ПРОТЕРОЗОЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЯКУТСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ПРОТЕРОЗОЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ответственный редактор
доктор геол.-мин. наук *К. Б. Мокшанцев*

5349

Глубокоуважаемому Рогавду Антоновичу на добрую память от авторов. 9 апреля 1980 г.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1979

УДК 551.72(571.56)

В монографии рассматриваются стратиграфия, биостратиграфия и вещественный состав протерозойских метаморфических, осадочных и магматических пород северо-восточной окраины Сибирской платформы. По геофизическим данным реконструируется дорифейское строение региона. Воссоздается история формирования тектонических структур с позиций проявления докембрийского континентального рифтогенеза.

Книга рассчитана на специалистов, занимающихся вопросами региональной геологии.

Коллектив авторов:

Б. Р. Шпунт, И. Г. Шаповалова, Э. А. Шамшина, К. А. Лазебник, В. Т. Саввинов, Э. Д. Пермяков, Э. Я. Келле, Е. В. Янковский.

П $\frac{20801 - 905}{055(02) - 79}$ 362.79.1904010000.

© Издательство «Наука», 1979.

ВВЕДЕНИЕ

До последнего времени представления о докембрийских образованиях зоны сочленения северо-восточной части Сибирской платформы с Верхоянской складчатой системой базировались в основном на данных геологосъемочных работ ВАГТ и НИИГА, которые возглавлялись И. М. Битерманом, В. А. Виноградовым, Н. И. Гогиной, Е. Р. Горшковой, С. И. Грошиным, А. А. Красильщиковым, Б. Н. Леоновым, Ю. И. Минаевой, Л. М. Натаповым, Ф. М. Хасановым, Н. А. Цейдлером. В дальнейшем сведения по стратиграфии и органическим остаткам позднего докембрия были существенно уточнены и дополнены З. А. Журавлевой (1963, 1964, 1974), М. Н. Коробовым (1963), Вл. А. Комаром (1966), И. Н. Крыловым и др. (1971).

В настоящей монографии впервые подведен итог комплексного и целенаправленного изучения всех протерозойских образований северо-восточной окраины Сибирской платформы. В основу работы положены материалы собственных полевых исследований поверхностных выходов докембрийских пород на Сололийском выступе Оленекского поднятия и в Чекуровской антиклинали Верхоянского прогиба (рис. 1), геофи-

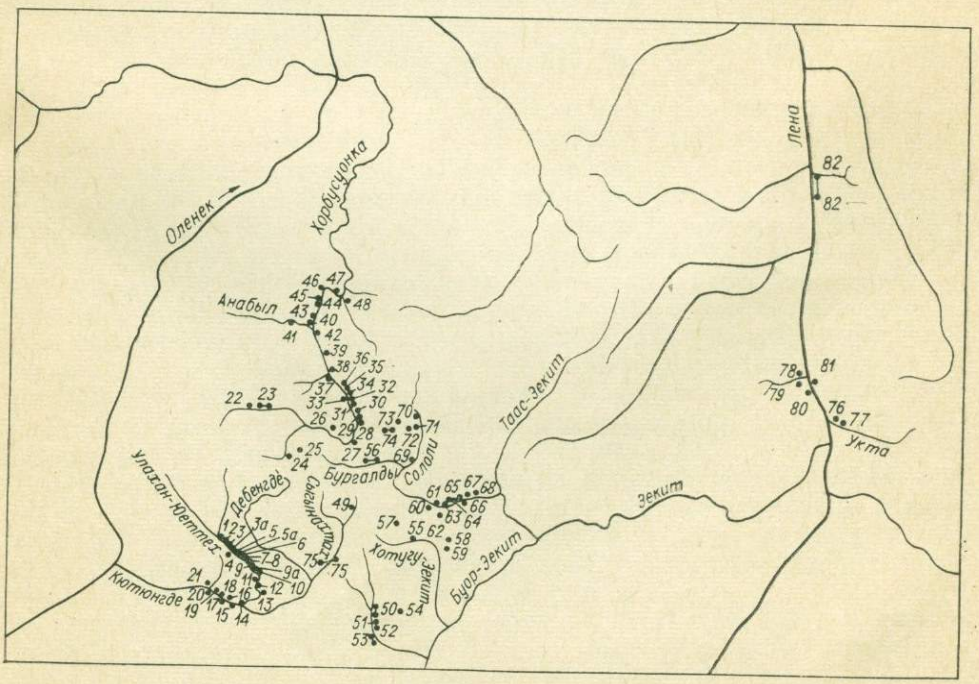


Рис. 1. Схема маршрутов с номерами изученных обнажений.

зические данные о характере гравимагнитного поля региона, результаты всех предшествующих работ по стратиграфии, магматизму и тектонике рассматриваемой территории. При обработке собранного авторами каменного материала был осуществлен большой объем петрографо-минералогических исследований и использовано значительное количество химических, рентгеновских, спектральных, нейтронно-активационных и других анализов.

Проведенный комплекс работ позволил во многом расширить и уточнить представления о стратиграфии докембрия региона, впервые достаточно полно охарактеризовать вещественный состав метаморфических, осадочных и магматических пород, выделить среди них новую группу вулканогенных образований щелочного ультракалиевого состава, получить новую информацию о тектоническом строении Оленекского поднятия и Предверхоянского прогиба, воссоздать историю формирования структур региона с позиций проявления докембрийского континентального рифтогенеза.

