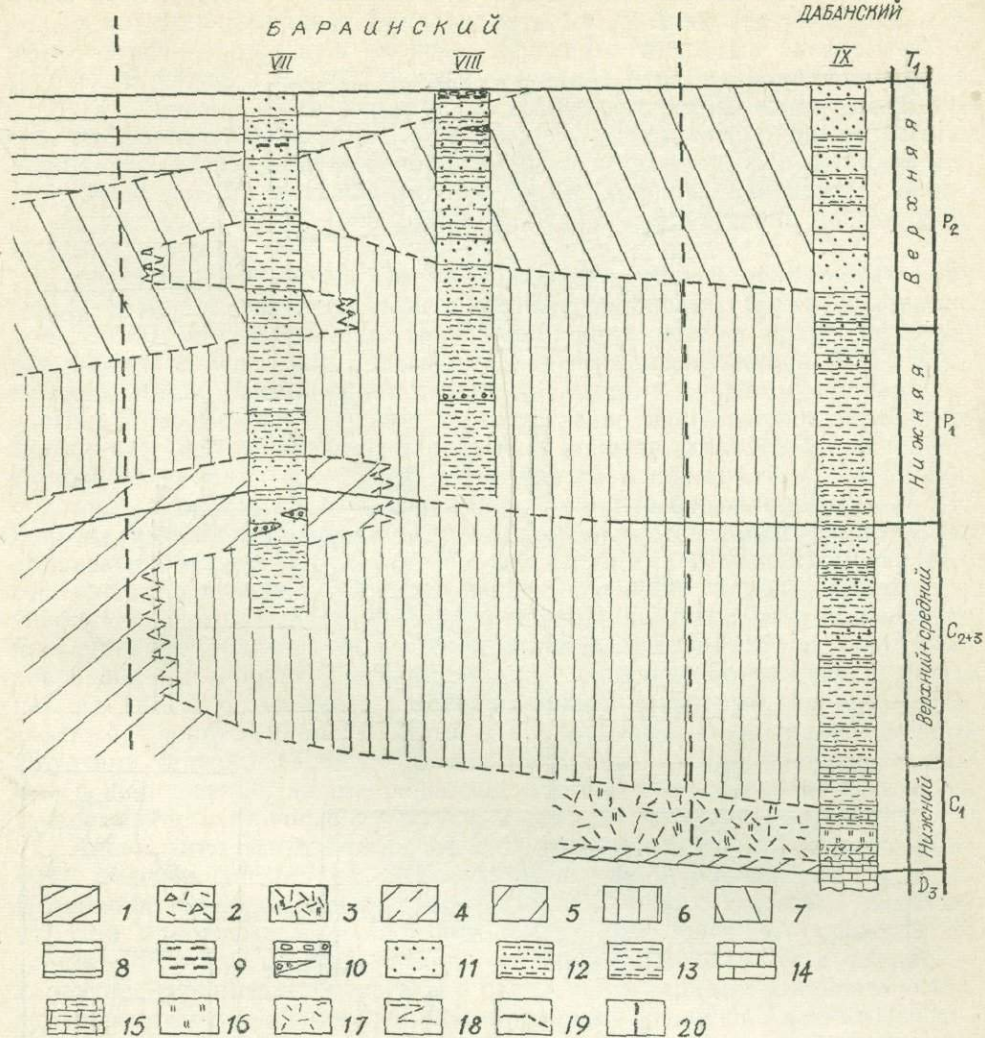


Рис. 10. Схематический продольный профиль формаций верхнего палеозоя.

Формации: 1 — кремнисто-карбонатная; 2 — терригенно-диамиктитовая; 3 — туфово-кремнистая; 4 — олигомиктовая алеврито-песчаная; 5 — олигомиктово-полимиктовая песчаная; 6 — известково-алеврито-глинистая; 7 — полимиктовая алеврито-песчаная; 8 — угленосная паралическая. Типы пород: 9 — угли; 10 — конгломераты; 11 — песчаники; 12 — алевролиты; 13 — аргиллиты; 14 — известняки; 15 — глинистые известняки; 16 — кремнистые породы; 17 — туфы. Границы: 18 — формаций; 19 — систем; 20 — антиклинориев. Схематические сводные разрезы: I — устье р. Лены, II — р. Саханджа, III — р. Джарджан, IV — р. Собопол, V — р. Дянушка, VI — Тумара, VII — р. Барая, VIII — р. Имвекан, XI — р. Менкюле (по материалам НИИГА, ВАГТ, ЯТГУ и др.).

крупная. Почти повсеместно прослеживается два крупных ритма. Нижний представлен средней и верхней подсвитами былыкатской свиты, а верхний — сетачанской свитой. Основание вскрытого разреза формации в бассейне р. Собопол (нижняя подсвита былыкатской свиты) представляет, вероятно, верхнюю часть еще одного ритма. Нижние горизонты ритмов состоят из толщ углистых аргиллитов и углисто-глинистых алевролитов, а верхние — из разнозернистых песчаников, чередующихся с подчиненными прослоями углисто-глинистых алевролитов. Мощность ритмов 1000—1200 м.

Нижним и средним частям крупных ритмов свойственна ритмичность более мелкого порядка, также имеющая «регрессивный» тип строения. Мощность таких ритмов составляет первые десятки метров. Для нижней части «былыкатского ритма» бассейна р. Собопол характерна

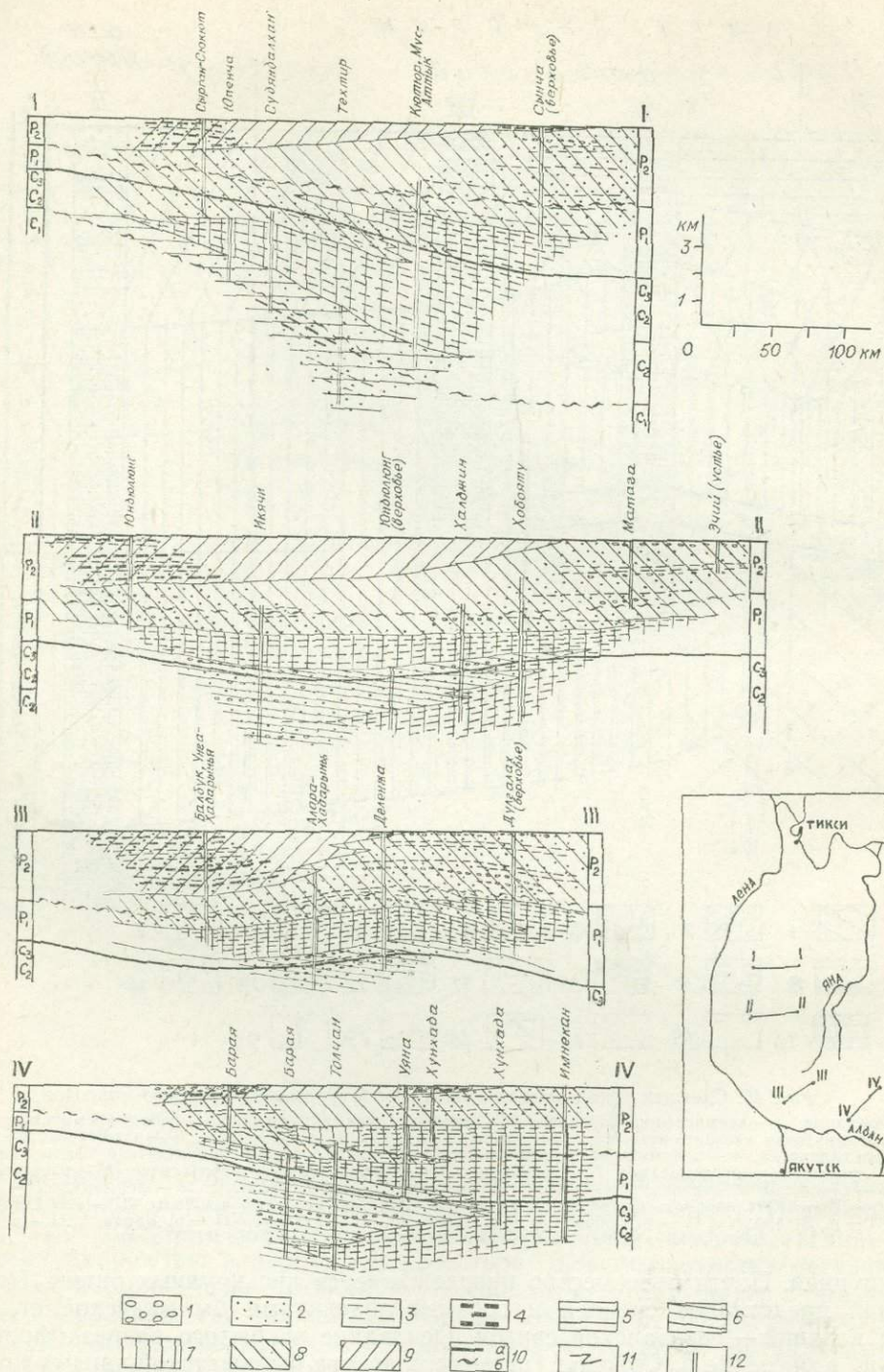


Рис. 11. Схематические поперечные профили формаций верхнего палеозоя.

Породы: 1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники; 3 — алевриты и аргиллиты; 4 — угли.
 Формации: 5 — олигомиктовая алеврито-песчаная; 6 — олигомиктово-полимиктовая песчаная; 7 — известковисто-алеврито-глинистая; 8 — полимиктовая алеврито-песчаная; 9 — угленосная паралическая.
 Границы: 10 — систем (а) и отделов (б); 11 — формаций. 12 — разрезы.

очень тонкая ритмичность углисто-глинисто-песчано-алевролитовых пород, в которых песчанистые алевролиты на поверхности выветривания имеют яркую оранжевую окраску, а углисто-глинистые алевролиты — черную. В связи с постепенностью перехода этих разновидностей друг в друга и линзовидным характером выделений песчанистых алевролитов, смешанные породы, по В. М. Сусову, имеют «зеброидный» облик. Мощности линзовидных прослоев 1—30 см. Мощность формации на севере Орулгана, на правобережье р. Джарджан, увеличивается с запада на восток с 300 до 1000—1200 м. На юге, в бассейне р. Собопол видимая мощность 2800 м.

Вещественный состав. По минеральному составу обломочных компонентов можно выделить олигомиктовые кварцевые, аркозово-кварцевые, собственно аркозовые, граувакково-аркозовые и полевошпатово-граувакковые песчаники (здесь и далее по классификации А. Г. Косовской, 1962). Преобладают первые два типа, которые по принадлежности к олигомиктовой группе соответственно и определяют названные формации. Олигомиктовые кварцевые и аркозово-кварцевые песчаники состоят из кварца (50—75%), плагиоклазов и калишпатов (20—30%), обломков кремней, кислых эффузивов, серицитовых сланцев (8—15%). В пределах развития формации наиболее зрелые песчаники характерны для северной части Орулгана. На юге Орулгана в нижних и верхних горизонтах формации распространены песчаные породы аркозового и грауваккового семейств наряду с преобладающими олигомиктовыми песчаниками. Полимиктовые песчаники содержат больше полевых шпатов и обломков пород. Песчаники имеют сложный по составу и типам цемент (до 10% объема): регенерационный кварцевый, порово-коррозионный, хлорито-гидрослюдистый и карбонатный. В центральной части Орулгана широко распространены рекристаллизационно-грануляционные и шиповидные, на северо-западе и юге — микростилолитовые и регенерационно-мозаичные структуры.

Алевролиты также относятся к олигомиктовой группе (кварца 70—80%; полевых шпатов до 30%; обломков кремней и сланцев до 5%). В верхних и нижних горизонтах формации на юге Орулгана имеются прослои аркозовых алевролитов. Цемент (до 30—40%) представлен углисто-глинистой массой, обычно перекристаллизованной в кварцево-хлоритово-серицитовые агрегаты с отдельными зернами стильпномелана и сгустковыми выделениями пиритизированной органики. Алевритовые породы междуречья Сыңчи и Джарджана преобразованы в филлитовидные сланцы и филлиты с лепидобластовой и порфиробластовой структурой и сланцеватой текстурой. На остальной площади развития формации алевролиты имеют нормальные кластогенные структуры и текстуры.

Наиболее грубообломочные породы встречаются в крайних западных и северо-западных районах распространения формации. Конгломераты бассейна рч. Арга-Кукан представлены хорошо окатанным валуно-галечным материалом, состоящим из гранитоидов, метаморфизованных песчаников и алевролитов, жильного кварца, силицитов (в том числе спонголитов), известняков и кварцитов. К востоку размер галек и насыщенность разреза пропластками и линзами конгломератов уменьшаются. По составу они олигомиктовые, кварцево-кремнистые. В южной части Орулгана конгломераты и гравелиты редки. В бассейне р. Собопол они состоят из мелких хорошо окатанных галек углисто-глинистых и слюдисто-кремнистых сланцев, песчаников, кварцитов, кремней, кварца, аплитов и гранитов. Цемент алевритово-песчаный.

Аргиллитам формации свойственна темно-серая и черная окраска, обусловленная примесью дисперсной органики, обычно пиритизированной. Основная масса аргиллитов представлена гидрослюдистыми и хлорито-серицитовыми агрегатами с рассеянной примесью углефицированного органического вещества и алевритовых зерен кварца, полевых

шпатов и слюда, составляющих до 20% объема породы. Уголь, представленный полуматовым антрацитом, известен в нижних горизонтах формации на севере Орулгана (р. Юэл-Сиктях) и на юге (бассейн р. Собопол).

В терригенных породах формации распространена ассоциация устойчивых к химическому выветриванию аксессуаров (данные Л. А. Мусалитина, 6 анализов, в процентах): циркон (30), турмалин (6), рутил (3), слюда (7), гранат (1,6), апатит (1,3), ильменит (1) и другие аксессуарии. Аутигенные тяжелые минералы представлены пиритом (34), марказитом ? (10), хлоритом.

По результатам нейтронно-активационного анализа песчаных (12 анализов) и глинисто-алевритовых (2 анализа) пород, среднее содержание Au равно соответственно 0,0056 и 0,0061 г/т. Результаты полукоричественного спектрального анализа терригенных пород нижних горизонтов формации в бассейне Собопола (данные Л. А. Мусалитина) свидетельствуют о повышенном по сравнению с кларковыми (Попов, 1963) содержании V и Co в песчаниках, Ni — в пелитовых породах. На кларковом уровне содержатся Ba и совсем не фиксируется (в пределах чувствительности) Sr.

Условия образования. Осадконакопление происходило на прибрежной заболоченной аккумулятивной равнине. На северо-западном фланге формации (правобережье р. Джарджан) накапливались фангломератовые валунно-галечные образования вблизи воздымающегося края Сибирской платформы (Далдынское поднятие), где разрушались осадочно-метаморфизованные и кислые изверженные породы среднего — нижнего протерозоя. Аналогичные образования, вероятно, отлагались южнее, на субмеридиональном приплатформенном отрезке Орулгана. Восточнее, в сводовой части Орулганского антиклинория происходило интенсивное накопление аллювиальных галечно-песчаных и углисто-алевритовых осадков. В зоне, приближенной к современному водоразделу, находились дельтовые торфяные болота, а также озера. К концу времени образования формации на территории восточного крыла антиклинория осадконакопление осуществлялось в прибрежно-морских условиях; здесь осаждались пески и алевриты. Морской бассейн, располагавшийся восточнее, имел нормальную соленость, о чем свидетельствуют населявшие его головоногие моллюски, брахиоподы и другие организмы, остатки которых известны в разновозрастных отложениях в пределах Хараулаха и Сетте-Дабана.

Ближайшая область сноса, по-видимому, размещалась в районе Оленекского и Далдынского поднятий восточного края Сибирской платформы, где разрушались богатые кварцем терригенные, кислые изверженные и метаморфические протерозойские образования. Значительная доля тонкозернистого материала приносилась равнинными реками с более удаленных территорий платформы, где эродировались терригенно-карбонатные породы кембрия и верхнего докембрия.

Климат во время образования формации был гумидным, о чем свидетельствует обилие остатков плауновых и папоротникообразных.

Пространственные взаимоотношения. В пределах Предверхоанского прогиба формация выклинивается в западном направлении, так как каменноугольные породы отсутствуют в Джарджанской и Жиганской скважинах. На восточном крыле и в периклинальных окончаниях Орулганского антиклинория породы формации погружаются под более молодые отложения, и о характере взаимоотношений ее с другими формациями в настоящее время судить трудно. Можно только предполагать, что северный фланг формации в пограничной погруженной зоне между Орулганским и Хараулахским антиклинориями соприкасается с южным флангом охарактеризованной выше полимиктовой песчано-алевритовой формации нижнего карбона Южного Хараулаха.

Олигомиктово-полимиктовая песчаная формация

Распространение, объем, границы. Рассматриваемая формация выделяется в Западном Верхоянье в объеме средне-верхнекаменноугольных и нижней части нижнепермских отложений. Нижняя граница формации не вскрыта, а верхняя — литофациальная, резкая, выдержанная — соответствует смене существенно песчаных пород кыгылтасской свиты алевроито-глинистыми перекрывающей ее эчийской. Породы формации распространены в сводовых зонах наиболее крупных антиклинальных складок Куранахского и Бараинского антиклинориев (см. рис. 10 и 11).

Строение. Формацию слагают сероцветные, реже зеленовато-серые песчаные породы, содержащие прослои и пачки аргиллитов и алевролитов. Песчаники образуют мощные толщи и пачки (до 100 м). Среди них преобладают мелко- и среднезернистые разновидности с косослоистой и однородной текстурой. Алевролитовые породы преобладают в нижних горизонтах формации на северо-востоке Западного Верхоянья. Они образуют слои и пачки мощностью до первых десятков метров. Формация повсеместно имеет ритмичное строение. На участках наиболее глубокого вскрытия среднекаменноугольных отложений (бассейн р. Дянышка и междуречье Тукулана и Бараи) в ней отчетливо фиксируется три ритма регрессивного типа, соответствующих (снизу вверх) имтанджинский, солончанской и кыгылтасской свитам. Мощность ритмов варьирует от 500 до 1000 м. Минимальной мощностью обладает верхний ритм.

В восточной части субширотного отрезка Западного Верхоянья нижняя часть первого ритма, аргиллито-алевролитовая по составу, представляет выклинивающийся горизонт известковисто-алевроито-глинистой формации, стратиграфически наиболее широко представленной в соседнем районе (Сетте-Дабан).

В средних горизонтах формации (солончанская свита) в бассейне р. Барая В. М. Сергиенко отметил отчетливую ритмичность «трансгрессивного» типа. Нижние части ритмов сложены разнозернистыми песчаниками, иногда с линзами и пропластками гравелитов и конгломератов полимиктового состава. Выше залегают алевролиты с прослоями песчаников. Ритмы заканчиваются алевролитами, иногда с прослоями аргиллитов. Мощность ритмов, число которых достигает десяти, 50—170 м.

В бассейне р. Дянышка (рч. Икячи) сравнительно мощные песчаные толщи (до 100—150 м) прослаиваются пачками аргиллитов и глинистых алевролитов, а также ритмопачками из этих пород. Ритмы здесь «регрессивного» типа: глинистые алевролиты вверх по ритмам постепенно сменяются тонким чередованием прослоев алевролитов и песчаников и заканчиваются пластами последних. Мощность таких ритмов 10—20 м. Нижние части ритмов содержат признаки озерно-лагунного генезиса: тонкую выдержанную горизонтальную пачечную слоистость, обилие послойного углефицированного растительного детрита, а иногда — скоплений остатков флоры хорошей сохранности. В середине ритмов алевролиты и песчаники имеют мелкую косо-волнистую слоистость, частые следы ползания илоедов и незначительную примесь органического детрита. Для вышележащих песчаников обычны внизу пологая косяя, реже волнистая слоистость, сверху — массивная, часто пятнистая макротекстура — следы интенсивной переработки илоедами и пескожилами; здесь же встречаются раковины груборебристых брахиопод (орулганий, спириферелл, продуктид) в виде небольших скоплений и одиночных экземпляров. Таким образом, «регрессивные» по гранулометрии пород ритмы имеют обратную, трансгрессивную фациальную направлен-

ность, так как в них по вертикали происходит постепенная смена озерно-лагунных фаций на прибрежно-морские мелководные.

В верхнем, регионально выдержанном ритме (кыгылтасская свита) отчетливо прослеживаются мелкие ритмы мощностью 75—100 м, которые имеют регрессивный фациальный профиль: внизу — глинисто-алевритовые мелководно-морские; сверху — алеврито-песчаные прибрежно-морские фации.

Видимая мощность формации 2500 м.

Вещественный состав. Песчаники представлены полимиктовой и олигомиктовой группами. Среди первой главенствуют аркозовые и граувакково-аркозовые типы (кварца 30—35%, полевых шпатов 40—50%, обломков кремней, кислых, и возможно, средних хлоритизированных эффузивов, кварцево-серицитовых сланцев и алевролитов до 30%). В ассоциации с последним типом в средних горизонтах формации (верхи солончанской свиты) распространены полевошпатово-граувакковые песчанки, в составе которых 30—40% приходится на обломки кремней, сланцев кислых и средних эффузивов. В верхних горизонтах формации распространены песчаники олигомиктовой группы, среди которой преобладает аркозово-кварцевая разновидность. Содержание кварца в них колеблется от 50 до 70%.

Песчаные породы имеют регенерационные, регенерационно-конформные, мозаичные и шиповидные структуры. Последние тяготеют к нижней части формации в Бараинском антиклинории. В результате эпи- и метагенетических преобразований цементирующая масса песчаников довольно разнообразна по составу. Преобладающими типами цемента являются пленочно-поровый хлорито-гидрослюдистый и регенерационный плагиоклазово-кварцевый. В песчаниках нижних горизонтов цемент серицитовый. В полимиктовых песчаниках широко распространен коррозийный кальцитовый цемент пойкилокластической структуры.

Алевритовые породы по вещественному составу близки к песчаникам. Среди алевролитов выделяются аркозовые, а в верхних горизонтах формации — аркозово-кварцевые. Обломочный материал в первых состоит из угловатых зерен полевых шпатов (45—50%), кварца (до 40%), кремней, кварцево-серицитовых сланцев (до 15%) и слюд (до 3%), во-вторых — кварца до 60%; цементирующая масса обычно порово-базального типа (10—40%). Она состоит из агрегатов гидрослюды, хлорита, хлопьевидных выделений изотропной органики, обычно пиритизированной, а также пойкилокластических выделений кальцита. В субширотной части Западного Верхоянья алевритовые породы формации изменены до филлитовидных сланцев, и цементирующая масса в них преобразована в агрегаты кварца, серицита и хлорита.

Грубообломочные породы в составе формации распространены повсеместно, но в незначительном количестве и преимущественно в средних и верхних горизонтах. В Куранахском антиклинории конгломераты и гравелиты образуют линзы, реже пропластки мощностью от 0,3 до 1,5 м среди песчаников. Они состоят из средней и мелкой хорошо окатанной гальки и гравия гранитоидов и их эффузивных аналогов, песчаников, алевролитов, кремней и кварцитов. В Бараинском антиклинории Н. А. Андрианов (1966) отметил до 14 пропластков конгломератов мощностью до 0,2 м. Они состоят из средних и крупных хорошо окатанных галек кварца, кремней, кислых эффузивов, слюдисто-кремнистых сланцев, гранитоидов, гнейсов, песчаников и алевролитов. Ассоциирующие с ними гравелиты образуют пласты мощностью до 10 м. В верхних горизонтах формации на юго-западном крыле Бараинского антиклинория появляются смешанные диамиктитовые образования, по данным В. Н. Андрианова, состоящие из глинисто-алевритовой основной массы, в которую погружены гравийные зерна и мелкая щебень, а также

хорошо окатанные разноразмерные гальки и валуны, в поперечнике достигающие 1,5 м. Грубообломочный материал представлен известняками, аргиллитами и алевролитами, а также кварцем и изверженными породами. Мощность прослоев описываемых пород 8—50 (?) м.