Авторы приносят искреннюю благодарность Н. В. Заякиной, А. Ф. Никифорову и В. В. Тарасову, принимавшим активное участие в полевых работах, а также Л. М. Егоровой, Е. М. Изотовой, А. И. Калинину, З. А. Корякиной, Н. Н. Олейниковой, Г. Н. Охлопковой, С. М. Поповой, Л. С. Сукневой, В. Е. Тегиной, Л. М. Щербина, выполнившим большой объем аналитических исследований. В процессе работы над книгой ряд необходимых консультаций был получен от Б. В. Олейникова и Ю. В. Давыдова, за что авторы выражают им свою большую признательность. Особую благодарность авторы приносят доктору геолого-минералогических наук профессору К. Б. Мокшанцеву, взявшему на себя труд по редактированию данной работы.

СТРАТИГРАФИЯ

ОЛЕНЕКСКОЕ ПОДНЯТИЕ

В разрезе докембрия Оленекского поднятия выделяются два структурно-вещественных комплекса: орогенный (нижне-среднепротерозойский), включающий метаморфизованные и осадочные породы дорифейского основания, и платформенный (верхнепротерозойский) осадочных и вулканогенно-осадочных пород.

Нижний протерозой. Эекитская серия

Метаморфизованные породы эекитской серии, слагающие складчатое основание платформы на Оленекском поднятии, обнажены в сводовой части Сололийского выступа (рис. 2). Близкие по вещественному составу метаморфизованные породы вскрывались также опорной скважиной на Джарджанском поднятии в Верхоянском прогибе.

Впервые эекитская серия была описана И. П. Атласовым (1953), который отнес ее к протерозойской группе. Позднее В. А. Виноградов и А. А. Красильщиков (1963), расчленив эту серию на две толщи, рассматривали ее как образование архейского складчатого пояса, но считали, что она формировалась в несколько иных условиях, чем породы Анабарского кристаллического массива. Затем укоренилось мнение о нижнепротерозойском возрасте серии (Шпунт, Нужнов, 1973; Шпунт и др., 1973; Тектоника Якутии, 1975).

Эекитская серия на Сололийском выступе Оленекского поднятия вскрыта лишь фрагментарно, причем большая часть ее поверхностных выходов представляет собой осыпи с небольшими по протяженности участками скальных обнажений. На таких участках, расположенных в бассейне верхнего течения р. Эекит, по долинам р. Сололи и ручьев Бургалды, Хотугу-Эекит, в метаморфизованных породах серии повсеместно наблюдались хорошо сохранившиеся первично-седиментогенные текстурные элементы: тонкая слоеватость, ритмичность в чередовании прослоев алевропесчаных и глинистых отложений, знаки мелкой волновой ряби и т. д. Это позволило установить относительно точные элементы залегания метаморфизованных пород серии. Как показали многочисленные замеры, отложения обладают выдержанным на всем протяжении изученных разрезов простиранием (аз. прост. 310—340°) и образуют крутую, местами осложненную складками изоклиналь, с падением складок на юго-юго-запад под углами 65—80°. Эти данные позволили установить, что верхняя песчаниково-сланцевая толща, по представлениям В. А. Виноградова и А. А. Красильщикова, в действительности располагается в нижней части разреза серии (рис. 3).

Относительное распределение разновидностей метапород в нижней и верхней толщах эекитской серии может быть выражено следующими цифрами (%):

	Нижняя толща	Верхняя толща
Метапесчаники	5	35
Метаалевропесчаники	25	30
Метаалевролиты	10	10
Сланцы	50	25
Метавулканиты	около 10	<1

Нижняя, по новым данным, толща эекитской серии вскрывается в долине р. Сололи, в 13—23 км выше устья, где она приурочена к сводовой части пологой антиклинали второго порядка, нарушенной более мелкой дисгармоничной складчатостью.

Основание видимой части нижней толщи сложено метаморфизованными песчаниками и алевропесчаниками, алевролитами, сланцами и вулканическими породами. Наиболее полный фрагмент ее разреза (рис. 4), изученный в долине р. Сололи, в 15—18 км выше устья, следующий (снизу вверх):

Мощность, м

1. Пачка зеленовато-серых метаалевропесчаников с тонкой полого-волнистой слоеватостью, перемежающихся с зеленовато-серыми сланцами, занимающими около 15—20% общего объема 80

2. Пачка зеленовато-серых метапесчаников, метаалевролитов и сланцев, ритмично, через 2—5 см, чередующихся по разрезу. Осадочные серии имеют регрессивный характер построения, с линзовидными прослоями сланцев в подошвенных частях. Суммарное содержание сланцев в пачке —20—25% . . 30

Перерыв в обнажении 150

3. Метаморфизованные туфы грязного зеленовато-серого цвета с бледно-желтыми вкрапленниками. Нижний контакт с метаалевропесчаниками — по крутопадающему сбросу. Верхний контакт неровный, извилистый; угол его падения меняется от 25° в набережной части обнажения до 50—60° на склоне долины. В верхней приконтактовой части залегает маломощный (около 1,5 м) прослой метаморфизованных туфов бледно-зеленого цвета без вкрапленников 100

4. Метаморфизованные туфоалевролиты светло-зеленого цвета с тонкой полого-волнистой слоеватостью 10

5. Пачка темно-серых и черных графитоидсодержащих сланцев с линзовидными прослоями алевропесчаников, общее содержание которых составляет около 25% суммарного объема метапород 40

6. Пачка зеленовато-серых метаалевропесчаников и темно-серых графитоидсодержащих сланцев. Породы тонко-среднеплитчатые, с тонкой линзовидно-шнуровидной и *S*-образной с выполаживанием к основанию слоеватостью. Соотношение сланцев и метаалевропесчаников примерно равное. Их прослои мощностью в несколько десятков сантиметров не выдержаны, последовательно сменяют друг друга по простиранию. Отчетливо проявлена регрессивного характера тонкая (1,5—2,0 см) ритмичность, с размытыми верхними границами алевропесчаниковых разностей. Встречаются маломощные линзы (до 0,5 м) бледно-зеленых метаморфизованных туфов и туффитов 30

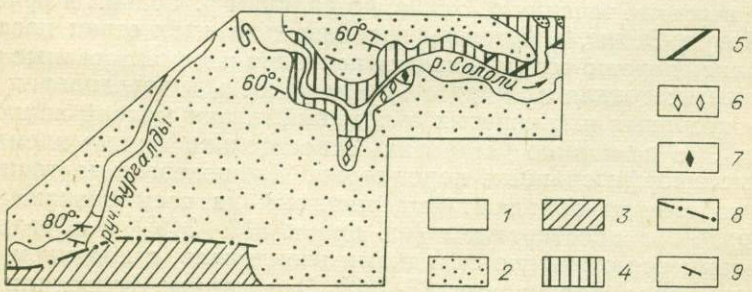


Рис. 3. Схема поверхностных выходов метаморфических пород нижнепротерозойской эекитской серии в бассейнах рек Сололи, Бургалды.

1 — современные аллювиальные отложения; *2* — нерасчлененные фанерозойские отложения; *3* — верхняя толща эекитской серии; *4* — нижняя толща эекитской серии; *5* — дайки метаморфизованных трахитовых порфиров; *6* — ранне-среднепротерозойские интрузивы диоритов — кварцевых диоритов — гранодиоритов; *7* — ранне-среднепротерозойские интрузивы кварцевого габбро; *8* — зоны разломов; *9* — элементы залегания метаморфизованных пород эекитской серии.

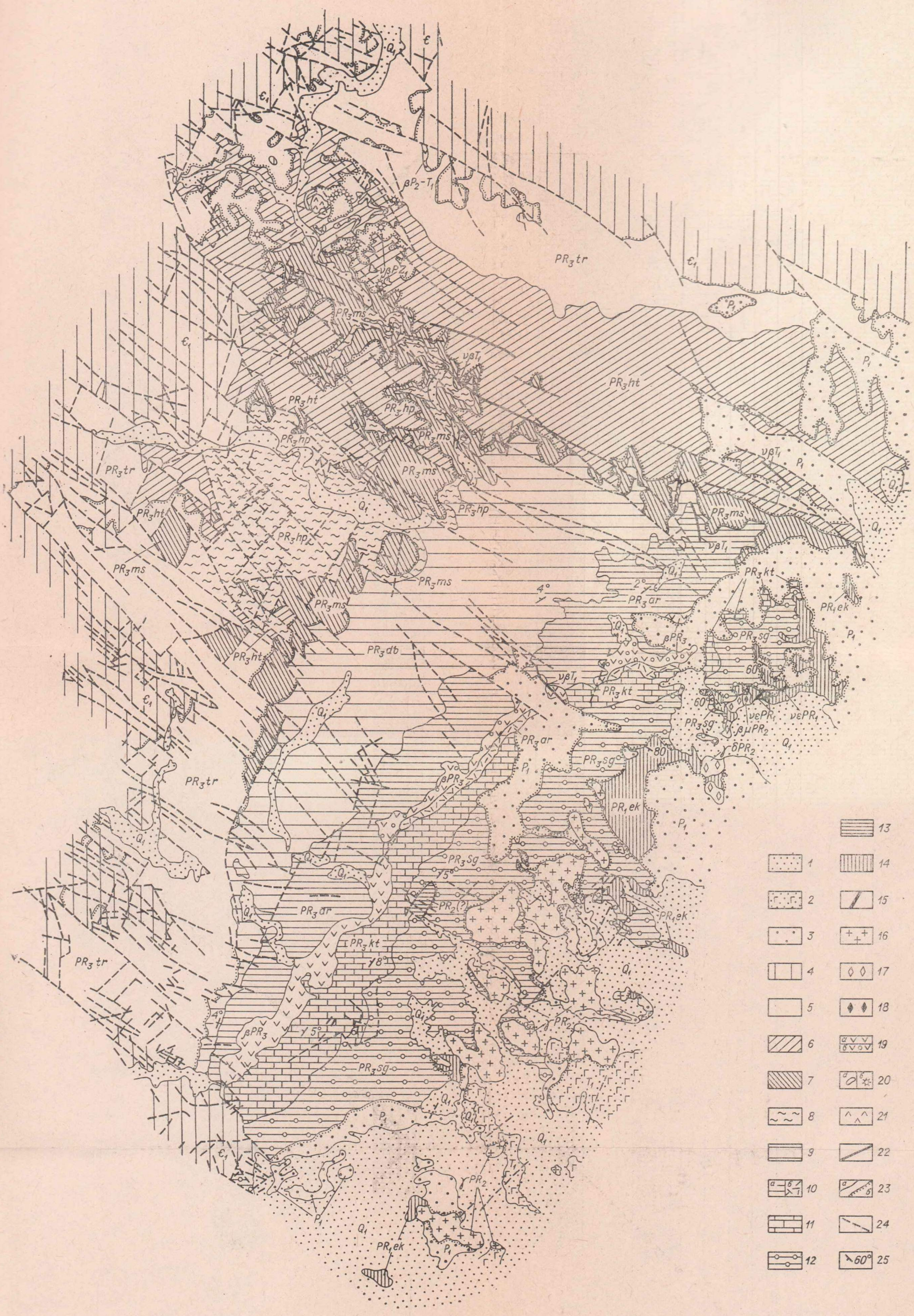


Рис. 2. Геологическая карта Сололийского выступа Оленекского поднятия.