Глинистые породы, обычно ассоциирующие с алевролитами в нижних и верхних горизонтах формации, образуют прослои мощностью до 1—2 м. Аргиллиты (и филлитовидные сланцы в Бараинском антиклинории) имеют горизонтальную слоистость, часто скрытую, видимую лишь на выветриваемых поверхностях. Основная масса этих пород представлена мелкочешуйчатыми агрегатами гидрослюды (или серицита), хлорита и дисперсной пиритизированной органики. Большинство аргиллитов имеет примесь алевритовых зерен (20—30%), кварца, полевых шпатов и слюд. Глинистые породы в Бараинском антиклинории характеризуются кварцево-хлоритово-серицитовым составом, развитием лепидобластовых структур и сланцевых текстур.

Спорадически в верхних горизонтах формации (нижняя подсвита кыгылтасской свиты) в виде линзообразных невыдержанных прослоев встречаются известняки мощностью до 0,3 м. Они представлены органическими (криноидно-брахиоподовыми) разновидностями, содержащими значительную примесь обломочного алеврито-песчаного материала (до 40%). Кальцит образует крупнозернистые пойкилоподобные выделения, цементирующие зерна и обломки, а также слагает раковины брахиопод и членики криноидей. Второй разновидностью известняков являются глинисто-алееритистые, которые образуют внутри известковистых алевритовых пород линзы без четких ограничений мощностью до 1 м, содержание кальцита в них 50—60%.

В средних горизонтах формации изредка встречаются каменные угли. В Куранахском антиклинории в бассейне р. Дянышка они представлены линзообразными пропластками антрацитов мощностью 0,2—0,3 м. В Бараинском антиклинории, в бассейне р. Барая зафиксирован пропласток (5 см) графитизированного угля (Коссовская и др., 1960).

Для терригенных пород формации, по данным В. Д. Шутова (Коссовская и др., 1960) и А. В. Коробицына (1968), характерны следующие комплексы аллотигенных аксессуариев. В нижних ее горизонтах распространен устойчивый цирконово-турмалиновый комплекс. В средних и верхних горизонтах отмечаются две терригенно-минеральные провинции: в Бараинском антиклинории установлен эпидотово-цоизитово-гранатовый, а в Куранахском — апатитово-цирконово-рутиловый с лейкоксеном комплексы. В группу аутигенных минералов тяжелой фракции входят пирит, сидерит и новообразованные титанистые (анатаз и брукит).

Сведения о геохимической специализации пород формации довольно скудны. По данным полуколичественного спектрального анализа, для песчаных пород Куранахского антиклинория характерны повышенные на порядок по сравнению с кларковым (Попов, 1963) средние содержания (по 31 анализу) Mn, Sr, Co, Be (не всегда), Sg и Ba. Отношения Sg к Ba всегда меньше 1, что свидетельствует о прибрежно-морском генезисе песчаников. Для глинистых алевролитов и аргиллитов, средние, повышенные на порядок против кларка, концентрации характерны для Sr, Sg и Ba. Отношения Sg к Ba часто выше 1. Среднее содержание Au (определенное нейтронно-активационным методом) в формации составляет в песчаниках 0,0064 г/т (17 анализов), а в алевролитах и аргиллитах — 0,0038 г/т (6 анализов). Среднее содержание Sn (по трем количественным спектральным анализам) в песчаниках равно 0,0012%, что на два порядка выше кларка по В. И. Попову (1963), в глинистых алевролитах — близко к кларковому и равно 0,00075% (по двум анализам).

Условия образования. Фациальный состав формации определяют преобладающие прибрежно-морские фации, распространенные в ее северо-восточных выходах. Это гравийно-галечные пляжевые отложения, а также песчаные отложения пересыпей и кос; в юго-западных разрезах присутствуют прибрежно-континентальные фации. По вещественному составу, структурным и текстурным признакам пород и органическим остаткам среди них отмечаются фации торфяных болот, озер (угли, углистые алевролиты), речные и дельтовые (внутриформационные конгломераты и брекчии). В нижних и верхних горизонтах формации распространены и мелководно-морские фации — алевриты и глины зоны волнений и спокойной седиментации, содержащие остатки разнообразных брахиопод. Следовательно, данная формация — это сложно построенное ритмичное полифациальное тело, образовавшееся на внешней зоне мелководного шельфа, неоднократно переходившего в аккумулятивную равнину с континентальным осадконакоплением. Ритмичное строение отражает периодическое опускание области седиментации, сменявшееся компенсационным осадконакоплением.

Обилие растительных остатков в породах формации и присутствие каменных углей позволяют считать, что климат во время ее образования был гумидным.

Преимущественно полимиктовый песчаный состав формации и характер распределения грубообломочного материала, количество которого возрастает в сторону Сибирской платформы, свидетельствуют о близости источников сноса. В качестве таковых могли быть Якутское, Вилюйское (?) и Жиганское (Мунское) поднятия фундамента платформы, погребенные под пермско-мезозойским чехлом. Материнскими породами являлись осадочные, метаморфические и кислые изверженные докембрийские образования. Однако довольно большой объем формации и относительно малая площадь поднятий позволяют предполагать, что часть алеврито-песчаного материала поступала из горных сооружений, окаймлявших с юга Сибирскую платформу.

Пространственные взаимоотношения. В связи с относительно узкими выходами формации, дугообразно ориентированными в соответствии с простиранием складчатых структур Куранахского и Бараинского антиклинориев, о пространственном взаимоотношении ее с другими формациями можно судить только на флангах ее распространения. На юго-восточном окончании Бараинского антиклинория (правобережье р. Томпо) формация полностью выклинивается, ибо средне-верхнекаменноугольные отложения здесь становятся существенно аргиллито-алевролитовыми (Андреанов, 1966). Тенденция к выклиниванию формации в северо-восточном направлении отчетливо видна на севере Куранахского антиклинория. Имеющиеся данные о глубине фундамента и мощности осадочного мезозойского чехла в Предверхоанском краевом прогибе и на востоке Вилюйской синеклизы показывают, что формация в этих регионах тоже полностью выклинивается.

Известковисто-алеврито-глинистая формация

Распространение, объем, границы. Породы формации слагают крылья антиклинальной зоны и периклинальные замыкания антиклинориев. Стратиграфический объем формации — от нижнего карбона (намюрский ярус) до верхней перми (аналоги казанского яруса). Нижняя граница повсюду литофациальная резкая, выдержанная. Тем не менее на стыках структурно-фациальных зон она зигзагообразно переходит с одного стратиграфического уровня на другой. Так, в северной части Хараулаха эта граница располагается внизу тиксинской свиты (рубеж визейского и намюрского ярусов), а на юге — хоптинской (основание

среднего карбона). В пределах Орулгана нижняя граница повсюду лежит в основании юпенчинской свиты (средний карбон), а на большей части Западного Верхоянья — в основании эчийской свиты (нижняя пермь). В зоне сочленения Западного Верхоянья с Сетте-Дабаном (бассейн р. Томпо) эта граница вновь опускается в нижний карбон и в настоящее время не вскрыта. На севере Сетте-Дабана она совпадает с верхней границей чугучанской свиты (т. е. визейского яруса).

Верхняя граница формации также литофациальная, отчетливая, более или менее выдержанная и асинхронная. В северной части Хараулаха она совпадает с верхней границей тиксинской свиты (нижние горизонты башкирского яруса), а в южной — с таковой хоптинской свиты (граница карбона и перми). На северо-западе Орулгана верхняя граница формации приурочена к верхнему ограничению сиздерской свиты, а на юге — юпенчинской свиты (средний карбон). На восточном склоне Орулгана и на большей части Западного Верхоянья эта граница находится соответственно, вверху унгуохтахской и эчийской свит (нижняя пермь). На северо-восточном крыле Бараинского антиклинория и на севере Сетте-Дабана верхняя граница формации поднимается в верхнюю пермь (середина деленжинской свиты и верх менкеченской). В пределах Янской синклинальной зоны продолжение этой границы неизвестно, однако в связи с общей тенденцией к «омоложению» верхней границы формации в восточном направлении можно предполагать, что здесь она лежит в верхней перми. Алеврито-глинистый состав верхнепермской толщи Куларского горст-антиклинория подтверждает это предположение (Коробицин, 1971).

Строение. Формация сложена темноокрашенными аргиллитами, образующими мощные (100—200 м) толщи, реже пачки (до 50 м), и имеющими массивную и горизонтальную слоистую текстуру. Наряду с ними значительную долю формации составляют пачки и толщи глинистых мелкозернистых алевролитов мощностью до 200 м. В Хараулахе и Сетте-Дабане в нижней части формации попадают пласти и пачки мощностью 2—30 м органогенных и алеврито-глинистых известняков. Песчаные породы нижних и верхних горизонтов формации образуют прослой мощностью 1—2, реже 10 м. В Западном Верхоянье и Орулгане в нижних горизонтах формации распространены ритмы мощностью 50—150 м, в которых нижняя часть представлена аргиллитами, а верхняя — алевролитами, перекрытыми песчаниками. Подобного типа ритмы отмечены и в середине формации (южная часть восточного крыла Орулганского антиклинория). Менее отчетливая ритмичность проявляется в смене аргиллитовых пачек алевролитовыми; мощность таких ритмов самая различная — от десятков до первых сотен метров.

Мощность формации достигает максимума на востоке Орулгана и на северо-востоке Сетте-Дабана (4000—4500 м). На западе Хараулаха и Орулгана и в Западном Верхоянье ее мощность составляет 400—1200 м.

Вещественный состав. Глинистые породы являются основным формациеобразующим компонентом. Аргиллиты сложены углисто-хлоритово-гидрослюдистой основной массой, иногда содержащей примесь алевритовых зерен кварца, полевых шпатов и слюд до 30%. Количество дисперсного органического вещества в этих породах достигает 3% (Коссовская и др., 1960). Для глинистых образований обычно характерна хлорит-гидрослюдистая минеральная ассоциация, в которой больше всего гидрослюды. Глинистые породы, преобразованные в филлитовидные сланцы, размещаются в нижних горизонтах формации в центральной части Орулгана. Они сложены хлорит-мусковитовой ассоциацией. Магнезиально-железистый хлорит содержится в них в равном или меньшем по сравнению с мусковитом количестве. Оба этих минерала образуют мелкокристаллические выделения.

Алевролиты, являющиеся вторым по роли формациеобразующим компонентом, представлены мелкозернистыми глинистыми и известковистыми разновидностями. По составу обломочных зерен алевролиты преимущественно аркозовые и аркозово-кварцевые. Цементирующая масса (до 45%) — обычно базального, реже порово-базального типа — имеет углисто-хлоритово-гидрослюдистый состав. В нижних и средних горизонтах формации в алевролитах распространен коррозионный пойкилокластический и мелкозернистый кальцитовый цемент. Количество карбонатного цемента в этих породах 30—50%. Алевритовые породы нижних горизонтов формации в центральной части Орулгана преобразованы в филлитовидные антрацито-кварцево-хлоритово-серицитовые со стильпномеланом сланцы с лепидобластовой и порфиробластовой структурой.

Карбонатных пород в формации мало. Чаще всего это темно-серые алеврито-глинистые хемогенные и органогенные известняки. Наиболее типичны они для нижних горизонтов формации в Хараулахе и Сетте-Дабане, где они образуют пласты и пачки мощностью от 2 до 30 м. В центральной части Верхоянской антиклинальной зоны известняки слагают прослои и линзы мощностью 0,3—3 м среди алевролитов и аргиллитов. Известняки состоят из мелкозернистого кальцита с примесью агрегатов гидрослюды, дисперсной органики, алевритовых зерен кварца, полевых шпатов и слюды. Среди известняков обычны линзы органогенных брахиоподово-криноидных ракушняков, особенно в северной части Сетте-Дабана. Аналогичные линзы характерны также для юпенчинской свиты Орулгана и эчийской — Западного Верхоянья.

В описываемой формации среди аргиллитов и алевролитов широко распространены горизонты, цепочки, скопления и одиночные конкреции карбонатно-глинистого и глинисто-карбонатного состава, шарообразной, овалондной и цилиндрической формы (от 0,1 до 0,3 м в поперечнике). Большинство конкреций пиритизировано в ядерной части и по контракционным трещинам. Некоторые содержат остатки брахиопод, пелеципод, гониатитов и других организмов, служивших центрами коагуляции карбонатно-глинистого вещества. Пример состава конкреции из низов формации (в процентах): нерастворимый остаток — 66,44, CaO — 10,05, MgO — 2,16, Al₂O₃ — 0,9, Fe₂O₃ — 3,01, FeO — 3,96, MnO — 0,33, CO₂ — 12,2, H₂O — 0,15. Среди карбонатов отмечены кальцит, доломит и сидерит. Например, одна конкреция из эчийской свиты содержала нерастворимого остатка 65,71%, кальцита 15,35%, доломита 8,70%, сидерита 5,60%. Некоторые конкреции в верхних горизонтах формации на севере Хараулаха содержат 3,5—6,8% P₂O₅ (Тучков, 1966) при общем фоне 0,2—0,3% (Герасимов и др., 1969). Фосфатосодержащие конкреции встречены и в Западном Верхоянье.

Песчаные породы составляют незначительную долю формации. Среди них распространены аркозово-кварцевые и аркозовые разности. Аркозово-кварцевые песчаники (кварца 50—70, полевых шпатов 25—40, обломков кремней и кварцево-серицитовых сланцев до 10%) концентрируются в нижних горизонтах формации в Западном Верхоянье, а также в средней части на восточном крыле Орулганского антиклинория. Полимиктовость состава терригенных компонентов формации обусловлена преобладанием аркозовых песчаников (полевых шпатов 50—75%). Минеральный состав песчаников усложняется новообразованиями цемента, представленными хлоритово-гидрослюдистыми и серицитовыми выделениями.

По данным Л. А. Мусалитина (1970), среди алевролитов и аргиллитов в верхней части формаций в бассейне Тумары имеются прослойки туфов андезито-дацитов мощностью в первые десятки сантиметров. Туфы состоят из алевритовых зерен кварца, средних плагиоклазов и вулканического стекла и связующей массы — хлорита и лейкоксена.

По данным В. Д. Шутова (Коссовская и др., 1960), для Западного Верхоянья среди аллотигенных акцессориев типична ассоциация химически стойких минералов — рутил-турмалин-цирконовая с резким преобладанием лейкоксена (до 40% тяжелой фракции). Кроме того, отмечаются мусковит, хлорит, ильменит, апатит, а в бассейне р. Тумара А. В. Коробицын (1968) обнаружил также пироксены и амфиболы.

Количественным спектральным анализом в Западном Верхоянье было определено, что на кларковом уровне (Попов, 1963) содержатся Ti, Cr, V, Ni, Sr и Ba. На два порядка превышает кларк содержание Mn. Данные нейтронно-активационного анализа на Au показали заметное повышение концентрации его в Орулгане и пониженную в Западном Верхоянье (в г/т) соответственно: в песчаниках 0,0111 (8 анализов) и 0,0025 (4 анализа); в алевролитах и аргиллитах 0,0079 (13 анализов) и 0,0042 (9 анализов).

Условия образования. Выдержанный на огромной территории монофациальный известковисто-алеврито-глинистый состав формации свидетельствует о максимальной трансгрессии морского бассейна во время ее образования. Глинистые и известковистые илы содержали большое количество органического вещества. Воды морского бассейна имели нормальную соленость; в нем обитали разнообразные морские организмы, в том числе аммоноидеи. В области распространения формации существовало относительно глубоководное, открытое на северо-восток шельфовое море. Тонкозернистый и преимущественно глинистый состав пород позволяет считать, что при ее накоплении область питания находилась на значительном удалении в пределах Сибирской платформы и прилегающей с юго-востока территории. Климат во время образования формации был гумидным, что подтверждается большим количеством дисперсной органики в породах, а также обильной наземной растительностью при накоплении синхронной олигомиктово-полимиктовой песчаной формации.

Область осадконакопления формации интенсивно опускалась, так как скорость осадконакопления была довольно высокой, составляя 0,10—0,15 мм/год. Наиболее длительное время эти условия сохранялись в пределах восточного склона Орулгана и северной части Сетте-Дабана. На территории Хараулаха, западного склона Орулгана и в Западном Верхоянье интенсивное опускание было менее продолжительным. Граница раздела областей с различной продолжительностью интенсивного опускания проходит по восточному склону Орулгана, современному водоразделу Западного Верхоянья и северо-восточному склону Сетте-Дабана. Эта граница, по-видимому, соответствует серии глубинных разломов в пределах первоначально заложенного геосинклинального прогиба. Опускание приплатформенной части прогиба носило блоковый характер. Блоки разделялись поперечными глубинными разломами, что подтверждается различным возрастом формации в пределах Хараулаха, Орулгана и Западного Верхоянья.

Пространственные взаимоотношения. Формация представляет собой довольно сложное тело, залегающее на различных по возрасту формациях: в Хараулахе — на терригенно-диамиктитовой и полимиктовой песчано-глинистой, в Орулгане — на олигомиктовой алеврито-песчаной, в Западном Верхоянье — на олигомиктово-полимиктовой песчаной, в северной части Сетте-Дабана — на туфово-кремнистой. Тем самым с севера на юг вдоль антиклинальной зоны происходит «омолаживание» известковисто-алеврито-глинистой формации, причем скачкообразно в пограничных зонах отдельных блоков. Судя по литолого-палеогеографическим построениям (Атлас, 1969; Коробицын, 1970), формация выклинивается в пределах субмеридионального и субширотного отрезков Предверхоянского краевого прогиба, и, вероятно, языкообразно заходит на восточную окраину Вилюйской синеклизы (в районы Линден-

ской и Лунгхинской впадин). В восточном и северо-восточном направлениях отмечается увеличение мощности и дальнейшее «омоложение» верхней границы формации. Характер взаимоотношения с другими формациями в пределах Янской синклиналильной зоны неизвестен.

Полимиктовая алеврито-песчаная формация

Распространение, объем, границы. Областью преимущественного развития формации является восточное крыло Верхоянской антиклинальной зоны, где формация объединяет ниже- и верхнепермские отложения (см. рис. 10 и 11). Своим краем она заходит и на западное крыло зоны, где охватывает отложения от среднего карбона до нижней перми включительно. Этот комплекс пород в пределах Западного Верхоянья ранее выделялся А. В. Вихертом (1960) и В. Д. Шутовым (Косовская и др., 1960) в качестве флишоидной формации.

Нижняя граница формации отчетливая литофациальная. В различных структурных зонах она находится на разных стратиграфических уровнях, которые были указаны при рассмотрении верхней границы известковисто-алеврито-глинистой формации. На северо-восточном крыле Сибирской платформы, в районе ее Туора-Сисского выступа формация трансгрессивно перекрывает нижнепалеозойские карбонатные отложения (Грамберг и др., 1961; Калинин, 1959), на Орулганском отрезке Предверхоянского краевого прогиба (Джарджанская скважина) — метаморфические и изверженные породы нижнего протерозоя.

Верхняя граница формации резкая литофациальная, выдержанная, совпадающая с границей перми и триаса. В переходной области от Верхоянской антиклинальной зоны к Вилюйской синеклизе она условно проводится по появлению в разрезе каменного угля — чаще всего это верхняя граница нижней перми, что для Западного Верхоянья примерно соответствует середине тумаринской свиты.

Строение. Преобладающие в формации сероцветные алеврито-песчаные породы образуют довольно мощные пласты (до 50 м), а кроме того участвуют в сложении пачек переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников. В макрооблике формации почти повсеместно выражена отчетливая ритмичность. На Орулгане и Западном Верхоянье крупные ритмы (в объеме свит; мощность 500—1000 м) характеризуются «регрессивным» типом: нижние части представлены существенно аргиллито-алевритовыми толщами, верхние — алевролитопесчаниковыми.

Наиболее широко распространен самый верхний ритм, соответствующий дулгалахской свите. Он прослеживается в южной половине Орулгана и в Западном Верхоянье. Средний и нижний ритмы (деленжинский и тумаринский) более или менее четко выражены лишь в Западном Верхоянье. Ритмичность меньшего масштаба (100—300 м) характерна почти для всей формации. Ритмичность с мощностями в 20—50 м развита в нижних горизонтах формации на восточном крыле антиклинальной зоны. В Западном Верхоянье в нижней половине формации отмечаются пачки мощностью до 50 м флишоидного строения, представленные чередованием алевролитов и мелкозернистых песчаников мощностью 0,1—0,2 м. Границы наслоения литологически резкие, в связи с чем тип двучленного ритма установить трудно. Однако в таких пачках намечается сложная ритмичность, проявляющаяся в скачкообразном увеличении мощности песчаных слоев снизу вверх. Мощность этих ритмов не превышает 5 м.

Мощность формации на восточном склоне Орулгана составляет 3000—3500 м. К северу и югу она сокращается до 1500—2500 м, а на западных склонах Орулгана и Западного Верхоянья — до 1000 м и менее.

Вещественный состав. Помимо сероцветных в верхних горизонтах формации встречаются песчаники, окрашенные в зеленоватые тона.

Среди песчаников преобладают мелко- и среднезернистые разновидности. По вещественному составу эти породы относятся к полимиктовой группе. В средних горизонтах формации на восточном крыле Верхоянской антиклинальной зоны и на западном склоне Орулгана отмечаются прослои песчаников олигомиктовой группы (аркозово-кварцевая ассоциация). Среди полимиктовых песчаников наибольшим распространением пользуются аркозовые, и только в верхних горизонтах формации в пределах Орулгана и Западного Верхоянья они имеют граувакковый состав.

В аркозовом семействе граувакково-аркозовый петротип распространен по всей формации, преобладая на нескольких уровнях в нижней и средней частях. Обломочный материал хорошей сортировки и плохой, реже хорошей окатанности, состоит из зерен кварца (35—45%), кислых плагиоклазов и калишпатов (30—55%), обломков кислых, щелочных и основных (?) эффузивов, кремней и кремнисто-серицитовых сланцев и фтанитов (10—25%). Ассоциирующие с ними собственно аркозовые песчаники содержат не более 10% обломков этих пород. Аркозово-кварцевые песчаники средних горизонтов формации состоят из кварца (50—55%), полевых шпатов (35—40%) и обломков эффузивов, кремнистых пород и сланцев (5—15%).

Песчаники граувакковой ассоциации верхних горизонтов формации (верхняя подсвета дулгалахской свиты) представлены полевошпатово-граувакковым петротипом. В них примерно в равном количестве (от 20 до 40%) содержатся кварц, полевые шпаты и обломки пород — основной массы кислых эффузивов или раскристаллизованных туфов (?), щелочных, средних и основных (?) эффузивов, кремней и сланцев. Собственно граувакковые песчаники довольно редки, но почти постоянно появляются в средней части ассоциации. Количество обломков эффузивных пород в них достигает 60%. В верхах граувакковой ассоциации на юге Орулгана и в Западном Верхоянье отмечается горизонт песчаников олигомиктового кварцевого состава (кварца до 75%), сочетающиеся с конгломератами с повышенным содержанием галек кварца.

Цемент песчаных пород разнообразен по типам и составу. Количество его достигает 15%. Наиболее распространены пленочно-поровый хлорито-гидрослюдистый (конформные структуры), коррозионный сидеритовый (пойкилокластические, а иногда порфириформные структуры) и регенерационный плагиоклазово-кварцевый (регенерационно-мозаичные структуры). Первый и второй типы характерны для полимиктовых песчаников, а последний — для аркозово-кварцевых. Структурные преобразования и минеральные парагенезисы цемента позволяют установить вторичные изменения позднего катагенеза.

Алевритовые породы распространены по всей формации. Их отличает темноцветная (до черной) окраска за счет примеси дисперсного органического вещества. Обломочный материал представлен угловатыми зернами кварца и полевых шпатов (по 35—50%), обломками кремней, основной массы кислых эффузивов и сланцев (до 15%), в связи с чем эти породы относятся к аркозовому семейству. Цемент (до 40%) обычно порово-базального типа и хлорито-гидрослюдистого состава, с дисперсной пиритизированной органикой, а также коррозионный известковистый и сидеритовый.