1 — четвертичные пески, галечники; *2* — нижнетриасовые туфы, туфопесчаники; *3* — нижнепермские песчаники, конгломераты; *4* — нижнекембрийские известняки; *5* — юдомий, туркутская свита (доломиты); *6* — юдомий, хатыспытская свита (известняки, известковые доломиты, песчаники, алевролиты, лавы трахибазальтов, туфобрекчии); *7* — юдомий, мастахская свита (окремнелые доломиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, туфоалевролиты, туфопесчаники, туфы); *8* — средний — верхний рифей, хайпахская свита (строматолитовые доломиты, окремнелые доломиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты); *9* — средний рифей, дебенгдинская свита (строматолитовые доломиты, алевролиты, песчаники, гравийные песчаники); *10* — средний рифей, арымасская свита (*а* — строматолитовые доломиты, алевропелиты, алевролиты, песчаники, *б* — лавы базальтов, субщелочных базальтов, туфы, туфобрекчии); *11* — нижний рифей, кютюнгдинская свита (строматолитовые доломиты, окремнелые доломиты, туффиты, туфоалевролиты, песчаники, строматолитовые доломиты); *12* — нижний рифей, сыгынахтахская свита (песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты); *13* — средний протерозой (?), осор-хаятинская свита (алевролиты, песчаники, строматолитовые доломиты); *14* — нижний протерозой, эекитская серия (метаморфизованные песчаники, алевропесчаники, алевролиты, сланцы, туффиты, туфы трахитов); *15* — раннепротерозойские дайки метаморфизованных трахитовых порфиров; *16* — ранне-среднепротерозойские интрузивы гранитоидов; *17* — ранне-среднепротерозойские интрузивы диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов; *18* — ранне-среднепротерозойские интрузивы кварцевого габбро; *19* — позднепротерозойские (среднерифейские) покровы базальтов, туфов трахитов (*а*), интрузивы диабазов (*б*); *20* — раннепалеозойские интрузивы диабазов (*а*), трубки взрыва основного состава (*б*); *21* — позднепалеозойские — раннемезозойские (пермо-триасовые) интрузивы долеритов; *22* — раннемезозойские (триасовые) дайки долеритов; *23* — границы стратиграфически согласного (*а*) и несогласного залегания (*б*); *24* — разломы; *25* — элементы залегания.

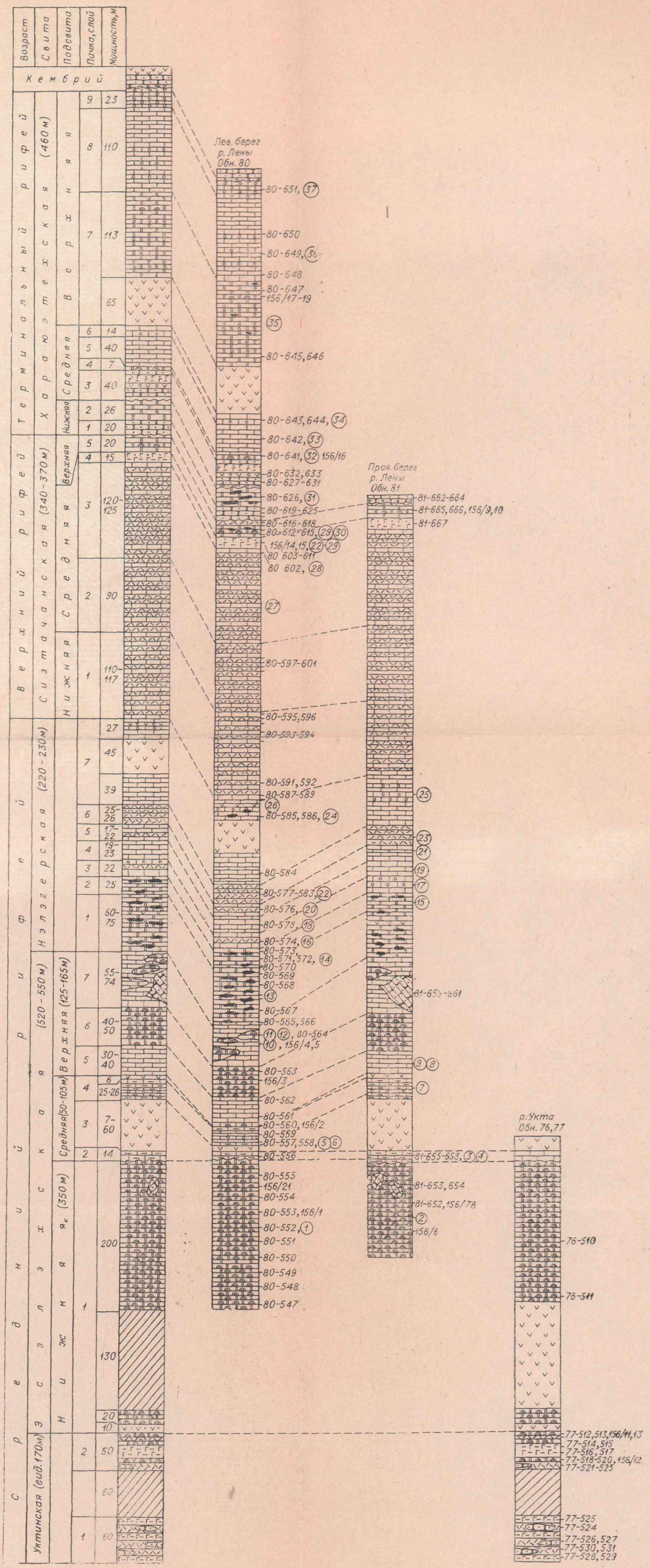


Рис. 14. Сопоставление разрезов рифейских отложений Чекуровской антиклинали. Усл. обозначения см. на рис. 6. Справа от колонок цифры в кружках соответствуют номерам карбонатных анализов, приведенных в табл. 15 данной работы.

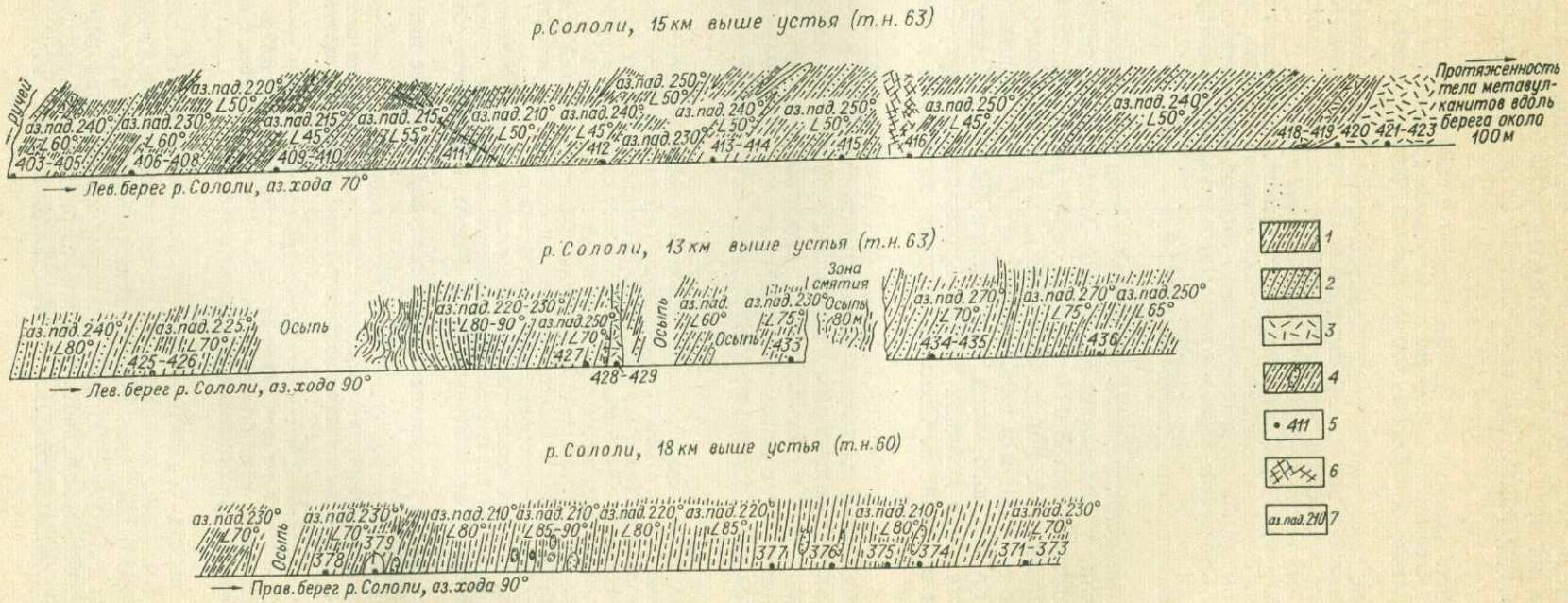


Рис. 4. Схематические зарисовки обнажений нижней толщи эекитской серии.

1 — метаморфизованные алевролиты, алевропелиты, углефицированные филлитовидные сланцы; *2* — метаморфизованные песчаники, алевропесчаники; *3* — метаморфизованные вулканогенные породы; *4* — конкреции метаалевропесчаников в филлитовидных сланцах; *5* — номер пробы; *6* — зона дробления; *7* — элементы залегания пород.

Верхняя часть разреза нижней толщи эекитской серии фрагментарно обнажена на правом берегу р. Сололи, в 23 км выше устья, вблизи долины руч. Бургалды. Там вскрывается следующий разрез:

	Мощность, м
1. Пестроцветные (зеленые с бордовым) сланцы с тонкой горизонтальной и линзовидной слоеватостью. Встречаются отдельные крупные (до 1,2×3,0 м) конкреционные обособления эллипсоидальной формы темно-серых метаалевролитов	6
2. Темно-серые, почти черные графитоидсодержащие сланцы с порфиробластическими вкрапленниками слюд. В пачке около 40—45% объема составляют эллипсоидальные конкреции метаалевролитов. Наблюдаются отдельные линзы (до 0,1×0,5 м) светло-розовых метаморфизованных туфов	12
3. Пачка темно-серых графитоидсодержащих сланцев, перемежающихся со светло-серыми метаморфизованными алевропесчаниками с тонкой горизонтальной слоеватостью. Литологические разности сменяют друг друга через 3—5 м по разрезу. Содержание сланцев и метаалевропесчаников в пачке примерно равное	20

Общая видимая мощность нижней толщи около 1500 м.