Глинистые породы в составе формации обычно ассоциируют с алевритами. Основная масса аргиллитов состоит из хлорито-гидрослюдистых агрегатов и хлопьевидных выделений изотропной органики. Терригенная примесь (до 20%) представлена алевритовыми зернами кварца, плагиоклазов и чешуек слюды.

Грубообломочные образования составляют незначительную долю формации. Наиболее часто они встречаются среди песчаных пород верхних горизонтов формации в Западном Верхоянье и на юге Орулгана.

Меньшее распространение они имеют в средней и нижней частях формации (междуречье Тумары и Эчия). Конгломераты обычно образуют невыдержанные маломощные линзы (до 0,5 м), реже — пропластки (до 2 м; субширотная часть Западного Верхоянья — бассейн р. Барая). Обломочный материал конгломератов представлен хорошо окатанными, главным образом средними гальками, состоящими из кварцевых порфиров, альбитофиров, кислых туфов и туфолов, порфириров, ортофиоров (верхние горизонты формации), гранитов, гранит-порфиров, плагиогранитов, аплитов, кварцитов, кварцево-хлоритовых сланцев, кварцевых и полимиктовых песчаников, кремнистых образований, алевролитов, молочно-белого кварца (верхние горизонты формации, р. Барая), количество которого местами достигает 60%. В Хараулахе гальки состоят из кислых эффузивов, кремней, доломитов, известняков и песчаников. Цементирующая масса конгломератов (до 40%) представлена алеврито-песчаным материалом. Среди алевритовых пород верхних горизонтов формации в Западном Верхоянье В. Н. Андрианов (1966) отметил прослой, содержащие рассеянные гальки, гравийные и щебеночные обломки терригенных и карбонатных пород, гранитов, альбитофиров, кислых туфов.

Для формации характерны внутрiformационные конгломераты и конглобрекции. Первые обычно приурочены к поверхностям наслоения песчаников, имеют незначительную мощность (до 0,1 м), широко распространены по простиранию и сравнительно узко — вкрест простирания. Обломки обычно представлены хорошо окатанными средними и крупными лепешковидными гальками темно-серых аргиллитов и глинистых алевролитов, сцементированных светло-серым песчаным материалом. Конглобрекции встречаются реже, обычно ассоциируют с наиболее мощными среднезернистыми песчаными пачками, содержащими скопления и «завалы» минерализованных стволов деревьев, и представлены угловатыми обломками размером до 0,3 м темно-серых глинистых алевролитов, иногда с отчетливой пачечной горизонтальной слоистостью. Ориентировка удлиненных обломков субпараллельна общему наслению. Эти образования имеют мощность 1—3 м и эрозионный нижний контакт и быстро выклиниваются по восстанию вмещающих песчаников.

Карбонатные образования составляют незначительную долю формации. Они представлены линзами органогенно-детритовых или глинистых известняков и конкрециями. Первые очень редко встречаются в нижних горизонтах формации и состоят из разбитых раковин пелеципод, сцементированных песчано-кальциевым материалом. Глинистые известняки слагают линзы неправильной формы среди алеврито-глинистых пород верхних горизонтов формации. Они состоят из крупнозернистого кальцита с примесью глинистого материала (до 20%). Для них типична текстура «конус в конус». Конкреционные образования залегают в нижней и верхней частях формации среди алевролитов и состоят из мелко- и крупнозернистого сидерита и доломита (?) с примесью алеврито-глинистого материала.

Ничтожную роль в породах формации играют продукты вулканизма. Туфы кислого состава мощностью до 1 м известны в ее верхней части в разрезе по р. Западная Градыга (Коссовская и др., 1960). Прослойки кислых туфов в средних горизонтах формации отмечаются в бассейнах рек Тумара и Восточная Хандыга. На севере западного склона Орулгана прослой туфогенных песчаников в верхней части формации были обнаружены А. Н. Наумовым.

Акцессорные аллотигенные минералы терригенных пород формации образуют несколько ассоциаций. А. Г. Коссовская и др. (1960) и А. В. Коробицын (1968) в нижней части формации в Западном Верхоянье установили лейкоксен-циркон-турмалин-апатит-рутиловую, в верхней —

гранат-циркон-ильменит-пироксеновую ассоциации. Для юга Орулгана, по данным Л. А. Мусалитина, характерна циркон-апатитовая с гранатом, а для севера, по материалам А. Н. Наумова, — циркон-лейкоксен-гранат-пироксеновая ассоциации.

Спектральным количественным анализом в осадочных породах формации Западного Верхоянья отмечено близкое к кларковому (Попов, 1963) содержание Ti и Cr. В 2—3 раза выше кларка содержание V и в 10—20 раз — Mn. Резких различий в содержании этих элементов по типам пород не наблюдается, однако для первых трех характерно понижение среднего содержания в ряду песчаник — алевролит — аргиллит. Для аргиллитов характерно повышенное содержание Mn, а для алевролитов — Ni (табл. 3). По данным нейтронно-активационного анализа,

Таблица 3

Среднее содержание некоторых элементов
в породах формации, %

Порода	Ti	Mn	Cr	V	Ni	Количество анализов
Песчаник	0,44	0,101	0,0086	0,0079	0,0043	22
Алевролит	0,42	0,099	0,0069	0,0078	0,0050	14
Аргиллит	0,33	0,139	0,0056	0,0067	0,0048	9

в Орулгане и Западном Верхоянье в довольно высоких концентрациях содержится Au — более высоких в песчаниках (0,0114 г/т, 12 анализов), чем в алевролитах и аргиллитах (0,0091 г/т, 7 анализов).

Условия образования. На основании изучения вещественного состава, структурных и текстурных особенностей пород и заключенных в них органических остатков в формации установлены прибрежно-морские (фации пляжа, пересыпей, кос и др.) и мелководно-морские (зона волнений шельфа) образования. Наряду с ними незначительно развиты прибрежно-континентальные отложения (озерно-лагунные и дельтовые). Условия осадконакопления во времени неоднократно изменялись, что находит отражение в ритмичности формации.

Большие площади распространения, значительная мощность и ритмичное строение формации свидетельствуют о близких геотектонических условиях в разных местах седиментационной области в течение длительного времени. Ритмичность «регрессионного» типа разных порядков была вызвана, по-видимому, пульсацией скорости опускания мелководной шельфовой области седиментации при обильном количестве поступающего обломочного материала. Увеличение скорости опускания вызвало обширные трансгрессии бассейна и отложение тонкозернистых осадков, которые в дальнейшем при замедлении опускания сменялись крупнозернистыми. Наличие внутриформационных конгломератов и конглобрекчий свидетельствует о размывах и перерывах в осадконакоплении и в местах локальных поднятий. Как показывают литолого-палеогеографические построения (Коробицын, 1970), в поздней перми в центральной части Верхоянской антиклинальной зоны (Куранахский антиклинорий) существовало конседиментационное поднятие, где отмечаются сокращенные мощности отложений, следы внутриформационных размывов и подводно-оползневые образования. Это поднятие являлось пограничной зоной между данной и латерально сменяющей ее угленосной паралической формациями. Постепенная смена прибрежно-морских отложений мелководно-морскими в северо-восточном направлении говорит о том, что основная масса обломочного материала поступала в Верхоянский бассейн с юго-запада, со стороны Сибирской платформы. Грубообломочные отложения Западного Верхоянья свидетельствуют

о близких источниках сноса. В качестве таковых были Якутское и, возможно, Мунское погребенные поднятия фундамента платформы.

Однако Сибирская платформа не могла поставить весь объем алеврито-песчаного материала, так как ее допозднепалеозойский осадочный чехол был сложен преимущественно карбонатными породами, а площадь размыва докембрийских образований была незначительной. Следует учитывать также, что в Тунгусской и Вилюйской синеклизах в пермский период тоже происходило терригенное осадконакопление. В связи с этим наиболее вероятно, что значительная часть обломочного материала поступала из горных районов, ограничивающих с юга Сибирскую платформу и сложенных докембрийскими осадочно-метаморфическими и изверженными породами. Этот материал через Вилюйскую синеклизу транспортировался в Верхоянский бассейн и равномерно распределялся вдоль его побережья.

Климатические условия во время образования формации в целом сохранились прежними. Климат был гумидным, умеренно-холодным, что подтверждается обильной примесью обугленного растительного детрита, наличием годичных колец в обломках стволов окаменевших деревьев.

Пространственные взаимоотношения. Полимиктовая алеврито-песчаная формация образует крупное, удлиненное по простиранию антиклинальной зоны линзовидное тело, выклинивающееся в пределах Предверхоянского краевого прогиба. В восточном и северо-восточном направлениях формация погружается под триасовые отложения и, видимо, тоже выклинивается, поскольку в нижнем течении р. Яны (Кулар) верхнепермские отложения представлены алевролитом-аргиллитовой толщей, вероятно, входящей в состав описанной выше известковисто-алеврорито-глинистой формации. На западных склонах Орулгана и Западного Верхоянья формация постепенно переходит по латерали в угленосную паралитическую. На большей части территории распространения формация согласно перекрывается сероцветной полимиктовой формацией нижнего триаса.

Угленосная паралическая формация

Распространение, объем, границы. Данная формация преимущественно распространена на западных склонах Орулгана и Западного Верхоянья, где охватывает верхнепермские отложения. На внутреннем крыле Предверхоянского краевого прогиба и восточной окраине Вилюйской синеклизы формация, вероятно, имеет более широкий возрастной диапазон. По своему объему она соответствует установленной А. В. Вихертом (1960) и другими исследователями угленосной формации. Нижняя ее граница проводится по появлению в разрезе первых пропластков каменного угля. На западных склонах Орулгана и Западного Верхоянья она примерно совпадает с основанием верхней перми. Во внутренней зоне прогиба эта граница, возможно, имеет резкий трансгрессивный характер, поскольку пермские отложения отсутствуют на субмеридиональном и субширотном отрезках внешнего крыла прогиба, прилегающего к Жиганскому и Якутскому поднятиям платформы. Верхняя граница формации литофаональная, резкая, соответствует верхней границе перми. Выше согласно залегают нижнетриасовые отложения, литологически и фациально отличающиеся от пермских.

Строение. Угленосная формация сложена алеврито-песчаными породами, в меньшей мере углистыми алевролитами и каменными углями. В зонах выклинивания и сокращения мощности (северная часть западного склона Орулгана, восточная окраина Вилюйской синеклизы и юго-западный склон субширотного отрезка Западного Верхоянья) формация состоит из пачек песчаников мощностью до 40 м, чередующихся с

углистыми алевролитами, иногда содержащими тонкие пропластки каменного угля.

На юго-западном крыле Куранахского антиклинория, примыкающего к Вилюйской синеклизе, в формации хорошо видно два ритма. В нижних частях они песчано-алевритовые, а в верхних, более мощных — алевролитопесчаниковые с каменным углем. Мощности ритмов 800—900 м. Ритмичность мелкого порядка (20—30 м) распространена в нижних горизонтах формации и в верхних частях крупных ритмов. Среди мелких ритмов отмечаются прямые и обратные по строению типы. В первом типе в основании залегают пачки песчаников, внизу часто с конгломератами, выше по разрезу переходящие в углистые алевролиты, которые перекрываются пластом каменного угля. В основаниях ритмов обратного типа залегают аргиллиты и глинисто-песчаные алевролиты, вверх переходящие в песчаники. Ритмичность иногда нарушается существенно песчаниковыми и алевролитовыми пачками.

Максимальную мощность (2500 м) формация имеет на юго-западном крыле Куранахского антиклинория. К северу и юго-востоку мощность сокращается до 1000—500 м. Вскрытая мощность формации на Средне-Вилюйской площади Вилюйской синеклизы около 800 м.

Вещественный состав. Каменный уголь слагает линзообразные пропластки (0,2—0,5 м) и в верхних горизонтах формаций — выдержанные пласты (1—2 м). Количество пластов и их мощность увеличивается снизу вверх по разрезу формации. В зоне максимального развития формации (на юго-западном крыле Куранахского антиклинория) отмечено три угленосных горизонта, разделенных двумя безугольными. Угли относятся к тощим, полуантрацитам и антрацитам и имеют высокую теплопроводную способность (Лубяновский, 1966).

Угленосные отложения представлены серо-, реже зеленоцветными песчаниками, темно-серыми алевролитами, черными аргиллитами, включающими редкие линзы внутрiformационных и полимиктовых конгломератов и еще более редкие линзы глинистых известняков.

Песчаники, являющиеся основными породами формации, обычно мелко- и среднезернистые. По вещественному составу среди них преобладает полимиктовая группа. Аркозово-кварцевый петропип олигомиктовой группы присущ средним горизонтам формации (верхняя часть деленжинской свиты) и отмечается в виде горизонта близ ее кровли. Среди полимиктовых песчаников преобладает граувакково-аркозовый тип, который распространен по всей формации. Эти песчаники состоят из обломков кварца (35—45%), полевых шпатов (30—55%), а также основной массы кислых и средних эффузивов, кремней, реже сланцев (10—25%). Верхние горизонты формации (дулгалахская свита) сложены песчаниками грауваккового семейства (ассоциации), среди которого преобладает полевошпатово-граувакковый тип, содержащий по 50% обломков основной массы кислых эффузивов и туфов (?), а также средних и основных (?) эффузивов, кремней и сланцев. Аркозово-кварцевые песчаники верхних слоев формации состоят из зерен кварца (50—60%), полевых шпатов (30—40%), обломков кислых эффузивов и кремней (5—15%).

Цемент песчаников (5—20%) обычно пленочно-поровый хлоритово-гидрослюдистый (конформные структуры), коррозионный кальцитовый и сидеритовый (пойкилокластические структуры), а также регенерационный полевошпатово-кварцевый (регенерационно-мозаичные структуры), характерный для аркозово-кварцевых песчаников (первые два — для остальных петротипов).

Алевритовые породы распространены по всей формации и представлены углисто-песчано-глинистыми мелкозернистыми разностями. По составу обломочных зерен они относятся к аркозовому семейству (кварца и полевых шпатов по 40—50%, обломков кремней и кислых

эффузивов до 15%). Цемент их порово-базальный углисто-хлоритово-гидрослюдистый, а также коррозионный кальцитовый. Глинистые породы, обычно образующие прослой в алевролитах, сложены хлоритово-гидрослюдистой основной массой со сгустковыми выделениями дисперсной углефицированной органики и примесью алевритовых зерен кварца, полевых шпатов и слюды.

Грубообломочные породы встречаются в средних горизонтах на междуречье Юндюлюнга и Тумары в виде редких линз (до 0,3 м) мелко- и среднегалечных полимиктовых конгломератов, залегающих в основании, реже вверху песчаных пластов. Галечный материал хорошо окатан, состоит из кремнистых пород, кислых эффузивов, песчаников, кварца и др. Несколько чаще попадаются внутрiformационные конгломераты. Они имеют малую мощность (до 0,1 м), состоят из лепешковидных алевритовых галек средних размеров, сцементированных песчаным материалом. В пачках песчаников иногда встречаются линзы внутрiformационных конгломераций, состоящих из крупных обломков и слабо окатанных галек алевритов и аргиллитов.

В верхней половине формации в ассоциации с алевролитами с известковым цементом очень редко встречаются карбонатные породы — линзы (до 0,2) глинистых известняков с текстурой «конус в конус».

Акцессорные аллотигенные минералы терригенных пород формации представлены гранатово-лейкоксеново-ильменитово-цирконовой ассоциацией (Косовская и др., 1960; Коробицын, 1968). Среди аутигенных минералов тяжелой фракции больше всего пирита и сидерита.

Условия образования. Угленосная паралическая формация накапливалась на аккумулятивной прибрежно-морской равнине (которая в поздней перми дважды покрывалась мелководным бассейном) в условиях озерного, аллювиального, дельтового и заливно-лагунного осадконакопления. Непостоянное положение береговой полосы было связано с изменениями скорости опускания. Незначительные изменения скорости вызывали обширные трансгрессии и регрессии бассейна. Наиболее благоприятные условия для образования обширных болот и формирования торфяников создавались в пределах западного склона Куранахского антиклинория, примакающего к Вилюйской синеклизе. Эта территория в поздней перми периодически затоплялась морем и осушалась в результате формирования в осевой зоне антиклинория конседиментационного поднятия (Коробицын, 1970). К северо-востоку и юго-западу от поднятия происходили прогибания, выражавшиеся в увеличении мощностей осадков: в первом случае накапливались мелководноморские образования, во втором — прибрежно-континентальные угленосные.

Во время формирования угленосной формации климат был гумидным умеренно холодным, что подтверждается наличием годичных колец в стволах окаменевших деревьев.

Основные источники терригенного материала формации располагались там же, где и при образовании частично синхронной полимиктовой алеврито-песчаной формации.

Пространственные взаимоотношения. Угленосная паралическая формация на западном склоне хр. Верхоянского венчает верхнепалеозойские отложения. С подстилающей и частично синхронной с ней формацией она связана постепенными переходами. Как показывают литолого-палеогеографические построения (Коробицын, 1970), формация выклинивается в Вилюйской синеклизе и осевой зоне Куранахского антиклинория и флангами заходит на восточное крыло Орулганского и северо-восточное — Бараинского антиклинориев. На ней часто без перерыва залегают пестроцветная вулканогенно-терригенная полимиктовая формация нижнего триаса.

ФОРМАЦИИ НИЖНЕГО МЕЗОЗОЯ

Пестроцветная вулканогенно-терригенная полимиктовая формация

Распространение, объем, границы. Площадь, занимаемая формацией, охватывает зону сочленения Верхоянского мегантиклинория с Предверхоянским краевым прогибом и внутреннее крыло последнего. Вероятно, прежде она занимала значительные пространства в сводовой части мегантиклинория, но в последующем ее породы были размыты. Западным краем формация вклинивается в восточный погруженный блок Вилюйской синеклизы (рис. 12). Судя по небольшим выходам, слагающие ее породы присутствуют на восточном крыле Орулганского антиклинория.

Пестроцветная формация включает различные подразделения нижнего триаса. Верхняя ее граница совпадает с поверхностью четко выраженного регионального несогласия в основании бегиджанской серии. Нижняя граница местами согласная, литофациальная, но характер ее изменчив на протяжении формационного тела.

В основании большинства разрезов формации, в том числе на Хапчагайском поднятии Вилюйской синеклизы, залегают пестроцветные пачки туффовых пород и туфов, с резким контактом перекрывающие континентальные песчано-алевритовые отложения дулгалахской свиты верхней перми. В центральных районах Западного Верхоянья, от верховья Сиемидье до бассейна Бараи в нижней части формации прослеживается покров диабазов. На крайнем южном ограничении, на междуречье Илин-Делиньи и Томпо ее граница выражена менее резко и не всегда однозначно улавливается по смене чередующихся алевритов и песчаников поздней перми алевролитами и аргиллитами устькельтерской свиты нижнего триаса, хотя смена фациального типа отложений намечается отчетливо. Несогласное залегание и эрозионные размывы проявляются в зоне выклинивания формации на юго-западном замыкании Хараулахского антиклинория, где полностью выпадают индские слои. Стратиграфическое несогласие в основании формации можно предполагать также на восточном крыле Орулганского антиклинория. Резкая перестройка тектонического режима на рубеже позднепермского и индского времени не исключает скрытых седиментационных перерывов в основании формации и в других районах ее развития.

Строение. Формационное тело имеет неправильно-линзовидную, слабо асимметричную форму, сильно сужающуюся в северном и значительно — в южном направлениях. В формации преобладают песчаники и алевролиты над аргиллитами. Типовые разрезы имеют выдержанное биритмичное строение. Выделяется два крупных обратных асимметричных двучленных ритма, отдельные элементы которых хорошо прослеживаются по площади. По своему геологическому содержанию эти ритмы фациально-тектонические.

Нижние лагунно-морские и морские компоненты ритмов представлены существенно глинистыми породами, верхние — прибрежно-лагунные (морские) и континентальные — слагаются главным образом песчаниками. Глинистая часть первого макроритма (устькельтерского) сложена туффитами, аргиллитами, глинистыми алевролитами с отдельными пластами песчаников и алевролитов, мощность которых не превышает 10 м. Характерно присутствие пачек мелкоритмичного переслаивания туффов, алевролитов и песчаников либо аргиллитов и алевролитов. Фаунистический комплекс содержит представителей разнообразных филлипод, редко пелеципод. Глинистый элемент второго макроритма (мономско-сыгынканского) представлен однообразными по облику аргиллитами, кое-где туфогенными, которые включают единич-

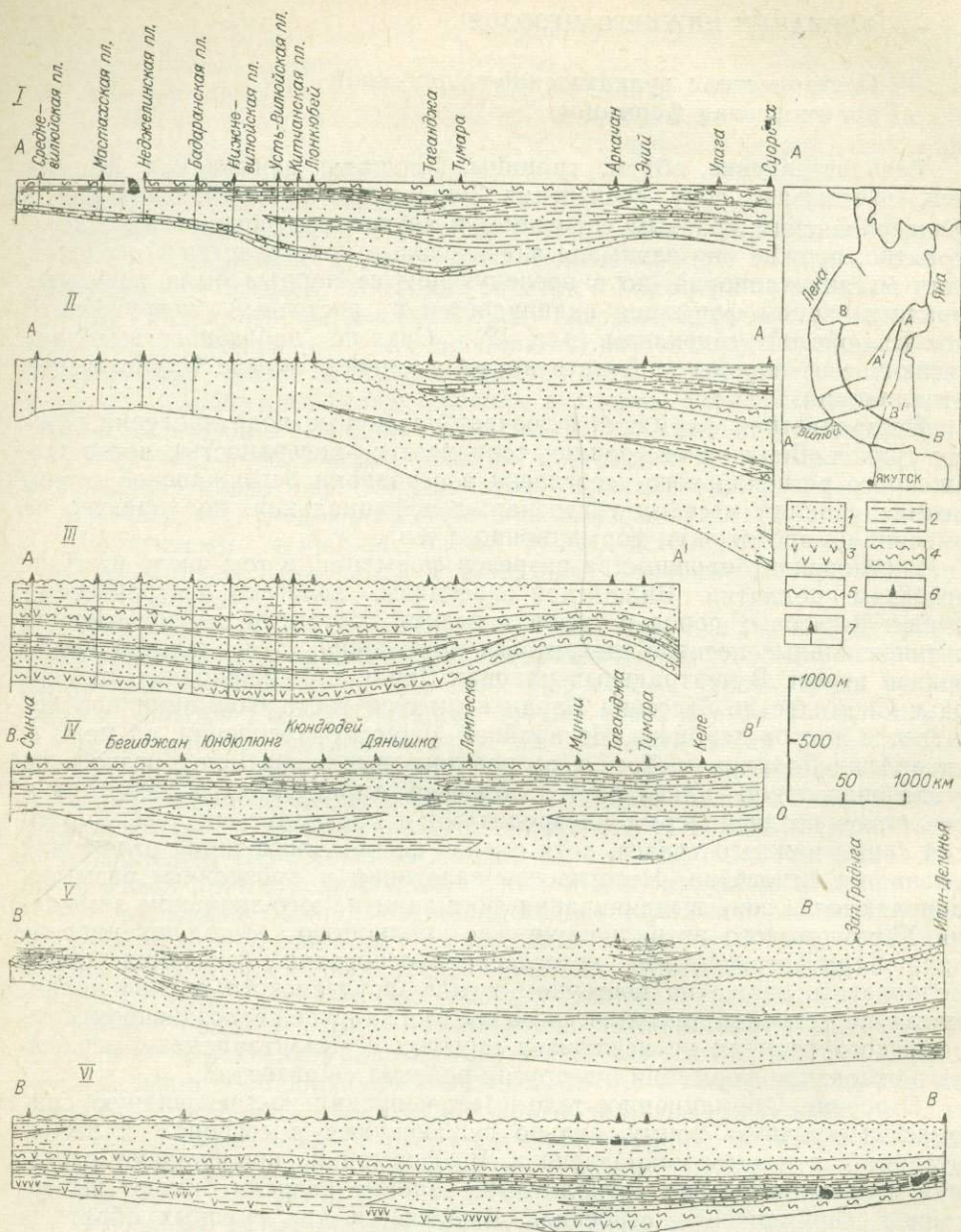


Рис. 12. Схематические продольные и поперечные профили формаций нижнего мезозоя. Формации: I и IV — полимиктовая (аркозоя) глинисто-песчаная; II и V — олигомиктовая алеврито-песчаная. III — пестроцветная вулканогенно-терригенная полимиктовая и сероцветная полимиктовая песчано-глинистая, IV — пестроцветная вулканогенно-терригенная полимиктовая.