Обособленные поля выходов эекитской серии расположены юго-западнее р. Сололи, у подножия горы Осор-Хаята, в верховьях ручьев Бургалды и Хотугу-Эекит. Здесь породы серии имеют запад-северо-западное простирание (аз. прост. 320—340°), местами смяты в мелкие дисгармоничные складки и в целом образуют крутую моноклиналь, погружающуюся на юго-юго-запад под углами 60—80°. Таким образом, эекитские отложения в долинах ручьев Бургалды и Хотугу-Эекит имеют те же, что и в долине р. Сололи, условия залегания и сменяют по разрезу нижнюю толщу.

Особенности состава эекитских отложений на ручьях Бургалды и Хотугу-Эекит позволяют выделять их в самостоятельную верхнюю толщу, представленную темно-серыми метаморфизованными полимиктовыми алевропесчаниками и песчаниками, содержащими прослои серых филлитовидных сланцев с примесью графитоида. Разрез верхней толщи (рис. 5), обнаженной в долине руч. Бургалды, следующий:

	Мощность, м
1. Темно-серые графитоидсодержащие сланцы и метаалевропесчаники с тонкой полого-волнистой, горизонтальной *S*-образной и мульдообразной слоеватостью, со срезанными и смещенными верхними границами слоистых пачек. Мощность пачек составляет 15—25 см. Породы содержат отдельные округлой формы окатыши метаморфизованных глинистых пород	50
2. Пачка темно-серых метапесчаников и метаалевролитов с тонкой полого-волнистой и горизонтальной слоеватостью. Породы содержат линзовидные обособления серо-зеленых метаморфизованных туффитов	150
3. Пачка серых и темно-серых графитоидсодержащих сланцев с тонкой волнистой и горизонтальной слоистостью. Встречаются линзовидные прослои серых метаалевролитов и метаалевропесчаников (около 15% общего объема пород)	300
4. Метаморфизованные алевролиты серого и темно-серого цвета с тонкой полого-волнистой слоеватостью	100
5. Пачка темно-серых метаморфизованных песчаников и алевропесчаников, содержащих прослои графитоидсодержащих сланцев, занимающих около 20% общего объема. В метапесчаниках содержатся линзы метаморфизованных туфов и туффитов	250
6. Пачка метапесчаников и метаалевропесчаников светло-серого и серого цвета. В породах выделяются горизонтально-слоистые пласты мощностью 20—30 см и заключенные между ними более тонкие (10—15 см) пропластки с неправильной линзовидной и полого-волнистой слоеватостью	150

Небольшой выход верхней, существенно песчаниковой толщи расположен также в нижнем течении р. Сололи, на северо-восточном крыле антиклинали второго порядка. Там залегают такие же, как и в долинах ручьев Бургалды и Хотугу-Эекит, темно-серые метаморфизованные полимиктовые песчаники и алевропесчаники с редкими и маломощными прослоями графитоидсодержащих филлитовидных сланцев.

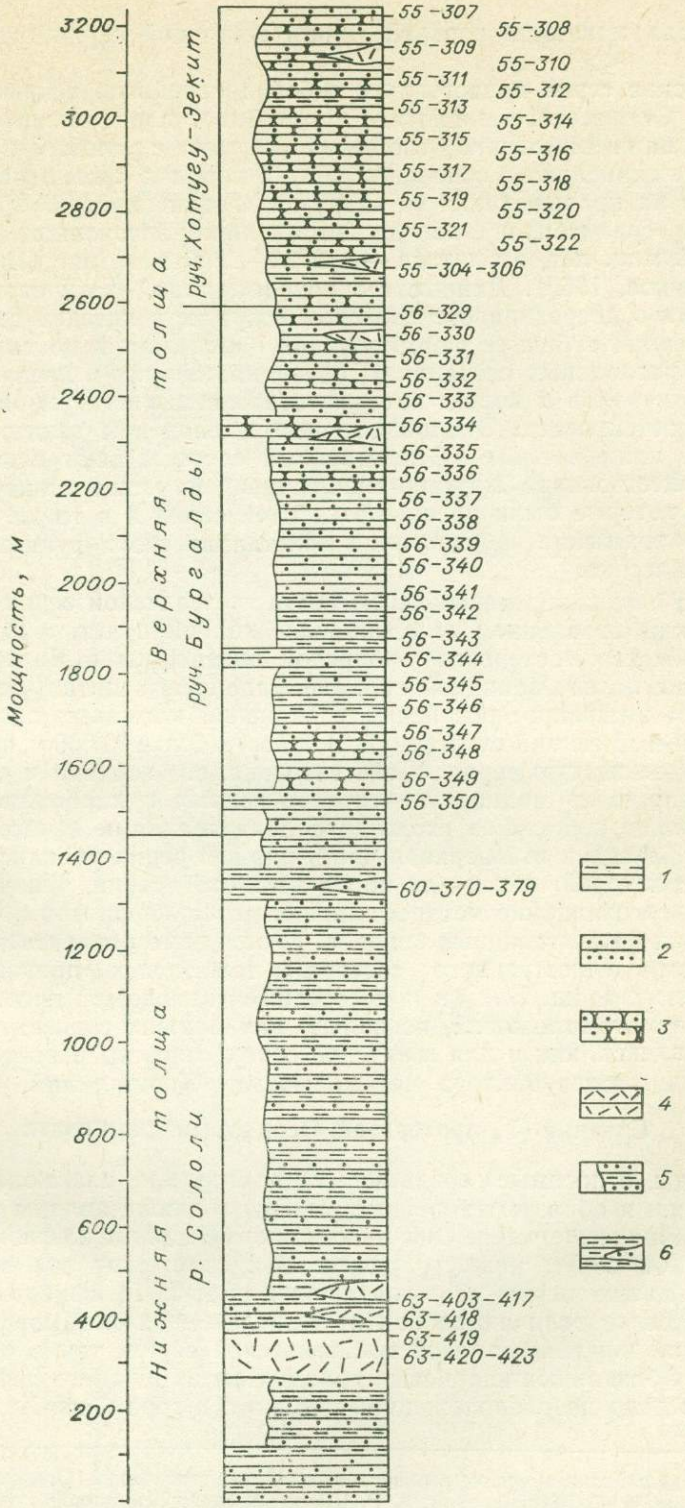


Рис. 5. Стратиграфическая колонка нижнепротерозойской эекитской серии Оленекского поднятия.

1 — филлитовидные сланцы; *2* — метаморфизованные алевролиты, алевропелиты; *3* — метаморфизованные песчаники, алевропесчаники; *4* — метаморфизованные вулканогенные породы; *5* — разрезы по элювиально-делювиальным развалам; *6* — разрезы по обнажениям. Справа от колонки указаны номера и места отбора проб.

Видимая мощность верхней толщи эекитской серии около 1500—2000 м.

Эекитская серия представляет собой древнейшую вскрытую эрозией толщу Оленекского поднятия, несомненно, дорифейского возраста, поскольку нижнерифейские отложения залегают с угловым несогласием и корой выветривания в основании как на породах рассматриваемой серии, так и на прорывающих ее интрузиях гранитоидов. Возраст мусковита этих гранитоидов определяется калий-аргоновым методом в 2000—1950 млн. лет, а биотита — в 2080—1846 млн. лет (Вишневский, Красильщиков, 1963). Данные геохронологической датировки позволяют говорить о досреднепротерозойском возрасте эекитской серии. Нижний возрастной рубеж ее формирования определяется по заключенным в метаморфизованных песчаниках, алевропесчаниках и алевролитах обломкам минералов и пород, которые позволяют реставрировать состав пород областей сноса. Эти обломочные компоненты эекитской серии, описанные ниже в главе «Вещественный состав», дают основание полагать существование вулканогенно-осадочной толщи и интрузий гранитоидов, которые были древнее эекитской серии и в то же время моложе, чем архейские образования кристаллического фундамента Анабарского массива.

Вывод о нижнепротерозойском возрасте эекитской серии подтверждается также сравнением ее с наиболее полной и детально изученной толщей нижнего протерозоя Сибирской платформы в Кадаро-Удоканском районе на юго-западной окраине Алданского щита (Федоровский, 1972). Там нижнепротерозойский удоканский комплекс, состоящий из трех серий и имеющий суммарную мощность более 10 000 м, превосходит по объему эекитскую серию. Действительно, его верхняя и средняя серии, состоящие из мощных пачек терригенных и карбонатных пород, обнаруживают небольшое сходство с образованиями эекитской серии. Наиболее близка к ней верхняя часть нижней серии удоканского комплекса, для которой, как и для пород эекитской серии, типично флишеподобное переслаивание метапесчаников, метаалевролитов и графитоидсодержащих филлитовидных сланцев. Необходимо отметить также большое сходство вещественного состава и текстурных признаков пород сравниваемых толщ. Близки и постседиментационные преобразования сопоставляемых отложений, поскольку для нижних горизонтов удоканского комплекса, как и для эекитской серии, типичны разнотемпературные фации малоглубинного метаморфизма (Кориковский, 1967).

Средний (?) протерозой. Осор-хаятинская свита

Породы, относимые к среднему (?) протерозою, слагают крупноглыбовые осыпи и образуют коренные выходы в днище долины руч. Сыгынахтах, в 4 км выше устья. Они подстилают базальные конгломераты сыгынахтахской свиты нижнего рифея. Эти отложения мы выделяем в самостоятельную новую осор-хаятинскую свиту. По вещественному составу они резко отличаются как от нижележащих метаморфизованных образований нижнепротерозойской эекитской серии, так и от перекрывающих их базальных кварцевых конгломератов нижнего рифея. Название свиты дано по расположенной поблизости горе Осор-Хаята.

Рис. 6. Сводный разрез средне-верхнепротерозойских отложений Оленекского поднятия. Составлен И. Г. Шаповаловой, Б. Р. Шпунтом, Э. А. Шамшиной с учетом данных Н. И. Гогиной, А. А. Красильщикова, И. М. Битермана, Е. Р. Горшковой и др.