ные прослои известковистых песчаников и алевролитов мощностью 0,1—1,5 м. К этой части ритма приурочены основные находки аммонитов и пелелипод, а также карбонатных и терригенно-карбонатных конкреций. Песчаники верхних частей ритмов образуют пласты по 10—50 м, разделяющиеся маломощными слоями алевролитов или пачками их чередования с песчаниками. В породах наблюдаются многочисленные внутриформационные размывы и седиментационные брекчии.

Переход между макроритмами в большинстве случаев постепенный. Мощность переходной пачки 10—25 м. Границы между составными элементами ритмов обычно резкие. Четкость контактов особенно возрас-

тает во фланговых разрезах формации, где увеличивается количество ритмов более мелкого порядка. Рассмотренная формационная стратификация устойчиво прослеживается на Дянышка-Тумаринском междуречье и с небольшими отклонениями на Тумара-Томпонском междуречье. Насколько можно судить по сводным разрезам нижнего триаса, сходное строение формации имеет в структурах Хапчагайского поднятия. В бассейнах рек Кюндюдей, Бегиджан и Собопол при сохранении двухчленного сложения макроритмов и последовательности изменения фаций происходит сокращение мощностей песчаников верхних элементов ритмов, общее литофациальное усложнение ритмов, возрастание степени их асимметрии и частоты внутриформационных размывов. Постоянными спутниками терригенного комплекса формации являются диабазы, туфы, туффиты, тяготеющие к нижним горизонтам.

Пластовые тела миндалекаменных диабазов и диабазовых порфиритов достигают мощности 30 м (Вихерт, 1959). Сплошной покров их оконтуривается на междуречье Тумары и Бараи. В поперечном пересечении от рч. Дорукчан до р. Балбук (притоки р. Тумара) на расстоянии 50—55 км его мощность изменяется от 10—12 до 5—6 км. Выклинивающийся к востоку покров диабазов и порфиритов мощностью до 25 м протягивается в среднем течении Собопола. На других известных участках распространения эффузивов — Унгуохтахском и Неджелинском — мощности диабазовые превышают 1,5 м. Туфы и туффиты слагают обособленные прослои или пачки переслаивания мощностью до 40 м. Особенно четко пакеты тонкого переслаивания разноцветных пород мощностью 3—10 м видны в бассейнах рек Лямпеска и Нуора. Зачастую в разрезах не удается выделить отдельные пласты туфов, так как наблюдаются переходы их как по вертикали, так и по простирацию в орто- и паратуффиты.

В разрезах бассейна р. Тумара в породах, непосредственно перекрывающих покров диабазов, наблюдается обеднение пирокластическим материалом или его отсутствие, а на близлежащих по латерали участках, где эффузивы выклиниваются, в синхронных им отложениях широко распространены туфы и туффиты. В бассейне р. Собопол под покровом диабазов залегает линзовидный пласт грубообломочных туфобрекчий (1—1,5 м). Ими же образованы маломощные тела в основании туффитовой пачки по рекам Сеймчан и Буорсалыр-Тарын (верховье р. Бегиджан). К северу грубообломочные туфобрекчии замещаются мелким пирокластическим материалом, и в разрезе по р. Сынча наблюдаются лишь тонкие (0,05—0,15 м) быстро выклинивающиеся пропластки мелкообломочных разностей.

По простирацию основных складчатых структур западного крыла Верхоянского мегантиклинория пестроцветная вулканогенно-терригенная полимиктовая формация имеет мощность 500—900 м и резко сокращается на севере до 200—350 м. В поперечном пересечении повышенная мощность формации отмечается в восточной части Вилюйской синеклизы и на внутреннем крыле Предверхоянского прогиба, где она составляет 500—770 м. Восточнее, к своду Куранахского антиклинория, мощность ее уменьшается до 350 м.

Вещественный состав. Породный парагенез формации объединяется в полимиктовый вулканогенно-терригенный комплекс. Набор основных типов терригенных пород представлен песчаниками, алевролитами, аргиллитами, нередко седиментационными брекчиями. Существенным компонентом формации являются туфы, туффиты и хемогенные конкреционные образования. Среди пород формации наблюдается большое разнообразие цветов: вишнево-красного, голубовато- и оливково-зеленого, зелено-серого. Окраска распределяется неравномерно и пятнисто. В верхней части комплекса типичная пестроцветность отсутствует, но зеленоцветная тональность является постоянной особенностью пород.

Для песчаников и алевролитов характерны граувакково-аркозвая и аркозвая ассоциации. Подчиненное значение имеют аркозово-кварцевые и граувакково-кварцевые петротипы, которые тяготеют к верхним горизонтам формации.

Граувакково-аркозовые песчаники имеют следующий состав: кварца 26—55%, полевого шпата 23—50%, обломков горных пород до 32% (в аркозах 6—11), слюды до 7%. Среди полевых шпатов преобладают альбит, кислый и средний олигоклаз, или андезин. Реже наблюдаются калинатровые полевые шпаты. Обломки пород представлены измененными кислыми и средними эффузивами, силицитами, редко гранитоидами и метаморфическими породами. Аллотигенные акцессорные минералы тяжелой фракции характеризуются повышенным содержанием (25—45%) эпидота и биотита, широким распространением граната, апатита, на отдельных участках — ильменита, роговой обманки и пироксенов. Подчиненное значение имеют циркон, рутил, турмалин и сфен.

Цемент песчаников и алевролитов поровый, порово-пленочный, в глинистых и известковистых разностях — базальный и пойкилокластический, по составу — хлоритовый, хлорито- и кремнисто-гидрослюдистый, карбонатный. В Вилюйской синеклизе (неджелинские и средневилуийские скважины) в глинистой массе песчаников и алевролитов постоянно присутствует монтмориллонит, часто совместно с каолинитом, реже диоктаэдрическая гидрослюда и магнезиально-железистый хлорит. Рентгенографически подтверждается существование смешаннослойных образований: хлорит-монтмориллонита.

Аутигенные новообразования в цементе представлены регерационным кварцем, альбит-олигоклазом, нередко полисинтетически сдвойникованным и идиоморфным, кальцитом, в меньшем количестве — сидеритом и гидроокислами железа. Характерно обилие лейкоксена и трансформированных глинистых продуктов: гидрослюды, хлорита и серицита.

Постседиментационные структурные преобразования зоны глубинного эпигенеза выражаются широким развитием регенерационно-конформных и инкорпорационных микроструктур. Многочисленны случаи хрупкой деформации кластических зерен и обломков пород, а также признаки перекристаллизации карбонатов. Интенсивность эпигенетических процессов значительно уменьшается в терригенных породах Хапчагайского поднятия, для которых характерна не всегда полная завершенность и большая неоднородность их проявления.

В верхних частях формации (сыгынканская свита) к поверхностям внутриформационных размывов приурочены седиментационные брекчии, состоящие из беспорядочного скопления угловатых и уплощенных обломков глинисто-алевролитовых пород, связанных песчаным материалом, близким по составу к вмещающим породам. Нередко наблюдается их постепенный переход в конглобрекчии аналогичного состава. Горизонты мергельно-известняковых брекчий прослеживаются в разрезах скважин Вилюйской синеклизы.

Аргиллиты формации сложены тонкодисперсной глинистой массой различной степени раскристаллизованности — волокнисто-чешуйчатой слабо поляризующей, с беспорядочной или ориентированной микротекстурой и др. Наряду с преобладанием тонкоотмученных разностей есть породы с примесью алевролитового материала, переходные от аргиллитов к глинистым алевролитам. В небольшом количестве содержится рассеянный карбонат (кальцит и сидерит). В глинистых породах пригеосинклинальной зоны (рентгенографически определяются диоктаэдрическая гидрослюда и магнезиально-железистый хлорит, редко — примесь каолинита. В восточном блоке Вилюйской синеклизы аргиллиты имеют полиминеральный состав с существенным участием также монтмориллонита, хлорита, смешаннослойных образований.

Второстепенным компонентом формации, но важным фациально-генетическим индикатором служит седиментационный рассеянный и диагенетический конкреционный карбонат. В составе карбонатных минералов преобладают кальцит, иногда магнезиальный (16—54%), раздельно или совместно с ними, особенно в туффитовых горизонтах, — сидерит (8—67%). В некоторых конкрециях отмечается повышенное содержание MnO (1—2%). Несущественное значение среди пород формации имеют хемогенно-органогенные образования: пелитоморфные, реже детритусовые известняки.

Вулканические туфы зеленовато- и пепельно-серого цвета с однородной или неотчетливо слоистой текстурой состоят из тонкого пеплового материала размерностью от 0,03 до 0,15 мм, часто сильно измененного постседиментационными процессами. Структура пород аповитрокластическая или аповитрокристаллокластическая, реже смешанная. Пирокласты хлоритизированного основного стекла ($n=1,536—1,650$) образуют округлые, каплевидные и неправильные формы, характерные для аквагенных туфов, реже — рогульчатые, серповидные и изометрично-остроугольные. В незначительном количестве присутствуют плагиоклаз и реликты пироксена. Связующая масса сложена слабо раскристаллизованным хлоритом и гидрослюдой без следов пепловой структуры или замещена микрозернистыми, розетковидными и радиально-лучистыми агрегатами анкерита, реже кальцита (реки Сыпча и Лямпеска). Еще слабее разложены пирокласты зеленого и бурого стекла и основная пепловая масса в туфах вилюйских скважин. Аквагенные тонко- и мелкообломочные туфы Северного Орулгана детально описаны А. П. Ивановым и А. Е. Комаровой (1958).

В туффитах количественные соотношения между пирокластическим и седиментационным терригенными компонентами непостоянны; среди пород присутствуют орто- и паратуффиты (по И. В. Хворовой и Л. И. Сибиркиной, 1968). Наиболее уверенно распознается пирокластический материал в мелкообломочных ортотуффитах, где он выражен округлыми и удлинненно-овальными желто-, зелено-бурыми или черными обломками вулканического стекла, почти нацело замещенного хлоритом. Наблюдается характерная пузырчатая структура, а мелкие полости заполнены кристификационным хлоритом. Под микроскопом обломки базальтоидного стекла часто аморфны или сложены буровато-зеленым палагонитом (?), туфопелитовый материал цемента — магнезиально-железистым хлоритом и диоктаэдрической гидрослюдой с мелкими сгустковыми выделениями лейкоксена. Часто появляются вторичный кальцит и сидерит. В разрезах глубоких скважин (скв. 10, Неджели; скв. 20, 19, средний Вилюй) совместно присутствуют монтмориллонит, хлорит, каолинит и гидрослюда.

Подчиненную роль в составе пирокластики играют обломки среднего и основного плагиоклаза, нередко альбитизированного, а также девитрифицированных туфов и измененных диабазов. Местами обломки тесно соприкасаются и несут признаки взаимного растворения и конформации. В тяжелой фракции протолок обильны пустотелые шарики титаномагнетита, зерна роговой обманки, моноклинных пироксенов (авгит) с реликтами кристаллографической огранки. (рч. Сыгынкан). Нормально-осадочный материал, содержание которого варьирует от 50 до 70%, представлен слабо и средне отсортированными угловато-окатанными, реже окатанными зернами кварца, полевого шпата (ортоклаз, кислый и средний плагиоклаз), обломками кремнистых и разнообразных эффузивных пород.

Весьма характерными представителями туффитовых пород являются вишнево-красные, зеленые и голубовато-зеленые туфоаргиллиты. Тонкодисперсная глинистая масса этих пород сложена диоктаэдрической гидрослюдой и хлоритом и насыщена рассеянными гетитом и леп-

тохлоритом. Содержание окислов железа составляет 10—18%. Реликтовый пепловый материал присутствует в редкой алевритовой примеси в виде вытянутых угловатых обломков вулканического стекла. В туфоаргиллитах Вилюйской синеклизы рентгенографически определены монтмориллонит и примесь смешанослойной фазы хлорит-монтмориллонита. Полуколичественный спектральный анализ устанавливает наличие в туфоаргиллитах Pb, Zn, Sn, Cr, Co, содержание которых, несмотря на пестроту распределения, редко превышает кларковый уровень.

Тесная парагенетическая связь туфоаргиллитов с мелкообломочными туффитами и туфами, иногда взаимные латеральные переходы между ними и их структурно-минеральные особенности свидетельствуют о том, что туфоаргиллиты возникли в результате постседиментационного преобразования тонкопелитового пеплового материала. В низах устькельтерской свиты в бассейне р. Сыпча совместно с туфоаргиллитами залегают неотчетливо выраженные линзы и неправильные тела мощностью 0,2—0,5 м оолитовых глинисто-гётитовых пород. Обогащенные гётитом прослойки аргиллитов, а также многочисленные стяжения алеврито-лептохлоритового состава встречаются в мономской свите по рч. Сыгынкан.

Статистическая обработка результатов полуколичественных спектральных анализов показала, что средние концентрации Ni, V, Co и Cr ниже кларковых значений. Примерно на уровне кларка содержится Mn, и только концентрации Ti превышают кларк (нередко значительно). Общее распределение элементов приближается к переходному сглаженно-упорядоченному типу (Страхов, 1963). На характере распределения, вероятно, сказывалось влияние рассеянной пирокластической примеси, которая постоянно присутствует в терригенных породах. Невелико содержание в обломочных породах формации таких показательных в фациальном отношении элементов, как Sr и Ba: соответственно 0,007—0,024% и 0,008—0,023%, что не превышает кларкового уровня.

Условия образования. Индский век на территории распространения пестроцветной формации ознаменовался перестройкой тектонического режима региона и основных черт палеогеографического ландшафта. Условия седиментации в опресненных лагунах и заливах чередовались с обстановками лагунно-заливного побережья. Геохимическое отношение Sr к Ba, равное 0,852, хорошо согласуется с опресненно-лагунным типом осадков. Неоднократное появление известняковых брекчий в устькельтерских горизонтах Палеовилюйского залива, отвечающих фации прибрежных отмелей и островов, вместе с признаками обмеления указывает на непосредственную близость береговой зоны.

Активная вулканическая деятельность существенным образом влияла на терригенную седиментацию, что вызвало массовое накопление осадочно-пирокластических продуктов. Наибольшее выражение базальтоидный вулканизм получил в раннеиндское и локальное — в раннеоленинское время. Крупные поля диабазов и сопровождающих их туфов (Собопольское и Тумара-Бараинское) тяготеют к зонам продольных разломов, свидетельствуя об эруптивно-трещинном характере извержений. Горизонты туфобрекчий предполагают существование эруптивных аппаратов центрального типа непосредственно к востоку от пунктов развития грубообломочной пирокластики (верховье рек Бегиджан и Собопол). Большую роль имели подводные эксплозии, а периодически — эксгалиационные выделения, обогащавшие воду бассейнов окислами железа, которые отлагались в виде обособленных гётитовых и лептохлоритовых образований. В Палеовилюйский залив пирокластический материал в основном поступал с южных окраин Анабарского вулканического плато.

Своего максимума трансгрессия достигла в раннеоленинское (мономское) время, характеризовавшееся стабилизацией тектонических движений. Морской (отношение Sr к Ba 1,004) мелководный бассейн, в ко-

тором отлагались тонкопелитовые осадки и рассеянный карбонат, отличаясь слабощелочным резервом и нормально-газовым режимом с отклонениями в сфере влияния вулканических очагов. Благоприятные экологические условия способствовали пышному развитию аммоноидей. При этом в индское и раннеоленекское время даже в прибрежных песчаных отложениях захоронялось мало растительного материала. Пониженная концентрация органического вещества отмечается и в породах пестроцветной формации Вилюйской синеклизы: содержание $C_{орг}$ в мономской свите 0,19, а в устькельтерской—0,16—0,25% (Казаринов, 1970). Эти особенности связаны прежде всего со скудным развитием растительности в окружавших областях траппового вулканизма. После регрессии морского бассейна в позднеоленекское (сыгынканское) время возникла периодически заливаемая лагунно-морская равнина, на которой отлагались алевроито-песчаные осадки.

Неустойчивый режим позднеоленекского осадконакопления обусловил большое разнообразие фациальных обстановок, благоприятствуя образованию внутрiformационных перерывов, а нередко — формированию зачаточных почвенных горизонтов гидроморфного ряда, включающих многочисленные корневые остатки и обогащенных углистым материалом. О лагунно-озерном режиме водоемов свидетельствуют низкое значение отношения Sr к Ba (0,805), присутствие мелких форм эвригалинной фауны филлипод и диагенетического сидерита.

Климат времени накопления пестроцветной формации был теплым, гумидным, что подтверждается составом пока немногочисленного спорово-пыльцевого комплекса (Одинцова, 1969; Фрадкина, 1969). Существующие представления о засушливом климате в раннем триасе (Вихерт, 1957; Коссовская и др., 1960; Андрианов, 1966, и др.), основывающиеся главным образом на пестроцветной окраске пород, в свете имеющихся фактов не кажутся убедительными.

Коренного изменения источников питания терригенным материалом бассейнов седиментации в раннем триасе не происходило. Полимиктовый состав пород в значительной мере обусловлен унаследованием позднепермских питающих провинций Сибирской платформ (Анабарский и Алданский щиты и блоковые окраинные поднятия).

Сглаженно-упорядоченному типу распределения спектров малых элементов в совокупности с низкой зрелостью обломочного материала отвечали слабо расчлененный рельеф водосборов и незначительное химическое выветривание слагавших их пород. Взаимоотношение литофаций и резкие изменения мощностей позволяют очертить в области раннетриасовой седиментации ряд поперечных структурно-фациальных зон. Наиболее контрастно они были выражены в регрессивные стадии, хуже — в максимальную трансгрессию (мономское время). Возникновение поперечной зональности обусловлено подвижками по поперечным седиментационным разломам. Ярким примером этого служит сочленение по Сынчинскому разлому Унгуохтахской и Юндюлюнгской фациальных зон. Здесь на коротком расстоянии в направлении с юга на север сокращается мощность разреза нижнего триаса (р. Сынча), но в обеих зонах сохраняются общие черты строения формации, ее ритмичность и непрерывность разреза. Усиление колебательных движений вблизи таких разломов увеличивало количество неглубоких внутрiformационных размывов.

Рельеф для седиментационных бассейнов в раннем триасе не был однородным, он осложнялся пологими поднятиями, оформившимися в процессе своего развития в современные структуры. Их контуры вырисовываются по палеозойской реперной поверхности в восточной части Вилюйской синеклизы и в Приверхожанском прогибе (Мокшанцев и др., 1968). На существование мелких погребенных брахиоскладок в раннем триасе Хапчагайского свода указывал В. Д. Матвеев (1970).

Нам представляется правомерным считать такие структуры конседиментационными, на что указывают многие детали строения формационного разреза: сокращение мощностей отдельных горизонтов и слоев (мономская, устькельтерская свиты) в сводовых частях антиклиналей с параллельным увеличением песчаности пластов, наличие и преимущественная приуроченность к ним внутрiformационных перерывов, характер литофациальных замещений и др.

Пространственные взаимоотношения. Пестроцветная вулканогенно-терригенная полимиктовая формация на северо-западе сменяется сероцветной известково-терригенной формацией Лено-Оленекского района, которая была детально изучена А. В. Ивановской (1967) под названием «трансгрессивный комплекс». Основными отличительными признаками формации являются плащеобразное залегание, небольшая мощность, ритмичность разного порядка, повышенная известковистость пород, преобладание нормально-морских фаций. В южном направлении она смыкается с краевой частью терригенной пестроцветной формации Южного Верхоянья (Попов, 1962; Башарин, 1967) в восточном — сменяется описываемой ниже формацией.

Сероцветная полимиктовая песчано-глинистая формация

Распространение, объем, границы. Это формация одновозрастна пестроцветной вулканогенно-терригенной полимиктовой, однако отсутствие выходов пород нижнего триаса в водораздельной части хр. Верхоянского не позволяет проследить их непосредственные взаимоотношения. Вероятной зоной их взаимного перехода служила сводовая часть пологого конседиментационного поднятия, которое существовало в раннетриасовое время.

Сероцветная формация образует обширное клинообразное тело в пределах восточного крыла Верхоянского мегантиклинория. Восточнее, на стыке с Сартанским синклинием, формация погружается под перекрывающую ее среднетриасовую толщу. Верхние и нижние границы формации литологические и стратиграфические, четко выражены изменениями состава и фациального типа подстилающих и перекрывающих пород. Не исключается проявление скрытого несогласия в основании и, возможно, сверху формации.

Строение. Формация имеет регионально выдержанную макроритмичность. Лучше всего выражено два обратных асимметричных двухкомпонентных ритма, отвечающих соответственно мелководно- или лагунно-морским и лагунно-континентальным фациям. Нижние элементы ритмов сложены аргиллитами, глинистыми алевролитами, реже чистыми алевролитами. Породы разделены пачками разномасштабного переслаивания, нередко осложненных пакетами тонко-ритмичнослоистых пород — ритмитов. Песчаники образуют редкие прослои мощностью 0,1—5 м. Нижние части ритмов насыщены карбонатными конкрециями.

Песчаники и алевролиты верхних элементов ритмов образуют пласты мощностью до 50 м, неравномерно разделенные пачками чередования алевролитов, песчаников и аргиллитов мощностью 1—30 м. В наиболее погруженной области сочленения восточного крыла Орулганского антиклинория с Омолойским синклинием количество макроритмов увеличивается; они дополнительно осложнены ритмами более мелкого порядка.

Мощность формации между верховьем р. Дулгалах и средним течением р. Бытынтай 300—550 м, к северу и югу возрастает до 650—800 м.

Вещественный состав. Породами, определяющими облик формации, являются аргиллиты, переходные к ним глинистые алевролиты и сероцветные полимиктовые песчаники при подчиненном значении алевролитов. Заметную роль играют известковистые разности пород, включаю-

щие линзовидные пропластки пелитоморфных и детритусовых известняков. Терригенные породы формации в основном сербцветные, имеют слабый зеленоватый оттенок.

В отличие от пестроцветной формации минеральные типы песчаников и алевролитов данной формации обладают повышенным содержанием обломков горных пород. Это определяет более широкое распространение в ней пород граувакково-аркозовой группы. Породообразующие компоненты сложены кварцем (36—43%), кислыми и средними плагиоклазами; редко ортоклазом (25—35%), обломками пород (30—35%) с преобладанием эффузивных разновидностей. Цемент обычно поровый и порово-пленочный. Минеральный состав его представлен тонкоchешуйчатым хлоритом с гидрослюдой и карбонатами. В качестве аутигенной примеси присутствуют кальцит, глауконит, слабо раскристаллизованные титанистые новообразования (анатаз, брукит), лейкоксен, редко пирит.

Эпигенетические изменения пород сказываются в широком развитии регенерационного кварца, редко альбита, в серицитизации и образовании конформных границ между зернами. Локально в зонах повышенного динамического напряжения ясно выражены наложенный катаклаз, бластез и сегрегация. Обломки зерен кварца, полевого шпата и особенно слюды деформированы. В известковистых песчаниках и алевролитах карбонат неравномерно перекристаллизован, а в прослоях известняков развита вторичная стилолитовая структура.

Грубообломочные продукты нетипичны для формациеобразующих отложений. Обычно это разрозненные гальки, неправильные обломки или линзовидные скопления «местных» глинисто-алевритовых пород.

В базальных горизонтах формации песчаники и алевролиты содержат примесь сильно измененной и трудно распознаваемой пирокластики, количество которой не превышает 20%. Это в основном овальной формы обломки вулканического стекла, замещенные тонкодисперсными агрегатами хлорита; реже встречаются реликты сильно хлоритизированных и карбонатизированных обломков основных эффузивов (бассейн р. Матага). Иногда вулканический материал концентрируется в маломощных прослоях пепловых туфов, которые совместно с туфопесчаниками наблюдались В. Н. Андриановым и В. А. Андриановой (1970) в бассейне Эчия.

Ассоциация тяжелых минералов в составе пород формации существенно обогащена ильменитом, лейкоксеном, меньше цирконом. Постоянно присутствуют разложившийся биотит, гранат, нередко — роговая обманка и пироксены. Характерно исчезновение минералов эпидот-цоизитовой группы.

Аргиллиты и глинистые алевролиты нижних элементов макроритмов имеют серую и темно-серую окраску, однородную или тонкослойчатую текстуру и однотипный, в основном биминеральный состав. В глинистой массе определяются диоктаэдрическая гидрослюда и магнезиально-железистый хлорит. Наряду с ними встречаются рассеянный карбонат, пирит и примесь тонкой растительной органики. К пелитовым породам в основном приурочены разрозненные глинисто-известковистые стяжения, количество которых несколько возрастает в пределах восточного склона Орулгана.

Условия образования. На площади, занятой сероцветной формацией, в раннетриасовую эпоху была примерно такая же палеогеографическая обстановка, как и в смежной с запада структурно-фациальной зоне. Климат был теплым гумидным. Морские трансгрессии периодически сменялись длительными промежутками господства прибрежных и мелководных условий. Большое влияние на распределение фаций и оформление конкретных типов терригенных осадков имели довольно устойчивый режим тектонических движений и структурно-морфологические особенности седиментационной области.

Зона, отвечающая присводовой части восточного склона хр. Верхоянского, от позднепалеозойского времени унаследовала очень пологое конседиментационное валообразное субмеридионально вытянутое поднятие, на склонах которого в оленекское время возникали мелкие подводно-оползневые нарушения (Вихерт, 1955, 1960; Коссовская и др., 1960; Панов, 1960; Возин, 1962; Булгакова, Семенов, 1967, и др.). На этом поднятии в условиях лагунно-морского режима образовалась широкая мелководная зона накопления глинисто-алевритовых, меньше — песчаных осадков со следами обмеления и осушения: мелких знаков ряби, трещин усыхания, ходов илоедов, скоплений растительного детрита и др. К востоку простиралась шельфовая область морских и прибрежно-морских осадков. Прерывистый рост поднятия, вероятно, влиял, особенно в индское время, на распространение формаций — сероцветной песчано-глинистой на востоке и пестроцветной вулканогенно-терригенной на западе.

Иногда это поднятие, особенно в присводовой части современного Куранахского антиклинория, играло роль экологического барьера, препятствовавшего распространению морских организмов. Так, в оленекское время многочисленная на западе аммонитовая фауна почти не проникала в восточную область.

Сложным и еще не решенным является вопрос о направлении сноса в период образования сероцветной формации. Терригенный материал, судя по всему, продолжал проникать со стороны Сибирской платформы, однако количество его не могло обеспечить всю массу накопившихся осадков. Существование качественно новой дулгалахской терригенно-минералогической провинции (Булгакова, Семенов, 1967) отражает появление дополнительных, а возможно и главных источников сноса, расположенных на востоке.

Пространственные взаимоотношения. Связь сероцветной формации с ее возрастными аналогами в Сартагском синклинии изучена недостаточно. Наиболее вероятно наличие постепенных переходов между ними. Судя по разрезам нижнего триаса в бассейне рч. Хоспохтох, в верховьях рек Сартага и Орто-Салы мощность формации возрастает до 900—1000 м, ритмичность усложняется, но сохраняется ее полимиктовый состав.

Олигомиктовая алеврито-песчаная формация

Распространение, объем, границы. Наиболее полно формация выражена на восточном крыле Верхоянского мегантиклинория, а ее распространение на восток ограничено Дулгалахским глубинным разломом. На западе эта формация развита во внутренней зоне Предверхоянского прогиба и прослеживается в Вилуюскую синеклизу (Халчагайское поднятие). Границы формации, охватывающей отложения среднего и верхнего триаса, на западе повсеместно несогласные, совпадающие с поверхностями региональных размывов в основании бегиджанской серии (нижняя граница) и лейаса (верхняя граница). На востоке ее границы выражены нечетко (см. рис. 12).

Строение. Некоторые различия парагенезисов пород с учетом признаков изменения тектонического режима в процессе накопления формации позволяют выделить две подформации: нижнюю (средний триас и карнийский ярус) и верхнюю (норийский и рэтский яруса), разделенные региональным перерывом, имеющие неодинаковое площадное распространение и отражающие трансгрессивные фазы развития региона в пределах единой структурно-формационной области.

В составе пород формации доминируют сероцветные песчаники, образующие крупные пласты и пачки мощностью от 10 до 100 м. Им часто сопутствуют тонкие невыраженные прослои, линзы и гнезда конгломе-

ратов, гравелитов, реже осадочных брекчий, мощность которых изредка достигает 3 м. На нижних границах песчаников часто фиксируются следы эрозионных врезов, особенно характерные для нижней подформации. В верхней подформации на большой площади западного склона хр. Верхоянского простирается толща высокозрелых кварцевых песчаников и парагенетически с ними связанных пород (Семенов, 1969), с размывом залегающих на подстилающих породах. Основная масса алевролитов, аргиллитов переходных разностей сосредоточена в верхней подформации восточного крыла Верхоянского мегантиклинория. Ими сложены слои, пачки и пакеты мелкого ритмичного переслаивания. Алевролиты и глинистые породы, мощность которых 1—6 м, принимают участие также в сложении крупных пластов песчаников.

Олигомиктовая формация состоит из трех асимметричных макроритмов, лучше выраженных на восточном крыле Верхоянского мегантиклинория. Два из них относятся к нижней подформации, один к верхней. Трансгрессивные преимущественно глинисто-алевролитовые и глинистые элементы ритмов представлены лагунными и морскими фациями. Они соответствуют переходной пачке между оленекским и анизийским ярусами и нижним слоям карнийского и норийского ярусов. Регрессивные, наиболее растянутые во времени части ритмов песчаного и песчано-алевролитового состава характеризуются развитием континентально-прибрежных и прибрежно-морских фаций и охватывают средний триас и верхние пачки карнийских и норий-рэтских отложений. Границы отдельных элементов макроритмов в результате фациальных изменений являются скользящими.

На западном крыле мегантиклинория и в Предверхоянском прогибе прослеживаются макроритмы нижней подформации — толбонский и хедаличенский — и сокращенный, неотчетливо выраженный ритм верхней подформации. На Хапчагайском поднятии проявляются главным образом неполный первый ритм и частично сохранившийся от предюрской денудации второй. Следует отметить, что ритмостратификация формации изучена слабо и нами охарактеризована в наиболее обобщенном виде.

В зоне сочленения Верхоянского мегантиклинория и Сартангского синклинория мощность формации на юге 1350—1650 м, на севере — 1800—1900 м. На западе, между Средневилюйской площадью и внутренней зоной Предверхоянского прогиба, мощность возрастает от 470 до 1100 м. Изменение мощностей прослеживается и вдоль западного склона хр. Верхоянского: от 160—550 на севере до 900—1100 м в центральной части и на юге.

Вещественный состав. Комплекс терригенных пород по минеральному составу отвечает олигомиктово-кварцевой ассоциации. В подчиненном количестве присутствуют крайние члены олигомиктового семейства и переходные к аркозам петротипы. На востоке антиклинальной зоны они сочетаются с гидрослюдистыми и хлоритово-гидрослюдистыми аргиллитами и глинистыми алевролитами. Олигомиктовые кварцевые песчаники и алевролиты содержат 55—87% кварца, до 20% полевых шпатов (в аркозово-кварцевых разностях — 30%). Содержание обломков пород до 25%, иногда до 36%, что определяет переход к граувакково-кварцевому типу. В небольших количествах присутствуют слюды (до 8%). Полевые шпаты представлены калинатовыми шпатами, реже кислым плагиоклазом.

Присутствующий обычно в малых (за исключением глинистых и известковистых пород) количествах цемент порового и порово-пленочного типа имеет гидрослюдистый, хлорит-гидрослюдистый, реже кремнистый и лимонитовый состав. В песчаниках Китчанского и Хапчагайского поднятий много хорошо раскристаллизованного каолинита. В карбонатсодержащих песчаниках и алевролитах цементирующая масса состоит из сидерита, а также сидероплезита (10—18%) и кальцита (9—27%).

Породы повсеместно переработаны эпигенетическими процессами, что отражается в широком развитии мозаичных регенерационных и конформно-регенерационных структур, а при более глубоком преобразовании—микростилолитовых швов гравитационного растворения. Сильному изменению подверглись первично-глинистое вещество и обломочный биотит—с образованием устойчивых модификаций диоктаэдрической гидрослюды, магнезиально-железистого хлорита. Комплекс постседиментационных минералов дополняется псевдоморфозным хлоритом, лейкоксеном и продуктами раскристаллизации лейкоксена—анатазом и брукитом. В породах карнийского и норийского ярусов много гидроокислов железа; встречается также пирит. В песчано-алевритовых породах Виллюйской синеклизы процессы эпигенетического преобразования проявлены не столь интенсивно (Абрамова, 1969).

Парагенезы верхней подформации представлены кварцевыми и кремнисто-кварцевыми песчаниками, реже гравелитами и конгломератами и характеризуются высоким содержанием кварца (87—95%) и малым количеством (5—10%) измененных калинатровых полевых шпатов. В составе скудного регенерационно-кварцевого, сидеритового, гидрослюдистого цемента отмечается примесь каолинита, иногда же в цементе преобладает крупночешуйчатый каолинит. В граувакково-кварцевых песчаниках существенную роль играют обломки пород: кремни, яшмюиды, кварциты, каолинизированные гранитоиды, измененные кислые эффузивы, богатые кварцем метаморфические сланцы, гнейсы.

Акцессорная часть алеврито-песчаных пород олигомиктовой формации образует апатит-гранат-биотитовую, циркон-лейкоксен-гранатовую и циркон-apatит-лейкоксеновую минералогические ассоциации. В подчиненном количестве присутствуют рутил, турмалин и сфен.

Грубообломочные породы в формационном комплексе представлены гравелитами, конгломератами, реже брекчиями. Наиболее насыщена ими нижняя подформация; в верхней подформации их мало. Большим разнообразием петрографического состава отличаются полимиктовые конгломераты, обломочный материал которых сложен гранитоидами, средними, кислыми и субщелочными эффузивами, метаморфическими, редко осадочными породами (Семенов, Булгаков, 1967). Внутрiformационные брекчии состоят из угловатых обломков местных алевролитов, аргиллитов, перемытых конкреций сидеритов и примеси крупного растительного детрита, беспорядочно заполняющих песчаники, реже располагающихся ориентированно.

Глинистые фракции аргиллитов и глинистых алевролитов состоят из хлористо-гидрослюдистой ассоциации. Примесь каолинита обнаруживается в глинистых прослоях, приуроченных к терригенно-кварцевым породам высокой минералогической зрелости. В аргиллитах и глинистых алевролитах присутствуют аутигенные кварц, халцедон, альбит и кальцит. В норийских отложениях встречаются глинистые породы, обогащенные сидеритом и лейкоксеном.

В породах верхней формации присутствуют вулканические продукты; на междуречье Экюchio и Улагн, в нижних слоях норийского яруса наблюдаются тонкие (до 0,1 м) пропластки параллельно-полосчатых туфов (рч. Тас-Начаны). В верхней части норийских отложений (р. Илин-Юрях) есть пластовая залежь сильно альбитизированных миндалекаменных эффузивов мощностью 1,5 м. На некоторых участках выхода нижненорийских отложений в породах отмечается рассеянный пирокластический материал или неотчетливо выраженные прослои туффитов. Примесь пирокластике устанавливается в песчаниках и алевролитах нория бассейнов рек Матага и Эчий.

В ряде пунктов Экюchio-Улагинского междуречья в нижненорийских отложениях встречаются вишнево-красные и коричневые аргиллиты. В них глинистая масса пронизана тонкодисперсными гидроокислами же-

леза; встречаются разрозненные образования лептохлоритов и рентгенографически определяется повышенное содержание хлорита. Тесная пространственная взаимосвязь пестро окрашенных аргиллитов и прослоев литокристаллокластических пепловых туфов и возможное образование хлорита по вулканическому стеклу предполагают туфогенную природу аргиллитов и позволяют считать их туфоаргиллитами.

К пелитовым породам и алевролитам рассматриваемой формации приурочена основная масса хемогенных конкреционных образований. По вещественному составу выделяются кальцитовые (CaCO_3 46—61%), сидеритовые (FeCO_3 34—68%), содержащие MnO (1—3%), смешанные кальцит-сидеритовые, реже марказит-пиритовые разности. Особенно много сидеритовых стяжений, нередко перемытых, в пластах хедаличенской и муосучанской свит.

В геохимическом отношении терригенный комплекс олигомиктовой формации характеризуется контрастно-упорядоченным типом распределения Ti, Ni, V, Cr, Co и Mn. Отмечается несколько повышенное, но не выше кларкового, содержание Ba в среднем до 0,014%), сильно понижены значения Sr (0,008%). Более широкое распространение глинистых пород и нормально-морских фаций на восточном склоне хр. Верхоянского вызывает сглаженно-упорядоченное распределение главных элементов и близкие значения концентраций Ni, V и Cr во всех типах терригенных пород.

Условия образования. Формированию терригенных отложений олигомиктовой формации предшествовали региональный перерыв в осадконакоплении и преобладание эрозионных процессов над аккумулятивными, особенно на западной окраине структурно-фациальной зоны, прилегающей к платформе.

В среднетриасовое и жарнийское время значительная часть верхоянской седиментационной области представляла обширную аллювиально-дельтовую равнину с периодическим развитием на ней лагунно-озерного режима. Полого наклоненная к востоку равнина примыкала к мелководному морскому бассейну, куда и сбрасывалась основная масса обломочных продуктов.

Наличие многочисленных русловых размывов, часто наложенных, в совокупности с повышенной мощностью аллювиальных пачек говорит о колебательных движениях на фоне медленного погружения, сопровождавшегося интенсивным поступлением терригенного материала с окраинных выступов Сибирской платформы.

По наблюдениям над крупной косой слоистостью и результатам их статистической обработки выявляется два генеральных направления сноса: северо-восточное (алданское) и юго-восточное (анабаро-оленинское); дополнительным обоснованием служит петрографический состав грубообломочных пород и пространственное распределение терригенно-минералогических провинций (Семенов, Булгакова, 1967). Дельтовый фациальный комплекс часто включает «клинья» прибрежно-морских и лагунно-озерных осадков. Прибрежно-морские мелководные осадки со скудной фауной охватывали динамически активную область внешнего края шельфа. В норийское и рэтское время преобладали фациальные условия мелководной прибрежной зоны морского бассейна, в котором накапливались олигомиктовые песчано-алевролитовые и глинистые осадки. Постоянно существовали участки относительно спокойной седиментации, где аккумуляровались глинистые илы.

Средне-позднетриасовая эпоха отличалась господством переменновлажного климата, способствовавшего периодическому формированию на слабо расчлененном континенте коры выветривания каолинового профиля. Об этих процессах свидетельствуют терригенные кварцевые осадки верхней подформации и повышенная зрелость обломочного материала формации в целом.

На западе антиклинальной зоны наибольшему распространению морской трансгрессии (в монотисовое время) предшествовали интенсивное воздымание и региональный преднорийский размыв, а на востоке (Экючу-Улагинское междуречье) — локальные проявления подводного и островного вулканизма. Наибольшая амплитуда размыва фиксируется на западном ограничении формации. В тектоническом отношении время образования олигомиктовой формации ознаменовалось колебательными движениями отдельных блоков фундамента Верхоянской миегеосинклинали и постепенной перестройкой ее тектонического плана.

Наиболее опущенные в раннем триасе крупные блоки (Унгуохта-ский, Юндюлюнгский, Китчанский и др.), а также восточное крыло Верхоянского мегантиклинория в среднем и позднем триасе испытали неравномерное воздымание. На протяжении среднетриасового и карнийского времени хотя и слабо, но ощущалось влияние раннетриасового конседиментационного поднятия в пределах Куранахского антиклинория, хотя сколько-нибудь четкого морфологического оформления оно не получало. Оно нашло свое выражение в развитии песчаных баров, отмелей, пляжей, подводных дельт.

Иногда в строении конкретных разрезов формации проявляется блоковая поперечная зональность, о которой можно судить по скачкам мощностей; крайними представителями формационных разрезов являются сынчинский (сокращенный) и тумаринский (наиболее полный) типы. Эта же зональность подчеркивается амплитудой и частотой внутриформационных размывов.

Пространственные взаимоотношения. На востоке формация через зону резкого перепада мощностей вблизи Дулгалахского глубинного разлома переходит в мезомиктовую песчано-алевритовую формацию (триас) Сартангского синклинория. На северо-западе олигомиктовая формация по латерали переходит в олигомиктовую конгломерато-песчаную формацию Лено-Оленекского района и западного склона Хараулаха, изученную А. В. Ивановской (1967), И. С. Грамбергом и др. (1961). На юге возрастным аналогом рассмотренной формации служит песчаная олигомиктовая формация Южно-Верхоянского синклинория (Башарин, 1967).

Полимиктовая (аркозоявая) глинисто-песчаная формация

Распространение, объем, границы. Формация охватывает толщу осадочных пород ниже-среднеюрского возраста. Нами была изучена нижеюрская часть разреза, и лишь в некоторых районах литологическими исследованиями охвачены нижние горизонты средней юры.

На западе Верхоянского мегантиклинория и в восточном блоке Вилюйской синеклизы нижняя граница формации проходит по поверхности стратиграфического несогласия. На востоке мегантиклинория, где терригенные отложения нижней и средней юры заполняют мульды крупных синклиналиных складок, граница формации согласная — литологическая и стратиграфическая.

В основании большинства формационных разрезов Китчанского и Тукуланского поднятий хорошо прослеживаются эрозионные врезы (по региональному распространению базальных конгломератов). Менее отчетливо признаки размывов устанавливаются на Бегиджан-Юндюлюнгском междуречье, где пограничная зона формации характеризуется резкой литофациальной сменой и залегает на разновозрастных горизонтах бегиджанской серии. В Предверхоянском прогибе верхняя граница формации проводится в основании угленосных отложений джаскойской свиты.

Полимиктовая глинисто-песчаная формация расчленена на две подформации, отвечающие последовательно сменявшимся трансгрессивным

и регрессивным стадиям развития Верхоянского прогиба. Нижняя подформация песчано-глинистого состава является нижнеюрской, верхняя включает преимущественно глинисто-песчаные отложения средней юры. Граница между подформациями в большинстве случаев литофациальная, согласная, но около западного и юго-западного ограничения формационного тела отмечены локальные стратиграфические перерывы.

Строение. Формация имеет крупноритмичное строение, которое отражает периодичность тектонических движений, неодинаково выраженных в западной и восточной частях структурно-формационной зоны. Слабая стратиграфическая изученность и расчлененность разрезов и их территориальная разобщенность не позволяют в полной мере судить об объеме и пространственном распределении отдельных ритмов и их составных элементов, которые при более строгой возрастной датировке, возможно, окажутся асинхронными.

В северной части западного крыла Верхоянского мегантиклинория выделено три сложно оформленных макоритма. На восточном его крыле им соответствуют два более простых ритма. Строение ритмов двучленное, асимметричное, с хорошо развитыми трансгрессивными частями. Характер их строения в частных разрезах неоднотипен и определяется положением в латеральном фациальном ряду, в целом отражая вертикальную смену более глинистых горизонтов (верхний плинсбах— нижний аален, нижний бат) песчаными (аален— байос, верхний бат) и наиболее морских фаций— прибрежно-шельфовыми. Состав образующих ритмы пород не всегда выдержан. На западе много песчаников, слагающих пласты в 20—80 м, есть алевролиты и аргиллиты; к востоку роль аргиллитов и глинистых алевролитов повышается. Нередко монотонные, четко ограниченные слои глинистых пород являются хорошими маркирующими горизонтами. Алевролиты, аргиллиты и песчаники образуют пачки ритмичного переслаивания (10—25 м), разделенные однородными слоями аналогичного состава (5—50 м). Наконец, местами отмечаются горизонты неравномерного чередования песчаников, алевролитов, а также аргиллитов.

В поперечном пересечении западного крыла Верхоянского мегантиклинория и восточной части Вилюйской синеклизы мощность формации изменяется от 400—450 м (Хапчагайское поднятие) до 800—900 м (Предверхоанский прогиб), плавно увеличиваясь к востоку до 950—1000 м. В продольном профиле наибольшие мощности (1200—1350 м) отмечаются на междуречье Менкере и Бегиджана, уменьшаясь на севере до 500—550 м, а на юге— до 800—950 м.

Вещественный состав. Песчаники и алевролиты, определяющие петрографический облик формации, представлены главным образом аркозами, граувакковыми аркозами, реже переходными аркозово-кварцевыми типами. Содержание кварца в породах изменяется от 30 до 55%. Полевые шпаты составляют 24—44%; среди них доминируют калинатовые полевые шпаты при подчиненной роли кислых плагиоклазов, но на отдельных стратиграфических уровнях последние преобладают. Содержание обломков пород (силицитов, кислых и средних эффузивов, гранитондов, метаморфических пород) обычно невысокое (5—15%), однако в граувакково-аркозовых песчаниках их 25—42%. Содержание измененных слюд варьирует от 1 до 10%. На более приподнятых блоках (Хапчагайское и Китчанское поднятия) нижняя подформация включает олигомиктово-кварцевые и аркозово-кварцевые песчаники и алевролиты, в которых количество кварца повышается до 60—70%. Присутствие в них зрелого обломочного материала обусловлено предельасовым размывом подстилающих пород (мусочанской и хедальчанской свит).

По гранулометрии значительно преобладают мелко- и среднезернистые, обычно хорошо или среднесортированные песчаники. В глинистых пачках присутствуют песчаники со слабой сортировкой. По составу свя-

зующей массы выделяются различные группы с карбонатным (кальцит и сидерит), глинистым (хлоритово-гидрослюдистым) базального или порово-пленочного типа цементом, количество которого редко превышает 25%. В глинистом цементе алевролитов и песчаников Лено-Вилюйской провинции наряду с гидрослюдой или хлоритом часто отмечается хорошо раскристаллизованный крупночешуйчатый каолинит, а также смесь смешанослойной фазы.

Из других аутигенных минералов в цементе определены глауконит, пирит, анатаз, брукит, новообразования эпидота, сфена, кальцита и сидерита. Спорадически встречается лимонит, вероятно, по железистому карбонату, при наличии которого породы приобретают «крупчатый» облик. Интересно присутствие в верхнеелясовых отложениях Средневилюйской площади (Абрамова, 1969) цеолитовых минералов, как возможных продуктов замещения пирокластической примеси. Постседиментационные изменения пород характеризуются развитием конформных и инкорпорационных сочленений обломочных зерен кварца и полевого шпата, их интенсивной регенерацией и деформацией, а также полистадиальными замещениями слюд с образованием хлоритовых и гидрослюдистых псевдоморфоз. Наблюдается неоднородная перекристаллизация глинистой массы, карбонатов, реже обломков эффузивов, следы частичного растворения неустойчивых акцессориев (апатита, пироксенов и амфиболов). Степень эпигенетических преобразований значительно уменьшается в породах восточной части Вилюйской синеклизы.

Среди аллотигенных минералов тяжелых фракций установлены циркон, рутил, ильменит, лейкоксен, гранат, апатит, дистен, реже эпидот, амфиболы, пироксены, корунд и сфен.

Гравелиты и конгломераты формации приурочены в основном к базальным горизонтам нижней юры и редко залегают в вышележащих слоях. Они слагают чечочечные линзовидные прослои мощностью до 1,5 м. В бассейнах рек Чечума и Лямпеска широко распространены ржавобурые конгломераты, обогащенные гидроксидами железа, которое, по видимому, извлекалось при перемыве сидеритсодержащих песчаников или сидеритов бегиджанской серии. Среди псефитового материала преобладают кварц, кремни, кислые и средние эффузивы, жильные и интрузивные гранитоиды; реже встречаются метаморфические породы.

Аргиллиты, глины и глинистые алевролиты, ассоциирующие с песчаниками и крупнозернистыми алевролитами, слабо, реже хорошо отмечены. Их тонкодисперсная составляющая относится к диоктаэдрической гидрослюде или гидрослюде совместно с хлоритом; иногда отмечаются каолинит, содержание которого увеличивается в разрезах глубоких скважин, и небольшое количество монтмориллонита. Среди аутигенных минералов определены пирит и кальцит, а также сидерит, глауконит, лептохлорит и тонко рассеянный кварц. В прибрежных фациях аргиллиты и глины насыщены бурой тонкораспыленной растительной органикой или включают ее гелифицированные обрывки. Широко развиты известковистые разности, переходящие в глинистые пелитоморфные известняки или известняки-ракушняки. Глинистые пачки часто содержат карбонатные и многочисленные марказит-пиритовые стяжения. Кальцитовые (CaCO_3 47—80%) и кальцит-сидеритовые (CaCO_3 17—50, FeCO_3 24—35%) конкреции нередко содержат P_2O_5 (2—5% в бассейне р. Тумара и на Экюлю-Улагинском междуречье), а также MnO (1—4%).

Рассеянные элементы (Ti, Ni, V, Cr и Co) в нижнеюрских отложениях образуют концентрации ниже кларковых. В геохимическом отношении породный парагенез формации показывает контрастно-упорядоченный тип распределения элементов, за исключением Mn. Фиксируется повышенная концентрация Sr (до 0,034%); Ba всего 0,02%. Отношение Sr к Ba равно 1,7, что характеризует морские условия седиментации.

Условия образования. На западе антиклинальной зоны широкому развитию нижнеюрской трансгрессии предшествовала кратковременная регрессия с формированием базальных конгломератов или неровных эрозионных поверхностей. Здесь интенсивность размыва возрастала в направлении Вилюйской синеклизы. На восточном крыле Верхоянского мегантиклинория признаки размыва и стратиграфического перерыва отсутствуют.

Область седиментации в раннеюрскую эпоху представляла открытый на север и восток обширный шельфовый бассейн, на востоке которого накапливались песчано-алеврито-глинистые, на западе — глинисто-алеврито-песчаные осадки. В позднеплинсбахское и частично тоарское время наблюдалась активизация тектонических движений. Пока мы располагаем немногочисленными фактами в пользу вулканической деятельности на территории Верхоянского мегантиклинория в раннеюрское время, но они имеют большое геологическое значение. Сантиметровые прослой лепловых карбонатизированных туфов были обнаружены нами в плинсбах-тоарских отложениях бассейна р. Нуора (Кыбыттагас). На востоке в разновозрастных (?) породах правого склона долины р. Илин-Юрях была прослежена выклинивающаяся пластовая залежь базальтоидных эффузивов мощностью 1,5—3 м. На присутствие аквагенных туфов в верхах нижней юры Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба указывал А. Е. Киселев (1970). На Тукуланском поднятии (бассейны рек Тенкиче и Байбыкан) тоарскому времени соответствуют кратковременные перерывы типа диастемы.

Солевой режим бассейновых вод в лейасе был нормально-морским, о чем свидетельствует обильное заселение водоемов аммонитами, пеллециподами, белемнитами, брахиоподами и др. Морские мелководные условия осадконакопления и геохимический режим восстановительного и резко восстановительного профиля были наиболее благоприятными для накопления в раннеюрское время органического вещества. Среднее содержание $C_{орг}$ в различных типах пород Вилюйской синеклизы и примыкающей части Предверхоянского прогиба колеблется от 0,65 до 0,82% (Казаринов, 1970).

В лейасе господствовал теплый умеренно-влажный климат. Прилегающий к области седиментации с запада континент характеризовался слабо расчлененным рельефом типа аккумулятивно-денудационной равнины и низких плато.

Во время образования рассматриваемой формации продолжался конседиментационный рост положительных структур Хапчагайского поднятия, литологические признаки которого особенно наглядны в пределах наиболее поднятых блоков Средневилюйской площади. Они выражаются в зональном распределении терригенных пород, крупнозернистые разности которых тяготеют к сводам структур, а алевриты и мелкозернистые песчаники — к крыльям. В этом же направлении изменяется мощность маркирующей пачки аргиллитов и глин тоарского возраста. Конседиментационный рост структур отразился в развитии горизонтов подводных нарушений и складок с амплитудой до 2 м, описанных К. И. Микуленко (1969) в породах ранне-среднеюрского возраста на Бадаранской (скв. 3) и Китчанской (скв. 2) структурах, где они приурочены к склонам поднятий.

Дифференцированный блоковый характер тектонических движений на западном крыле Верхоянского мегантиклинория хорошо выражен на Китчанском поднятии, где наблюдается повышенная глубина предлейасового размыва. Более стабильной была область седиментации восточной фациальной зоны, хотя и здесь (бассейн Улаги) периодически возникали острова и зоны обмеления, о чем свидетельствуют корневые остатки прибрежной растительности.

Усиление тектонических движений на рубеже ранней и средней юры с локальным вулканизмом и перерывами привело к существенному сокращению морского осадконакопления и ознаменовало начало новой регрессии Верхоянского бассейна, осложненной кратковременными трансгрессиями (ранний бат). Особенность этого этапа заключалась в нарастании дифференцированности погружений крупных участков региона. Наибольшей тектонической мобильностью и повышенной мощностью осадков во время накопления верхней глинисто-песчаной подформации средней юры характеризовалась мелководная шельфовая зона северной части Предверхоянского прогиба. Замедленные темпы погружения и устойчивая обстановка приморской равнины отмечаются в его центральной и южной частях.

На восточном крыле Верхоянского мегантиклинория формировалась умеренно глубоководная шельфовая впадина, где длительное время накапливались преимущественно алевроито-глинистые осадки. Расширившиеся по площади и относительно расчлененные области питания в основном наследовались от раннеюрского времени.

Пространственные взаимоотношения. Полимиктовая (аркозоявая) глинисто-песчаная формация входит в ряд одновозрастных полимиктовых шельфовых формаций Лено-Алданской плиты и Лено-Анабарского прогиба, выделенных и описанных К. В. Боголеповым (1967), а на юге замещается ниже-среднеюрским песчано-глинистым комплексом Южно-Верхоянского синклиория.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В допозднепалеозойской геологической истории Верхоянской антиклинальной зоны К. Б. Мокшанцевым и др. (1968) установлены раннедокембрийский, позднекембрийский—раннепалеозойский и ранне-среднепалеозойский этапы. В истории верхнепалеозойско-мезозойской толщи выделение этапов разными исследователями проводилось по-разному. Одни из них, например А. В. Вихерт (1960), выделяли два самостоятельных этапа—позднепалеозойский и триасово-среднеюрский, другие (Коссовская и др., 1960; Горнштейн и др., 1963; Мокшанцев и др., 1964) включали в состав позднепалеозойского этапа и раннетриасовые образования, а мезозойский этап начинали со среднего триаса. Формационное изучение средне-верхнепалеозойских и нижнемезозойских отложений позволило нам поддержать точку зрения А. В. Вихерта. Мы рассматриваем заключительные стадии ранне-среднепалеозойского этапа, позднепалеозойский и раннемезозойский (триасово-среднеюрский) этапы (рис. 13).

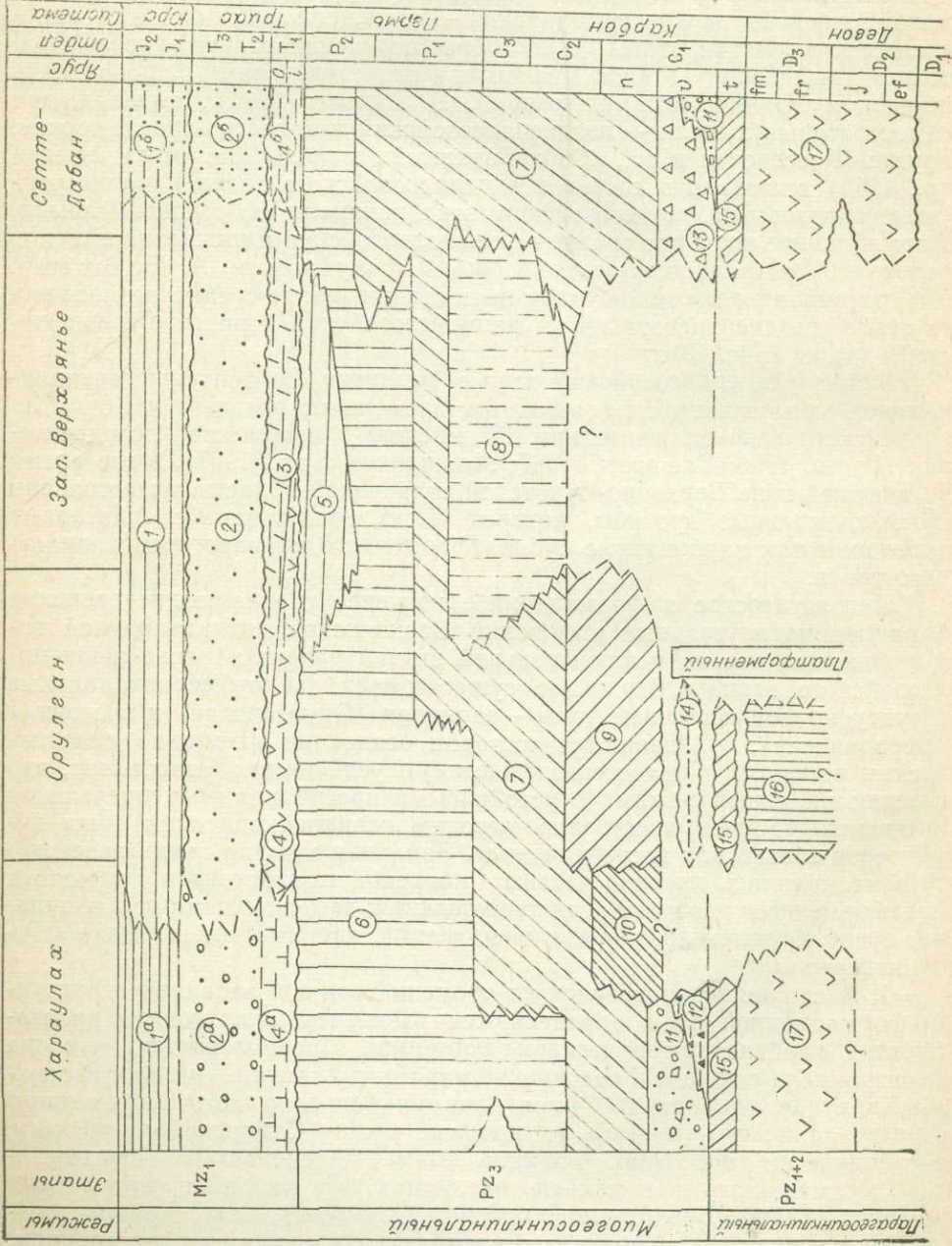
Ранне-среднепалеозойский этап в развитии Верхоянской антиклинальной зоны охватывал промежуток времени от позднего кембрия до турнейского века включительно. По мнению большинства исследователей (Гусев, 1966; Башарин, 1967; Мокшанцев и др., 1968), в это время во внешней зоне Верхояно-Чукотской складчатой области существовали геосинклинальные прогибы, которые К. Б. Мокшанцев с соавторами определил как карбонатные субплатформенного или парагеосинклинального типов.

Литологическое и формационное изучение средне-позднедевонских и раннекаменноугольных отложений Верхоянской антиклинальной зоны показало, что на исключительной стадии развития ранне-среднепалеозойского этапа в Верхоянье существовали две субмеридиональные структурно-формационные зоны—западная (Орулганская) и восточная (Верхоянская), отличавшиеся составом осадочных формаций, тектоническим режимом и палеогеографическими условиями. Установлено, что геосинклинальный режим (с устойчивыми прогибаниями, непрерывным интенсивным, преимущественно морским осадконакоплением) был характерен только для восточной зоны. Западная зона до конца визейского века являлась краевой частью Сибирской платформы и отличалась платформенным режимом осадконакопления: замедленными прогибаниями, преобладанием континентальных фаций, частыми межформационными перерывами.

Для средне-позднедевонского времени границы западной структурно-формационной зоны определяются развитием аллохтонной красноцветной карбонатно-терригенной формации. Предполагается, что она оконтуривала с запада Верхоянский парагеосинклинальный прогиб между Хараулахом и Сетте-Дабаном, занимая большую часть современного Предверхоянского прогиба и краевые части Сибирской платформы. Периодически восточная граница зоны красноцветной седиментации перемещалась все дальше на восток, и в разрезах сероцветных морских осадков Верхоянского прогиба (Хараулах, Сетте-Дабан) появлялись в качестве аллофильных членов красные мергели, алевролиты,

Рис. 13. Схема взаимоотношения формаций Верхоянской антиклинальной зоны.

Формации: 1 — полимиктовая (аркозная) глинисто-песчаная; 1а, 1б — полимиктовая песчано-глинистая (по литературным данным); 2 — олигомиктовая алевроито-песчаная; 2а — олигомиктовая конгломератопесчаная и 2б — олигомиктовая песчаная (по литературным данным); 3 — сероцветная полимиктовая песчано-глинистая; 4 — пестроцветная вулканогенно-терригенная полимиктовая; 4а — сероцветная известко-терригенная и 4б — пестроцветная терригенная (по литературным данным); 5 — угленосная параллельная; 6 — полимиктовая алевроито-песчаная; 7 — известково-алевроито-глинистая; 8 — олигомиктово-полимиктовая песчаная; 9 — олигомиктовая алевроито-песчаная; 10 — полимиктовая песчано-алевроитовая; 11 — терригенно-диамиктиковая; 12 — туфово-кремнистая; 14 — терригенно-карбонатная; 15 — кремнисто-карбонатная; 16 — красноцветная карбонатно-терригенная; 17 — вулканогенно-терригенно-карбонатная.



Реститы
Станы
Хараулах
Орулган
Зап. Верхоянье
Сетте-Дабан
Ярус Омеля
Листема

МЗ₁
PZ₃
PZ₁₊₂

Музейскоинклинальный
Лагеевскоинклинальный

Карбон
P₂
P₁
C₃
C₂
C₁
П
D₃
D₂
D₁

доломиты и парагенетически связанные с ними маломощные пласты гипсов и ангидритов. Монотонность состава и выдержанность текстурно-структурных признаков красноцветных осадков свидетельствуют о том, что западная структурно-формационная зона в среднем — позднем девоне пребывала в условиях устойчивых тектонического, фациального и климатического режимов осадконакопления (см. рис. 13).

Восточная структурно-формационная зона в среднем — позднем девоне занимала, очевидно, большую часть современного Верхоянья, включая Хараулахский антиклинорий и Сетте-Дабанский горст-антиклинорий, и являла собой парагеосинклинальный карбонатный прогиб. Здесь в мелком морском бассейне в условиях жаркого, временами аридного климата накапливались осадки сероцветной вулканогенно-терригенно-карбонатной формации. В ее составе преобладает автохтонное вещество (органогенные и хемогенные карбонаты, местами эвапориты и вулканиты), но вместе с тем по сравнению с подстилающими толщами значительно увеличивается роль аллохтонного терригенного материала, особенно в верхней части формации. Этот факт указывает на усиление эрозионных процессов на Сибирской платформе.

Осадконакопление в восточной зоне происходило в условиях активизации и дифференциации тектонических движений, сопровождавшихся значительным основным вулканизмом. В целом для средне-позднедевонского этапа в прогибе на фоне колебательных движений преобладали поднятия, особенно усилившиеся к концу позднего девона. Распад основания зоны на блоки в результате тектонических подвижек обусловил образование локальных стратиграфических перерывов, обособление местных структурно-фациальных зон (Томпонской, Восточно-Хандыгской, Кемюс-Юряхской) и быструю смену фациальных обстановок как во времени, так и в пространстве.

На рубеже позднего девона и раннего карбона восходящие движения сменились медленными опусканиями, что вызвало появление в восточной зоне монотонной однородной толщи черных кремнистых битуминозных известняков турнейского возраста (кремнисто-карбонатная формация), венчающих ранне-среднепалеозойский седиментационный цикл. Во второй половине турнейского века кремнисто-карбонатная формация распространилась на западную структурно-формационную зону. Ее появлению в Орулгане предшествовал континентальный перерыв с конца девона до середины турне.

На рубеже турнейского и визейского веков восточная зона испытала погружение, ознаменовавшее наступление позднепалеозойского этапа в развитии Верхоянского геосинклинального прогиба. В западной зоне в начале визе вновь установился перерыв в осадконакоплении, сменившийся во второй его половине кратковременными опусканиями, во время которых накапливались осадки терригенно-карбонатной формации. С намюрского века геосинклинальный режим развития распространился и на эту зону.

Позднепалеозойский этап. Начавшись в разное время в восточной и западной структурно-формационных зонах, этот этап закончился в них одновременно — в конце перми. Его особенностью является распространение миогеосинклинального режима на всю Верхоянскую антиклинальную зону. В позднепалеозойской истории Верхоянской миогеосинклинали можно выделить три стадии — раннюю, среднюю и позднюю.

В раннюю стадию — стадию заложения прогиба — осуществлялось некомпенсированное осадконакопление. Оно охватило визейский век и проявилось только в восточной структурно-формационной зоне. Заложение геосинклинального трога на месте плоского эпиконтинентального морского бассейна на одних участках началось в конце турне, на других — в начале визе (Богуш, Юферев, 1969; Абрамов, 1970). Ложе трога имело сложный расчлененный рельеф, что предопределило наличие

местных структурно-формационных зон и разнообразие раннегеосинклинальных формаций (туфово-кремнистой, глинисто-спонголитовой и терригенно-диамиктитовой; предполагается локальное развитие грубообломочной формации). В прогибе существовали глубокие впадины, изолированные от зон аккумуляции глинистых и кремнистых осадков, а также подводные и надводные островные поднятия.

Тектонический режим на ранней стадии развития геосинклинального прогиба был очень напряженным, на что указывают суспензионные потоки, оползни, обвалы и взмучивание осадков и размывы. Высокая сейсмичность зоны осадконакопления была связана с блоковыми подвижками и сочеталась с активными проявлениями внутригеосинклинального эксплозивного надводного и подводного вулканизма на начальной стадии развития прогиба. Бескарбонатность визейских осадков, высокое содержание в них кремнезема и пеплового материала, испытавшего недалекий воздушный перенос и частично перемещенного подводными течениями (пизолитовые туфы) — все эти особенности раннегеосинклинальных формаций так или иначе связаны с внутригеосинклинальным вулканизмом. На отдельных участках прогиба (Северный Хараулах) размывались вулканические толщи основного состава, в результате чего возникли прослои граувакковых вулканомиктовых песчаников и алевролитов.

Во второй половине визейского века в восточной зоне активизировались восходящие движения. Региональное распространение получила терригенная подформация, представленная относительно мелководными морскими осадками. На рубеже визейского и намюрского веков прогиб испытал общее глубокое погружение, и с этого момента началась средняя стадия развития рассматриваемой территории.

Средняя стадия характеризовалась равномерным расширением и погружением миеосинклинального прогиба. В это время последовательно вовлекались в прогибание окраинные блоки Сибирской платформы, входящие в среднем палеозое в западную структурно-формационную зону, и в начале намюрского века геосинклинальный режим установился в пределах Орулганского блока. (Несколько неясно время структурной перестройки Западного Верхоянья, где отложения древнее среднего карбона не вскрыты.) В связи с этим сильно изменились размеры и конфигурация миеосинклинального прогиба. В нем обособились внутренняя и внешняя структурно-формационные зоны, унаследованные от восточной и западной структурно-формационных зон ранне-среднепалеозойского этапа.

В конце раннего и в среднем карбоне внутренняя и внешняя зоны в Орулгане были разделены островными поднятиями, которые служили дополнительными источниками сноса для западной части прогиба и ограждали восточную часть от поступления обломочного материала со стороны Сибирской платформы (Булгакова и др., 1969). Существование поднятий, возможно, определило основные различия между зонами, касающиеся формационного состава и палеогеографических условий осадконакопления.

Внутренняя зона прогиба в средней стадии испытала длительное опускание, зафиксированное в мощной известковисто-алеврито-глинистой формации. Наибольшие темпы нисходящих движений были в начале стадии. Прогиб тогда отличался максимальными глубинами, и в нем накапливались тонкоотмученные глинистые и глинисто-известковые осадки. Крупные оползневые складки в базальных слоях формации свидетельствуют о сейсмичности, вероятно, связанной с неравномерными подвижками платформенных блоков во внешней зоне прогиба. Однако в целом тектонический режим был спокойным, на что указывает огромная (до 4000 м) мощность формации и выдержанность ее состава на большой площади. Распространение пачек и толщ с тонким чередованием глинисто-известковистых и алевритовых пород было обусловлено перио-

дическим поступлением обломочного материала в бассейн. Впоследствии опускание несколько замедлилось, и к концу стадии бассейн постепенно обмелел (в разрезах формации появились прослои песчаников, алевролитов и желваковых фосфоритов, а также внутриформационные размывы).

Начавшись повсеместно во внутренней зоне почти одновременно, средняя стадия имела неодинаковую продолжительность в различных частях зоны: на севере (Хараулах) она закончилась в среднем карбоне, южнее (восточный склон Орулгана) — в ранней перми, на юге (Сетте-Дабан) — в начале поздней перми. Во внешней зоне средняя стадия продолжалась до конца среднего карбона (западный склон Орулгана) или до середины ранней перми (Западное Верхоянье) и сопровождалась интенсивным погружением. В отличие от внутренней зоны в начале стадии опускание было компенсированным, что вызвало образование полимиктовой песчано-алевритовой (юг Хараулаха), олигомиктовой алевроито-песчаной (Орулган) и олигомиктово-полимиктовой песчаной (Западное Верхоянье) формаций. Источники обломочного материала находились на восточных окраинах Оленекского и Мунского поднятий, смежных с Орулганом, и Якутского и Вилюйского (?) поднятий, смежных с Западным Верхояньем. Во внешней зоне в это время в континентальной и мелководной морской обстановке в условиях гумидного климата накапливались аллювиальные, озерно-болотные и прибрежно-морские терригенные осадки.

К концу средней стадии интенсивность опускания во внешней зоне усиливалась, что привело к морской трансгрессии в пределы наиболее прогнутых блоков и возникновению известкисто-алеврито-глинистой формации. Эта формация для внешней зоны прогиба является аллофильной, соответствуя максимальным трансгрессиям (среднекаменноугольной в Орулгане и раннепермской в Западном Верхоянье) из внутренней зоны прогиба (восточный склон Орулгана и юго-восток Западного Верхоянья).

Дифференциальные движения блоков основания внешней зоны проявились в различном составе и возрасте формаций начала средней стадии (олигомиктовая алевроито-песчаная и олигомиктово-полимиктовая песчаная), а также в неодновременности завершения этой стадии в пределах зоны.

Поздняя стадия характеризовалась замедленным опусканием прогиба и восходящими движениями в отдельных его зонах, компенсированным осадконакоплением с одновременным на всей территории завершением его в конце перми. Началась эта стадия в разных частях Верхоянской антиклинальной зоны в разное время в связи с различиями развития внутренней и внешней структурно-формационных зон в среднюю стадию. На поздней стадии накапливались осадки полимиктовой алевроито-песчаной и паралической угленосной формаций. Первая из них преимущественно распространена во внутренней, а последняя — во внешней структурно-формационных зонах. Формации имеют сложные взаимоотношения, связанные с миграцией границы между ними и постепенным выклиниванием угленосной паралической формации к востоку.

Замедление нисходящих движений и постепенное нарастание поднятий — характерная черта поздней стадии развития региона. Особенно отчетливо это было выражено в осевой части современного Куранахского антиклинория, где в поздней перми формировалось конседиментационное поднятие, в пределах которого отмечаются сокращение мощности отложений, частые неглубокие размывы и подводно-оползневые явления. На фоне нарастания восходящих движений миогеосинклинальный прогиб периодически опускался. Пульсационный характер тектонических движений нашел свое отражение в крупной ритмичности регрессивного типа, характерной для обеих вышеупомянутых формаций.

В позднюю стадию продолжали существовать гумидные климатические условия. С этим временем совпало усиление эрозионных процессов в областях питания, расположенных в горных сооружениях южнее Сибирской платформы. Прогиб был заполнен алеврито-песчаными осадками, угленосными во внешней зоне. Морфологического выражения в рельефе прогиб в конце перми не имел. На его месте простиралась широкая прибрежная аллювиальная равнина, переходившая к северо-востоку в мелководный шельф. Таким образом, позднепалеозойский этап развития миогеосинклинали закончился заполнением ее осадками на всей территории современной Верхоянской антиклинальной зоны.

Раннемезозойский этап явился переходным этапом, предшествовавшим формированию Предверхоанского краевого прогиба и общему орогенезу.

В начальную стадию общего и неравномерного погружения унаследованно существовали внешняя и внутренняя структурно-формационные зоны, где размещаются соответственно пестроцветная вулканогенно-терригенная и сероцветная полимиктовая песчано-глинистая формации нижнего триаса. В центральной части Верхоянской миогеосинклинали положение границ между ними контролировалось субмеридиональным конседиментационным поднятием, не превышающим уровня седиментации. Началу ритмично нарастающего погружения предшествовали непродолжительные стратиграфические перерывы и образование локальных межформационных несогласий на рубеже поздней перми и раннего триаса.

Наибольшие амплитуды прогибания отмечены во внешней зоне, охватившей также восточный блок Вилуйской синеклизы. На особенностях палеоструктурного оформления этой зоны сказалась ее близость или непосредственное сопряжение с «жесткими» сегментами Сибирской платформы, на стыке с которыми тектонические напряжения приобретали повышенную интенсивность и разнонаправленность. Этим обусловлено образование в раннем триасе поперечных фациальных зон и прерывистость роста локальных структур Китчанского и Халчагайского поднятий.

Участки раздела между в разной степени подвижными блоками фундамента, по-видимому, представляли флексурообразные перегибы, связанные с разломами домезозойского заложения. Активность дифференцированных тектонических движений выразилась и в достаточной расчлененности областей сноса, существовавших в окружении активно действовавших вулканических центров на Сибирской платформе. Это определило преимущественно граувакково-аркозовый состав терригенной части пестроцветной формации и участие в ней, кроме автохтонных продуктов базальтоидного вулканизма, аллохтонного пирокластического материала.

Наиболее оживленной эффузивно-эксплозивная деятельность была в начале прогибания; одновременно активизировались движения по продольным разломам Верхоянского краевого шва, а также разломам, оконтуривающим с юга и севера восточный блок Вилуйской синеклизы.

Особенности тектонического режима внутренней структурно-формационной зоны выражались в ее более длительном миогеосинклинальном развитии на протяжении позднепалеозойского этапа и в отсутствии близкой структурной связи с Сибирской платформой. На начальной стадии раннемезозойского этапа зона характеризовалась замедленными темпами расширяющегося погружения и отсутствием признаков поперечной блоковой зональности.

Песчано-глинистые отложения сероцветной формации накопились в удаленных от питающих провинций фациальных зонах, что обусловило выдержанность мощностей и литофациального состава. В условиях

спокойной тектонической обстановки повысилась роль мелководно-морского хемогенного накопления карбонатов. Вулканических продуктов в этой формации мало. В целом для ранней стадии была характерна четкая ритмичность осадкообразования, обусловленная сменой знака тектонических движений на фоне общего погружения, что нашло свое отражение в биритмичной смене фациальных обстановок и литотипов терригенных пород.

Следующая, регрессивная стадия ознаменовалась длительным (средний триас — карний) сохранением режима восходящих движений на фоне устойчивого геосинклинального развития Верхоянского бассейна и образованием широкой внешней зоны продолжавшегося к востоку миегеосинклинального прогиба. Особенности этой стадии отражены в составе и строении нижней песчаной подформации олигомиктовой алеврито-песчаной формации. Граница с внутренней зоной, характерные черты которой запечатлены в сартагской мезомиктовой формации, проходит по резкому флексурному уступу, приуроченному к Дулгалахскому глубинному разлому.

Начало регрессивной стадии, особенно вдоль западной окраины Верхоянской антиклинальной зоны, сопровождалось инверсией тектонического режима и региональным размывом нижнетриасовых отложений, интенсивность которого постепенно уменьшалась в восточном направлении. С юга на север, вдоль внешнего края Сибирской платформы прослеживается нарастание восходящих движений. Наиболее поднятыми были западные окраины Хараулаха и Орулгана, где олигомиктовая формация имеет сокращенную мощность. В регрессивную стадию существенно изменились палеогеографические условия в области седиментации, превратившейся в широкую аллювиально-дельтовую равнину, испытывающую периодические погружения с проникновением в ее пределы прибрежных и лагунно-морских фаций.

Преимущественно олигомиктовый состав песчаной подформации и присутствие каолинита в глинистых прослоях указывают, что с поднятием и регрессией сочетались климатические изменения в областях денудации — главным образом на докембрийских выступах Сибирской платформы. Господство переменного влажного теплого климата на протяжении среднего триаса и карнийского века и повышенная интенсивность химического выветривания обусловили широкое развитие процессов корообразования, особенно на расчлененных водосборах во время преднорийского континентального перерыва. Это существенно сказалось на формировании петрофонда верхней песчано-глинистой подформации, которая характеризует следующую, в тектоническом отношении весьма контрастную, но относительно кратковременную (норий — рэт) стадию геологического развития Верхоянской антиклинальной зоны.

С начальными фазами этой стадии (ранненорийское время), отражавшей смену режима поднятий погружением и распространением морской трансгрессии, связано накопление в окраинной прибрежно-дельтовой части Верхоянского бассейна песчаных и грубообломочных продуктов переотложения кор выветривания, слагающих нижние горизонты верхней подформации. Наряду с этим в область седиментации постоянно поступал менее зрелый аркозово-кварцевый, реже аркозовый материал, а в более удаленных фациальных зонах накапливались алеврито-глинистые осадки. На востоке Верхоянского мегантиклинория ранненорийская перестройка и усиление тектонических движений сопровождались всплесками подводного и, возможно, островного вулканизма, который выражен в подформации прослоями туффов, редко туфов и маломощных эффузивов.

Формирование полимиктовой нижней подформации ранней юры и частично аалена отвечало дальнейшему погружению и широкому распространению морской трансгрессии. Это предполагает повсеместное

накопление прибрежных и морских осадков в Верхоянском бассейне. Основные особенности структурного плана внешней зоны миогеосинклинального прогиба в эту стадию определялись неравномерностью нисходящих движений. Наибольшими прогибаниями было охвачено внутреннее крыло Предверхоянского прогиба. Восточнее, с приближением к Дулгалахскому глубинному разлому наблюдается постепенное, а в зоне разлома — резкое ступенчатое увеличение мощности подформации. Здесь по простирацию данной подформации намечается постепенный ее переход в одновозрастные подразделения Сартангского синклиория. По-прежнему сказывалось влияние продольных разломов в пределах Западно-Верхоянской флексуорообразной ступени вдоль краевого шва, а западнее, вблизи зоны современного сочленения Предверхоянского прогиба с Вилюйской синеклизой, начиная с позднего аалена в стадию образования верхней полимиктовой подформации средней юры в результате многократных поднятий и регрессий резко сократились площади терригенной седиментации. В этих условиях окраина миогеосинклинального прогиба представляла гетерогенную в структурном отношении область, что подчеркивается размещением разнофациальных полей и изменением мощностей верхней подформации.

На приленском отрезке Верхоянского бассейна в средней юре сформировалась линейно вытянутая зона интенсивного прогибания, раскрывавшаяся к северу и северо-востоку. В ней происходила аккумуляция прибрежных и мелководных, преимущественно песчаных осадков. На востоке продолжалось развитие заложенной в плинсбахское время шельфовой Улагинской впадины, где шло интенсивное накопление глинистого материала, поступавшего с Сибирской платформы. Локально проявлялись фазы подводного вулканизма, фиксируемого маломощными залежами основных эффузивов.

В Западном Верхоянье и прилегающей части Вилюйской синеклизы среднеюрская стадия отличалась меньшей интенсивностью положительных движений и замедленными темпами опусканий. Начальные моменты регрессии кое-где проявляются стратиграфическими перерывами на границе тоара и аалена.

Таким образом, раннемезозойский этап характеризовался сменой трансгрессивного профиля седиментации (с существенными проявлениями вулканизма) в раннем триасе регрессивным в среднетриасовую эпоху и карнийское время (с неравномерным погружением на протяжении норий-рэта и ранней юры, которое в последующем сменилось длительным воздыманием).

Полезные ископаемые осадочного и вулканогенно-осадочного происхождения в рассмотренных отложениях развиты в ограниченных масштабах и изучены очень слабо, исключая Лено-Вилюйскую нефтегазоносную провинцию. Имеющийся фактический материал показывает, что распределение их в формационном ряду Верхоянской антиклинальной зоны подчиняется определенным закономерностям и в этом отношении заслуживает хотя бы краткого обзора. Учитывая, что при образовании осадочных полезных ископаемых наряду с тектоническим большая роль принадлежит климатическому фактору, обзор их проводится по двум климатическим группам изученных формаций: аридной (средний палеозой) и гумидной (поздний палеозой и ранний мезозой). Отдельно рассматриваются рудопроявления, связанные с вулканизмом и размещающиеся в вулканогенно-осадочных формациях.

Аридную группу формаций наиболее ярко представляет красноцветная карбонатно-терригенная формация, развивавшаяся в среднем — позднем девоне в краевых частях Сибирской платформы. В парагенезе этой формации присутствуют медистые песчаники и эвапориты.

Медистые песчаники локализуются в верхних горизонтах формации в северо-западной части Орулгана. Они залегают среди красных мергелей и алевролитов в виде пластов мощностью 2—3 м. На междуречье Атыркана и Ильи-Артыги А. Н. Наумов и В. И. Ушаков (1968) установили четыре рудных участка, отстоящих друг от друга по простиранию на 0,9—3,5 км. Содержание Си в оруденелых песчаниках, по данным бороздowego опробования, изменяется от 0,013 до 5%, а в песчаниках с видимым оруденением достигает 29%. Среднее содержание Си по рудному пласту на одном из участков без учета ураганных проб составляет 1,11%. Постоянными компонентами в рудах являются Ag, Mo и Au, содержание которых во много раз превышает кларковые. Однако несмотря на то, что красноцветная формация Орулгана обладает петрографическими и фаціальными признаками типичных меденосных формаций (Страхов, 1963), перспективность ее на медь представляется невысокой, учитывая сравнительно небольшую роль медистых песчаников в красноцветной формации и слабую ее обнаженность.

В более широком масштабе в зоне образования красноцветной формации происходили процессы галогенеза. Высокой сульфатоносностью и соленосностью характеризуется девонская карбонатно-терригенная формация Вилюйской синеклизы (Фрадкин, 1964, 1967). Повышенная гипсоносность свойственна аллофильным членам красноцветной формации, вклинивающимся в виде отдельных горизонтов внутри вулканогенно-терригенно-карбонатной формации в северной части Сетте-Дабана. На междуречье Менкюле и Кемюс-Юряха в разрезе живетского яруса выделяется несколько гипсоносных пачек мощностью 40—65 м. В бассейне Восточной Хандыги известно небольшое месторождение гипсов и ангидритов «Малая Росомаха», изученное в 1952 г. Н. У. Латниковым. Гипсы и ангидриты залегают среди доломитовых известняков

и доломитов в виде невыдержанных прослоев и пластов мощностью от первых сантиметров до 4 м. Южнее, в бассейне р. Белая, В. А. Ян-Жин-Шин в 1960 г. описал линзу белого ангидрита мощностью до 1 м, залегающую среди красноцветных косослоистых песчаников раннефранского возраста. Таким образом, для среднего — позднего девона намечается широкая полоса накопления эвапоритов, располагавшаяся на западной периферии Верхоянского геосинклинального бассейна и пространственно совпадавшая с зоной распространения красноцветной формации.

Гумидная группа формаций объединяет верхнепалеозойские и нижнемезозойские образования, а также турнейскую кремнисто-карбонатную формацию. В их составе отмечают накопления фосфатов и углей.

Фосфатопоявления приурочены в основном к известковисто-алевро-глинистой формации. В Северном Хараулахе в верхней части тиксинской свиты содержатся прослой желваковых фосфоритов, а также линзы и прослой фосфатосодержащих известково-глинистых пород мощностью 0,5—1,2 м. Содержание P_2O_5 колеблется от 0,2 до 6,0%. Фосфатосодержащие конкреции имеются также в эчийской свите Западного Верхоянья (Херасков и Колосов, 1938). Концентрация P_2O_5 в них составляет 1,4—6,9%. Отмеченные фосфатопоявления не имеют практического значения, но определяют возможность более высоких скоплений фосфатов вблизи платформы, в зонах выклинивания известковисто-алевро-глинистой формации.

Повышенным количеством органического вещества, особенно тонкодисперсного, обладают все породы верхнепалеозойских формаций, что обусловило их серую и темно-серую окраску. В моменты компенсированного терригенного осадконакопления в позднем палеозое формировались угленосные отложения. Особенно широким и возрастным распространением они пользуются во внешней приплатформенной зоне миогеосинклинального прогиба. Слабую угленосность (отдельные пропластки угля) имеют олигомиктовая алевро-песчаная формация в Орулгане и олигомиктово-полимиктовая песчаная в Западном Верхоянье. Однако в связи с малой мощностью и локальными выходами эти угли практического значения не имеют.

На стадии относительных поднятий миогеосинклинального прогиба в поздней перми региональное распространение в его внешней зоне получила паралическая угленосная формация. В ее составе часто встречаются пласты углей мощностью 1 м и более. Верхнепалеозойские угли относятся к тощим, полуантрацитам и антрацитам (Лубяновский, 1966).

В связи с постоянным присутствием дисперсного органического вещества как возможного сорбента некоторых элементов в породах верхнего палеозоя Верхоянья заслуживают внимания данные о повышенном содержании в них золота, особенно в известковисто-алевро-глинистой и полимиктовой алевро-песчаной формациях Орулгана. Эти данные представляют определенный интерес в связи с тем, что указанные формации, особенно первая, вмещают жилы малосульфидной золото-кварцевой формации, золото которых могло быть заимствовано из вмещающих пород.

Продукты переотложения кор выветривания, регионально распространенные в двух формациях — кремнисто-карбонатной турнейского возраста и олигомиктовой глинисто-песчаной среднего-верхнего триаса — отражают основные эпохи глубокого химического выветривания Сибирской платформы. С размывом латеритных кор выветривания среднепалеозойского возраста, реликты которых сохранились на Сибирской платформе (Милашов, 1959) и Таймыре (Граumberг и др., 1967), связана высокая кремнистость турнейских известняков и кварцевый состав присутствующей в них терригенной примеси (кремнисто-карбонатная фор-

мация). Продуктами локального переотложения этих кор выветривания являются пластовые тела микрозернистых фосфоритов малой мощности, образовавшихся в позднем девоне в Хараулахе (о. Столб). С региональным размывом продуктов каолинитового профиля выветривания обусловлено формирование мономинеральных кварцевых песчаников муосучанской свиты олигомиктовой алеврито-песчаной формации в Западном Верхоянье.

Вулканогенно-осадочная группа формаций, в которую входят вулканогенно-терригенно-карбонатная (средний — верхний девон), туфово-кремнистая (визейский ярус) и пестроцветная вулканогенно-терригенная полимиктовая (нижний триас), также содержит проявления некоторых полезных ископаемых.

Наибольший интерес в этом отношении представляет вулканогенно-терригенно-карбонатная формация, с основными эффузивами которой связано медное оруденение на территории Сетте-Дабана (Левашов, 1958а, 1964). Самородная медь и сопутствующий ей куприт образуют обильную мелкую вкрапленность в линзах эпидозитов и в карбонат-эпидот-кварцевых прожилках, секущих миндалекаменные порфиры. В аллювии некоторых ручьев, дренирующих покровы базальтов, К. К. Левашовым (1958а) найдено несколько крупных самородков меди (весом до 15 кг). Медная минерализация (халькопирит, борнит и халькозин) установлена Г. Ф. Гуринным в 1947 г. в скарнированных зонах на нижнем контакте мощной (до 200 м) пластовой залежи андезитовых порфиритов с известняками среднего девона. В скарнированных ксенолитах известняков, кроме того, отмечается присутствие Со, Ас и Аг. Минерализованы также и зоны известняковых брекчий (мощностью до 1,5 м), развитых в кровле андезитовых порфиритов.

В породах туфово-кремнистой формации, распространенной в Сетте-Дабане, пока не обнаружено каких-либо рудопроявлений. Однако с поствулканическими гидротермальными процессами здесь связана интенсивная пиритизация кремнистых и глинисто-кремнистых отложений, а также окремнение и адуляризация пепловых туфов с образованием пластовых тел вторичных микрокварцитов. С последними, как известно, связаны низкотемпературные проявления S, Mo и Hg. В этом отношении заслуживает внимания повышенная концентрация Mo в породах формации, установленная по результатам спектрального анализа.

В пестроцветной вулканогенно-терригенной формации нижнего триаса в бассейне р. Сынча в тесной ассоциации с туфоаргиллитами, туфоалевролитами и туфами устькельтерской свиты прослеживаются линзы и неправильной формы тела мощностью 0,2—0,5 м оолитовых глинисто-гётитовых пород. Суммарное содержание окислов Fe в них составляет 21,8—31,5%; кроме того, концентрация в них TiO₂ составляет 2,9—3,1%. Обогащенные гётитом и гидрогётитом прослои присутствуют в одновозрастных отложениях в верховье р. Бегиджан, а также в момской свите по Сыгынкану. Некоторый интерес представляют данные Р. А. Биджиева о проявлении самородной меди в приконтактовой зоне маломощного покрова базальтов в верховье р. Бегиджан. Таким образом, отмеченные рудопроявления генетически связаны с базальтоидным вулканизмом начальной стадии раннемезозойского этапа.

Высоко оцениваются перспективы нефтегазоносности осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, распространенных в прилегающей к Верхоянью области Предверхоянского краевого прогиба. Нефтегазо-разведочные работы, проведенные здесь в последнее время, привели к открытию новой Лено-Вилуйской провинции, где промышленные залежи газа, конденсата, а также притоки нефти локализованы в пермских, триасовых и юрских отложениях. Эти залежи сосредоточены в зернистых коллекторах, изолированных глинистыми крышками. Наиболее значительные месторождения провинции приурочены к верхне-

пермским и нижнетриасовым отложениям, причем первые из них характеризуются аномально высоким пластовым давлением.

Верхнепермские газовые залежи в пределах восточной части Вилюйской синеклизы располагаются в самых верхних песчаных горизонтах разреза, представленных разнородными песчаниками аркозово-кварцевого состава с регенерационным кварцевым, поровым каолиновым и коррозионным кальцитовым цементами. Вторичные структурные и минеральные новообразования этих пород соответствуют условиям позднего катагенеза. Региональной покрывкой пермских залежей является пестроцветная туфогенная алеврито-пелитовая нижнеиндская толща гидрослюдисто-хлорит-монтмориллонитового состава.

Нижнетриасовые залежи сосредоточены в туфогенных песчаных коллекторах, перекрытых также региональной нижнеоленинградской (монемской) туфогенной алеврито-пелитовой хлорит-монтмориллонитовой покрывкой.

Нижнеюрские песчаные коллекторы с широким развитием каолинит-гидрослюдистого, реже карбонатного цемента, включают газопродуктивные горизонты, которые экранируются алеврито-глинистой покрывкой (верхний лейас) хлорит-гидрослюдистого состава.

Учитывая обогащенность дисперсным органическим веществом терригенных пород гумидных формаций, а также их угленосность, особенно характерные для позднепалеозойского этапа осадконакопления, формирование пермских и нижнетриасовых залежей газа и конденсата несомненно связано с последующими стадиями постседиментационных преобразований этих пород и содержащейся в них органики.

В результате проведенных исследований изучен вещественный состав, строение и условия образования осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, слагающих верхи карбонатного и большую часть терригенного («верхоянского») комплексов Верхоянской складчатой зоны. Полученные данные уточняют и дополняют существующие представления об особенностях геологического развития этого региона в конце среднего палеозоя, в позднем палеозое и раннем мезозое.

К среднему девону здесь обособились и в дальнейшем длительно развивались две структурно-формационные зоны, различающиеся составом осадочных формаций и направленностью тектонического развития. Западная в среднем девоне — раннем карбоне развивалась как краевая платформенная структура. Для нее были характерны сокращенные мощности осадков, длительные перерывы в осадконакоплении, преобладание континентальных и субаквальных фациальных обстановок, терригенная и терригенно-карбонатная седиментация. Восточная зона до конца турнейского века представляла собой окраинную часть карбонатного парагеосинклинального прогиба. Этот прогиб отличался повышенной мощностью отложений, появлением локальных и кратковременных седиментационных перерывов, преобладанием фаций открытого моря и ведущей ролью автохтонного органогенного и хемогенного карбонатакопления.

В визейском и намюрском веках регион испытал перелом в развитии: оживились тектонические процессы, в основном карбонатная седиментация сменилась терригенной, на территории современной Верхоянской антиклинальной зоны был заложен миогеосинклинальный прогиб. В основании прогиба лежали разнотипные — парагеосинклинальная и платформенная структурно-формационные — зоны, которые определили деление его на внутреннюю и внешнюю зоны, дифференцированно развивавшиеся до конца раннего триаса. Граница между зонами на протяжении карбона и ранней перми выражалась отчетливой сменой формаций, а начиная с позднелермского времени — контролировалась конседиментационным поднятием.

Смена карбонатного комплекса терригенным во внутренней и внешней зонах произошла в разное время, совпав с усилением нисходящих движений. Причинами прекращения карбонатной седиментации во внутренней зоне прогиба на рубеже турнейского и визейского веков явились изменение батиметрической обстановки осадконакопления и поступление в придонные воды значительных масс вулканогенного кремнезема. Во внешней зоне прогиба смена комплексов в начале намюрского века обусловлена увлажнением климата, тектоническими поднятиями и усилением размыва окраины платформы. Отличительной особенностью внешней зоны было дробление основания прогиба на блоки, дифференцированные движения которых на протяжении среднего карбона — раннего триаса определяли размещение фаций и мощностей.

В среднем триасе структурный план миогеосинклинального прогиба стал меняться. Внутренняя максимально опущенная его зона, в кото-

рой накопилась непрерывная серия терригенных осадков, мигрировала в восточном направлении, в сторону Сартаинского синклинория. Одновременно внешняя зона расширилась к востоку и охватила площадь, тоже тяготеющую к главному водоразделу Верхоянья, отделяясь от внутренней зоны флексурной ступенью вдоль активизированного Дулгалахского глубинного разлома. Во фронтальной части внешней зоны, непосредственно сопряженной с Сибирской платформой, весьма широко распространены и четко выражены региональные и местные седиментационные перерывы. Мощность осадков здесь уменьшилась, и возникли локальные конседиментационные морфоструктуры.

Замыкание миогеосинклинального прогиба и накопление орогенного комплекса формаций произошло в течение позднемезозойского этапа, который нами не рассматривается.

На отдельных стадиях геологического развития региона большое влияние на седиментацию оказывал внутригеосинклинальный эффузивно-эксплозивный вулканизм.

Определенное положение в формационном ряду занимают проявления полезных ископаемых, связанных с процессами осадконакопления (эвапориты, медь, каустобиолиты, фосфориты) и вулканизма (медь и другие металлы), выяснение формационной приуроченности которых приобретает большое практическое значение.

- Абрамов Б. С. Новые данные по стратиграфии нижнекаменноугольных отложений хребта Сетте-Дабан.— В кн.: Совещание по разработке стратигр. схем Якутской АССР. Л., 1961, с. 105—106.
- Абрамов Б. С. Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Южного Верхоянья.— «Учен. зап. НИИГА, палеонт. и биостратигр.», 1963, вып. 1, с. 5—25.
- Абрамов Б. С. Биостратиграфия каменноугольных отложений Сетте-Дабана (Южное Верхоянье). М., «Наука», 1970. 178 с.
- Абрамова Е. А. Условия формирования пород-коллекторов мезозойских отложений Вилюйской синеклизы и центральной части Приверхоянского прогиба. М., «Наука», 1969. 81 с.
- Алексеева Р. Е. О фаменском ярусе Сетте-Дабанского антиклинория (Северо-Восток СССР).— «ДАН СССР», 1965, т. 160, № 1, с. 183—185.
- Андрианов В. Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М., «Наука», 1966. 180 с.
- Андрианов В. Н., Андрианова В. А. Некоторые новые данные о вулканизме на рубеже пермского и триасового периодов в области Верхоянской геосинклинали.— «Матер. по геол. и полезным ископаемым Якутской АССР», 1970, вып. 16, с. 137—145.
- Андрианов В. Н., Бархатов Г. В., Прокопьев В. С., Тютюнников Л. Г., Толстых А. Н., Яковлев А. Т. К выделению хадахской свиты в пермских отложениях Западного Верхоянья.— «Матер. по геол. и полезн. ископаемым Якутской АССР», 1970, вып. 16, с. 126—132.
- Архипов Ю. В. Новая зональная схема верхнетриасовых отложений бассейна р. Яны.— «ДАН СССР», 1970, т. 195, № 1, с. 151—154.
- Архипов Ю. В. Стратиграфия триасовых отложений бассейна реки Яны.— Автореф. канд. дис. Л., 1971, 26 с.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М., изд. ВАГТ, 1969.
- Башарин А. К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклинали. М., «Наука», 1967. 203 с.
- Биджиев Р. А. Стратиграфия и история осадконакопления юрских отложений севера Приверхоянского прогиба. Автореф. канд. дис. М., 1968. 25 с.
- Биджиев Р. А. Ленский прогиб (северная часть Приверхоянского прогиба).— В кн.: Геология СССР, т. 18, ч. 1. М., «Недра», 1970, с. 331—333.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики.— «Тр. ГИН АН СССР», 1963, вып. 99. 239 с.
- Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967, 328 с.
- Богуш О. И., Герасимов Е. К., Черняк Г. Е., Юферев О. В. Крестяские конгломераты устья р. Лены и их аналоги.— «ДАН СССР», 1963, т. 153, № 1, с. 166—169.
- Богуш О. И., Герасимов Е. К., Юферев О. В. Нижний карбон низовьев Лены. М., «Наука», 1965. 65 с.
- Богуш О. И., Юферев О. В. Фораминиферы карбона и перми Верхоянья. М., «Наука», 1966. 208 с.
- Богуш О. И., Юферев О. В. О границе турнейского и визейского ярусов в Верхоянье.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 5, с. 112—117.
- Булгакова М. Д. Новые данные о вулканогенных и кремнистых породах в основании верхоянского комплекса.— «ДАН СССР», 1966, т. 171, № 3, с. 713—716.
- Булгакова М. Д. Крестяские конгломераты устья р. Лены и условия их образования.— «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 3, с. 127—134.
- Булгакова М. Д. Литология и условия образования средне-позднедевонских и раннекаменноугольных отложений Верхоянской антиклинальной зоны. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970, 26 с.
- Булгакова М. Д., Семенов В. П. Терригенно-минералогические провинции поздней перми, триаса и ранней юры Западного Верхоянья.— «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1967, № 1, с. 44—52.
- Булгакова М. Д., Лазебник К. А., Сукнева Л. С. Новые данные о базальных конгломератах верхоянского комплекса (нижний карбон хр. Орулган).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 9, с. 61—72.
- Вавилов М. Н., Битерман И. М., Андреев В. С., Сергеев В. М. О зонах нижнего триаса Западного Верхоянья.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 4, с. 120—127.

- Вахрамеев В. А., Пушаровский Ю. М. О геологической истории Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба в мезозойское время.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 588—628.
- Виноградов В. А. Тектоника Верхоянского антиклинория и Ленского прогиба (севернее Полярного круга).— «Учен. зап. НИИГА, регион. геол.», 1965, вып. 5, с. 87—126.
- Виноградов В. А. Эволюция структурных связей Сибирской платформы с геосинклинальной областью мезозой в Северном Верхоянье.— Автореф. канд. дис. Л., 1970. 25 с.
- Виноградов В. А., Биджиев Р. А. Западное крыло северной части Верхоянского мегантиклинория.— В кн.: Геология СССР, т. 18, ч. 1. М., «Недра», 1970, с. 410.
- Вихерт А. В. О климатическом режиме Верхоянского бассейна в перми и триасе.— «Изв. вост. филиалов АН СССР», 1957, № 1, с. 35—39.
- Вихерт А. В. Верхнедевонские вулканогенные породы северной оконечности хребта Сетте-Дабан и триасовые диабазы западного склона Западного Верхоянья.— «Тр. Якутского филиала АН СССР. Сер. геол.», 1959, № 4, с. 93—127.
- Вихерт А. В. Осадочные формации Западно-Верхоянского антиклинория и прилегающей территории. М., Изд-во АН СССР, 1960. 112 с.
- Возин В. Ф. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Яны.— «Тр. Якутского филиала СО АН СССР. Сер. геол.», 1962, сб. 15, 119 с.
- Герасимов Е. К., Батов В. И., Двина Т. А. Северная часть Верхоянской антиклинальной зоны (Северный Хараулах).— В кн.: Выветривание и литогенез. М., «Недра», 1969, с. 315—331.
- Горштейн Д. К., Гудков А. А., Косолапов А. И., Лейпциг А. В., Мельников В. М., Мокшанцев К. Б., Фрадкин Г. С., Черский Н. В. Основные этапы геологического развития и перспективы нефтегазоносности Якутской АССР. М., Изд-во АН СССР, 1963. 240 с.
- Горшков Г. С. К вопросу о классификации некоторых типов взрывных извержений.— В кн.: Вопр. вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 31—38.
- Грамберг И. С., Спиро Н. С., Аллонова Э. Н. Стратиграфия и литология пермских и триасовых отложений северной части Предверхоянского прогиба и сопредельных складчатых сооружений.— «Тр. НИИГА», 1961, т. 118. 231 с.
- Грамберг И. С., Польшин Я. И., Сороков Д. С., Устрицкий В. И., Черняк Г. Е. Позднепалеозойско-раннемезозойский этап палеогеографического развития.— В кн.: Палеогеография центр. части Сов. Арктики. Л., «Недра», 1967, с. 123—192.
- Гусев А. И., Флейшман С. С. Геология и полезные ископаемые северной оконечности Хараулахского хребта.— Тр. Арктич. ин-та, 1938, т. 89, вып. 1, с. 20—73.
- Гусев Г. С. Тектоника и история развития юго-запада Верхоянско-Чукотской складчатой области. Автореф. канд. дис. Якутск, 1966, 27 с.
- Джиноридзе Н. М. Юрские отложения северной части Предверхоянского прогиба и перспективы их нефтегазоносности.— Автореф. канд. дис. Л., 1966. 26 с.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969. 254 с.
- Дмитриев С. Д. История геологического развития северной части Предверхоянского прогиба. Якутск, 1968. 179 с.
- Дорофеев В. К. К стратиграфии верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Северного Орулгана.— «Учен. зап. НИИГА, палеонт. и биостратигр.», Л., 1969, вып. 27, с. 5—8.
- Дубовиков Л. К., Лежоев В. К. Стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений хребта Тас-Хаяхтаха.— В кн.: Тр. совещ. по стратигр. Северо-Востока СССР. Магадан, 1959, с. 27—31.
- Емельянец Т. М., Кравцова А. И., Пук П. С. Геология и перспективы нефтегазоносности низовья реки Лены.— «Тр. НИИГА», 1960, т. 108, 143 с.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника и анализ складчатости Верхоянья.— «Геотектоника», 1965, № 2, с. 58—78.
- Ивановская А. В. Литология мезозойских отложений бассейна нижнего течения р. Лены. М., «Наука», 1967. 170 с.
- Иванов А. П., Комарова А. Е. Пепловые туфы нижнего триаса северной части хребта Орулган.— «Информ. бюл. НИИГА», 1958, вып. 10, с. 31—36.
- Казаринов В. В. Геохимические критерии оценки перспектив нефтегазоносности мезозойских отложений Вилюйской синеклизы. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970. 20 с.
- Калинко М. К. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хантагской впадины.— «Тр. НИИГА», 1959, т. 104. 360 с.
- Каширцев А. С., Каширцев В. А., Сафронов А. Ф., Семенов В. П. Опорный разрез нижнекаменноугольных и нижнепермских отложений в приустьевой части р. Лены.— В кн.: Тр. 9-й науч. конф. инж.-техн. фак. ЯГУ. Якутск, 1966, с. 54—58.
- Кипарисова Л. Д., Попов Ю. Н. Расчленение нижнего отдела триасовой системы на ярусы.— «ДАН СССР», 1957, 109, № 4.
- Киселев А. Е. Литология и стратиграфия бегиджанской регрессивной серии Приверхоянского прогиба.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 7, с. 55—62.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965. 308 с.
- Коробицын А. В. Ассоциации песчаников и комплексы аксессуаров пермских отложе-

- ний бассейна реки Тумары в Западном Верхоянье.— В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск, 1968, с. 231—241.
- Коробицын А. В.** Литология верхнепалеозойских отложений центральной части Верхоянья. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970, 24 с.
- Коробицын А. В.** Осадочные формации и основные стадии развития Верхоянской антиклинальной зоны в позднем палеозое.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 29—36.
- Коссовская А. Г.** Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— «Тр. ГИН АН СССР», 1962, вып. 63, 206 с.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. И.** Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины.— «Тр. ГИН АН СССР», 1960, вып. 34, 276 с.
- Косыгин Ю. А.** Тектоника. М., «Недра», 1969, 616 с.
- Крылова А. К.** О верхнем девоне острова Столб в устье Лены.— «ДАН СССР», 1959, т. 124, № 1, с. 162—164.
- Лапина Н. Н.** Брахиоподы крестякских конгломератов с устья реки Лены.— «Тр. ВНИГРИ», 1962, вып. 196, сб. 3.
- Левашов К. К.** О самородной меди в девонских эффузивах Восточного Верхоянья.— «Матер. по геол. и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», Магадан, 1968, вып. 13, с. 169—171.
- Левашов К. К.** Магматизм Южного Верхоянья.— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., «Наука», 1964, с. 157—169.
- Лейцинг А. В., Клычко К. Ф., Хобот И. Р.** К стратиграфии нижнеюрских отложений Западного Верхоянья.— «Матер. по геол. и полезным ископаемым Якутской АССР», Якутск, 1961, вып. 4, с. 78—85.
- Лейцинг А. В.** Тектоническое строение и история геологического развития южной части Приверхоянского краевого прогиба. Автореф. канд. дис. М., 1963, 25 с.
- Лубяновский М. Н.** Западно-Верхоянская и Лено-Анабарская площади угленосности.— В кн.: Угленосность и угленосные формации Якутии. М., «Наука», 1966, с. 15—25.
- Масайтис В. Л.** Девонский вулканизм на Сибирской платформе.— ОНТИ ВИЭМС, 1966, 16 с.
- Масайтис В. Л., Михайлов М. В.** Среднепалеозойская вулканогенно-осадочная серия Ыгыатинской впадины.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 4, с. 43—53.
- Матвеев В. Д.** Стратиграфия и литология триасовых отложений разведочных площадей Хапчгайского и Китчанского поднятий.— В кн.: Лено-Вилюйская нефтегазоносная провинция. М., «Наука», 1969, с. 32—36.
- Матвеев В. Д.** Геология и нефтегазоносность триасовых отложений Хапчгайского вала. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970, 25 с.
- Межвилк А. А.** Молассы в устье р. Лены.— «ДАН СССР», 1956, 108, № 2, с. 317—319.
- Межвилк А. А.** Стратиграфия Северного Хараулаха.— «Сов. геол.», 1958, № 7, с. 43—61.
- Меннер В. В.** О сульфатоносности среднепалеозойских отложений северо-западной части Сибирской платформы.— «Учен. зап. НИИГА, регион. геол.», 1963, вып. 1, с. 124—142.
- Меннер В. В., Янов Э. Н.** Девонская система.— В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966, с. 88—96.
- Мерзляков В. М.** Тектонические зоны сочленения Омудевского поднятия Колымского срединного массива с Иньяли-Дебинском синклиналием Яно-Колымской складчатой системы. Автореф. канд. дис. Казань, 1966, 25 с.
- Микуленко К. И.** Подводно-оползневые образования в нефтегазоносных отложениях Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба.— В кн.: Лено-Вилюйская нефтегазоносная провинция. М., «Наука», 1969, с. 65—71.
- Милашов В. А.** Среднепалеозойская кора выветривания в Вилюйских горах.— «Тр. НИИГА», 1959, т. 102, с. 123—128.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И.** Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964, 239 с.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гудков А. А., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И.** Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской складчатой области. М., «Наука», 1968, 172 с.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Лутц Б. Г., Слассенов Ю. Л., Фрумкин И. М., Штех Г. И.** Тектоническая карта Якутской АССР (объяснительная записка). Якутск, 1971, 162 с.
- Монахов М. П.** Мелкогайечные конгломераты на границе юры и триаса в южной части Чекурковского мыса и в среднем течении р. Нелгер.— «Информ. бюл. НИИГА», 1959, вып. 15, с. 13—17.
- Мусалитин Л. А.** К стратиграфии пермских отложений верховьев реки Бытантай (Западное Верхоянье) — «Матер. по геол. и полезным ископаемым Якутской АССР», Якутск, 1960, вып. 1, с. 103—110.
- Мусалитин Л. А.** К выделению былькатской, собопольской и халданской свит в толще верхнепалеозойских отложений бассейна р. Собопол.— «Матер. по геол. и полезным ископаемым Якутской АССР», Якутск, 1961, вып. 4, с. 69—77.

- Мусалитин Л. А. Стратиграфия осадочных и вулканогенно-осадочных отложений северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.— «Матер. по геол. и полезным ископаемым Якутской АССР», Якутск, 1970, вып. 16, с. 3—32.
- Мусалитин Л. А., Соломина Р. В. Разрезы каменноугольных и пермских отложений Орулганского хребта.— В кн.: Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Сев. Верхоянья. Л., «Недра», 1970, с. 25—41.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963. 171 с.
- Наливкин Д. В. Девон Хараулахских гор, острова Котельного и Индигирки.— «Тр. Арктич. ин-та», 1933, т. 12.
- Науом А. Н. О предварительных результатах геологических исследований 1958—1959 гг. на западном склоне хребта Орулган.— «Информ. бюл. НИИГА», 1959, вып. 16, с. 37—42.
- Науом А. Н. Каменноугольные отложения западного склона хребта Орулган (Северное Верхоянье).— «Сб. статей по палеонт. и биостратигр. НИИГА», Л., 1961, вып. 24.
- Науом А. И., Ушаков В. И. О формации медистых песчаников в Северном Верхоянье.— «ДАН СССР», 1968, т. 178, № 4, с. 929—930.
- Огай В. Ф. Сравнительный формационный анализ позднемезозойских отложений северной части Предверхоянского прогиба и Зырянской впадины.— «Матер. по геол. и полезным ископаемым Якутской АССР», Якутск, 1962, с. 229—234.
- Одинцова М. М. Спорово-пыльцевые комплексы из туфогенных отложений центральной части Сибирской платформы и прибрежно-морских слоев индского яруса Северного Приверхоянья.— В кн.: Вопр. биостратигр. и палеогеогр. Сиб. платформы. М., «Наука», 1969, с. 46—62.
- Панов В. В. Стратиграфия мезозойских отложений западного склона Верхоянского хребта и междуручья Собопоп — Кюндюдей.— «Матер. по геол. и полезным ископаемым Якутской АССР», Якутск, 1960, вып. 2, с. 67—73.
- Полуботко И. В. Стратиграфический разрез верхней перми, триаса и юры в бассейне рек Бытантая и Эчия.— В кн.: Тр. совещ. по стратигр. Северо-Востока СССР. Магадан, 1959, с. 195—197.
- Попов Л. М. Литолого-формационный анализ отложений верхоянского комплекса верховьев р. Индигирки.— «Матер. по геол. и полезным ископаемым Якутской АССР», Якутск, 1962, вып. 10, с. 32—39.
- Попов В. И. Использование кларков для оценки баланса химических элементов и вероятности нахождения осадочных месторождений.— В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 22—68.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— «Тр. ГИН АН СССР», 1959, вып. 28. 154 с.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды северо-восточной части Азии.— «Тектоника СССР», 1960, т. 5. 236 с.
- Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Северо-Востока СССР. М., Гостехиздат, 1959, 80 с.
- Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1963. 16 с.
- Сборщиков И. М., Натанов Л. М. Дислокации, связанные с гипсово-ангидритовой толщей в Западном Верхоянье.— «ДАН СССР», 1969, т. 186, № 5, с. 1150—1153.
- Семенов В. П. Литология и стратиграфическое положение «горизонта кварцевых песчаников» Западного Верхоянья.— В кн.: Лено-Вилейская нефтегазовая провинция. М., «Наука». 1969, с. 36—42.
- Семенов В. П. К стратиграфии и литологии верхнетриасовых и нижнеюрских отложений Западного Верхоянья.— В кн.: Тр. 10-й науч. конф. инж.-техн. фак. ЯГУ. Якутск, 1970, с. 24—39.
- Семенов В. П., Булгакова М. Д. Конгломераты верхнепермских триасовых и нижнеюрских отложений Западного Верхоянья.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 3, с. 108—111.
- Сластенов Ю. Л. Стратиграфия нижнетриасовых отложений Китчанского поднятия.— «Тр. ВНИГРИ», 1961, вып. 18, с. 23—31.
- Сластенов Ю. Л. Стратиграфия и история накопления мезозойских отложений Западного Приверхоянья. Автореф. канд. дис. Л., 1965, с. 25.
- Соболев А. Е. О взаимоотношении верхоянского терригенного комплекса и карбонатного палеозоя Сетте-Дабана и изменчивости разрезов в зависимости от структурной обстановки.— В кн.: Геол. и полезные ископаемые Якутии. Якутск, 1970, с. 47—49.
- Соломина Р. В. Новые данные о возрасте атырдахской свиты на Северном Хараулахе.— «Сб. статей по палеонт. и биостратигр. НИИГА», 1960, вып. 21, с. 11—28.
- Соломина Р. В., Лунгерсгаузен Г. Ф., Захаров В. В. Разрезы каменноугольных и пермских отложений Хараулахского хребта.— В кн.: Стратигр. каменноугольных и пермских отложений Сев. Верхоянья. Л., «Недра», 1970, с. 8—20.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, 2, 3. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Схиртадзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии.— «Монографии ГИН АН СССР», 1958, № 8. 333 с.

- Тихомиров Ю. П. Геологическое строение и нефтегазоносность мезозойских отложений восточной части Вилюйской синеклизы и сопредельных участков Предверхоянского прогиба. Автореф. канд. дис. М., 1965. 25 с.
- Тучков И. И. Фосфориты нижнего течения р. Лены.— «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 4, с. 103—118.
- Фрадкин Г. С. О девонской галогенной формации Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 11, с. 3—14.
- Фрадкин Г. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Вилюйской синеклизы. М., «Наука», 1967. 204 с.
- Фрадкина А. Ф. Роль спорово-пыльцевого анализа при расчленении нефтегазоносных отложений Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба.— В кн.: Лено-Вилюйская нефтегазоносная провинция. М., «Наука», 1969, с. 23—32.
- Хайзникова К. Б. Биостратиграфия и табуляты девона хребта Сетте-Дабан (Южное Верхоянье). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970. 24 с.
- Хворова И. В. О происхождении флиша.— «Бюл. МОИП, отд. геол.», 1958, т. 33, № 5, с. 3—21.
- Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций.— В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации, 1963, с. 7—29 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 81).
- Хворова И. В. О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов.— «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 4, с. 51—61.
- Хворова И. В., Сибиркина Л. М. Информация о семинаре по классификации, номенклатуре и диагностике вулканогенно-осадочных (обломочных) пород.— «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 5, с. 140—143.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967. 404 с.
- Херасков Н. П., Колосов Д. М. Геология и геоморфология Западного Верхоянья.— «Тр. ВИМС», 1938, вып. 116. 200 с.
- Шатский Н. С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Избранные труды, т. 3. М., «Наука», 1965. 347 с.
- Чиков Б. М. Тектоника Охотского срединного массива. М., «Наука», 1970. 151 с.
- Ян-Жин-Шин В. А. Стратиграфия девонских отложений северной части хребта Сетте-Дабан.— «Матер. по геол. и полезным ископаемым Якутской АССР», Якутск, 1960, вып. 3, с. 130—134.

Введение (А. В. Коробицын, В. П. Семенов)	3
Глава I. Литолого-стратиграфическая характеристика отложений	7
Девонская система (М. Д. Булгакова)	—
Каменноугольная система (М. Д. Булгакова, А. В. Коробицын)	13
Пермская система (А. В. Коробицын)	26
Триасовая система (В. П. Семенов, В. Ю. Ивсен)	33
Юрская система (В. П. Семенов)	47
Глава II. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации	53
Формации среднего палеозоя (М. Д. Булгакова)	54
Формации верхнего палеозоя (М. Д. Булгакова, А. В. Коробицын)	65
Формации нижнего мезозоя (В. П. Семенов, В. Ю. Ивсен)	97
Глава III. Основные этапы геологического развития (М. Д. Булгакова, А. В. Коробицын, В. П. Семенов)	115
Глава IV. Краткие сведения о локализации полезных ископаемых (М. Д. Бул- гакова, А. В. Коробицын, В. П. Семенов, В. Ю. Ивсен)	123
Заключение (М. Д. Булгакова, А. В. Коробицын, В. П. Семенов)	127
Литература	129

Булгакова Мария Дмитриевна, Коробицын Александр Васильевич,
Семенов Владимир Павлович, Ивенсен Валерий Юрьевич

**ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ
ФОРМАЦИИ ВЕРХОЯНЬЯ**
(палеозой и нижний мезозой)

Ответственный редактор
Юрий Павлович Ивенсен

Редактор **А. И. Лаврентьев**
Художественный редактор **М. Ф. Глазырина**
Художник **А. А. Заплавный**
Технический редактор **А. В. Семкова**
Корректор **В. К. Тришина**

Сдано в набор 16 мая 1975 г. Подписано в печать 9 декабря 1975 г. МН 01606. Формат 70×108¹/₁₆.
Бумага типографская № 2. 8,5 печ. л., 11,9 усл. печ. л., 11,8 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз.
Заказ № 540. Цена 1 р. 18 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077. Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

ГОТОВИТ К ВЫПУСКУ СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:

- Шкодзинский В. С.** Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов.
Вулканические и интрузивные формации Приохотья.
Нестеров Н. В. Гипергенное обогащение золоторудных месторождений Северо-Востока Азии.
Бондаренко П. М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях.
Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков.
Лапин С. С. Магнетитовые рудные тела, их строение и магнитные свойства.
Жаркова Т. М. Типы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы.
Хоментовский В. В. Венд.
Павлов А. Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направлять по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

Цена 1 р. 18 к.

1553