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — строматолитовые доломиты; *4* — микрофитолитовые доломиты; *5* — алевритистые и песчанистые доломиты; *6* — глинистые доломиты; *7* — доломитовые брекчии; *8* — окремнелые доломиты; *9* — известковистые алевролиты; *10* — алевролиты; *11* — алевропелиты; *12* — песчаники; *13* — конгломераты; *14* — туфы, туффиты; *15* — диабазы; *16* — лавы базальтов, трахибазальтов; *17* — туфобрекчии; *18* — туфоалевролиты; *19* — туфопесчаники; *20* — кора выветривания; *21* — метаморфизованные песчаники; *22* — метаморфизованные алевролиты, алевропелиты, филлитовидные сланцы; *23* — граниты; *24* — карбонатные породы с отпечатками кристаллов каменной соли; *25* — перерывы в обнажениях. Усл. обозн. даны для рис. 6—12.

Общие подразделения шкалы			Серия, свита	Литолог. колонка	Мощность, м	Строматолиты
Кембрий						
Протерозой (PR)	Верхний (R₃)	Вендская (dn)	Туркутская (tr) св.		200-230	*Boxonia (?) grumulosa* Kom. *B. sp.* *Colleniella singuiaris* Kom. *Stratifera irregularis* Kom.
			Хатыпытская (ht) св.		120	
			Мастахская (ms)		52	
			Хайпахская св. (hp₁)(hp₂)(hp₃)		200-215	*Boxonia vera* f.n. *Gymnosolen furcatus* Kom. *Inzeria tjomusi* Kryl. *Jurusania cylindrica* Kryl. *Conophyton lituum* Masl. *C. metula* Kir. *C. garganicum* Kor. *Jacutophyton multiforme* Schap. *J. cognitum* f.n.
			Дебенгдинская (db) св.		460	*Platella protensa* Kom. *Anabaria divergens* Kom. *A. radialis* Kom. *Baicalia* sp. *Conophyton lituum* Masl. *C. metula* Kir. *C. garganicum* Kor. *Jacutophyton multiforme* Schap. *J. cognitum* f.n. *J. divulgatum* f.n. *Colonnella cormosa* Kom. *Stratifera nekulechica* Gol. *S. sp.*
			Арымасская (ar) св.		380	*Conophyton lituum* Masl. *Jacutophyton multiforme* Schap. *Baicalia* sp.
	Средний (?) (PR₂(?))	Нижнехамакинская	Котюнгдинская (kt) св.		380	*Kussiella kussiensis* Kryl. *Iliella* cf. *kotuikanica* Kryl. *Conophyton garganicum* Kor. *Jacutophyton divulgatum* f.n. *Colonnella discreta* Kom. *C. sp.* *Nucleella fibrosa* Kom. *N. sp.* *Stratifera perticusa* Gol.
			Сыгынахтахская (sg) св.		130	
			Осорхаятинская (oh) св.		Вид. 30	*Tungussia* sp. *Compactocollenia* sp. *Colleniella* sp.
	Нижний (PR₁)		Зекитская (ek) серия			

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25

В основании видимой части разреза, в днище долины руч. Сыгынахтах, обнажены бледно-розовые алевритовые доломиты со строматолитами *Tungussia* sp., *Colleniella* sp. и *Compactocollenia* sp. (рис. 6).

Выше, у подножия склона речной долины, в осыпи встречены светло-розовые массивные алевролиты с неясно выраженной тонкой слоистостью, а также светло-розовые и бледно-зеленые алевритовые доломиты с вкрапленниками кальцита, светло-розовые массивные песчаники с тонкой волнистой и горизонтальной слоистостью.

В верхней части склона осыпь сложена тонко-среднеплитчатыми песчаниками и алевролитами с тонкой горизонтальной слоистостью. Цвет пород — кирпично-розовый, светло-зеленый, зеленовато-серый. Песчаники и алевролиты содержат вкрапленники глауконита и примазки светло-зеленого пелитоморфного материала по плоскостям напластования. В самой верхней части осыпи встречаются выветрелые, легко распадающиеся на дресву осветленные алевролиты.

Контакт с базальными нижнерифейскими конгломератами проследить не удается, так как этот участок склона покрыт крупными глыбами. Суммарная видимая мощность пестроцветных пород около 30 м.

Дорифейский возраст данных осадочных образований обосновывается их залеганием под сыгынахтахской свитой нижнего рифея с абсолютным возрастом 1480 млн. лет (Комар, 1966). С другой стороны, рассматриваемая толща резко отличается по составу и по степени постседиментационного преобразования от нижнепротерозойской эекитской серии. Проводя аналогию всего разреза докембрия Оленекского поднятия с хорошо изученными разрезами одновозрастных толщ Алданского щита, можно отметить, что выделяемая нами группа среднепротерозойских (?) пород наиболее хорошо сопоставляется с молассоидами среднепротерозойского маймаканского комплекса востока Алданского щита (Нужнов, Ярмолюк, 1968).

Верхний протерозой (рифей)

Отложения рифейского возраста вскрываются в сводовой части Оленекского поднятия, образуя два структурных яруса: нижнему соответствует солоолийская серия, верхнему — хорбусуонкская. Толщи нижнего яруса прослеживаются в виде полосы северо-восточного простирания с моноклинальным северо-западным падением слоев. Нижний ярус со структурным несогласием перекрывается образованиями верхнего яруса.

Стратиграфия рифейских отложений Оленекского поднятия разработана геологами Всесоюзного аэрогеологического треста (Битерман, 1961; Битерман, Горшкова, 1962; Леонов и др., 1965; и др.) и Института геологии Арктики (Виноградов и др., 1961; Виноградов, Красильщиков, 1963; Кабаньков, 1956; Красильщиков, Виноградов, 1960; Красильщиков, Битерман, 1970; и др.).

Большое значение для изучения стратиграфии и органических остатков рифея Оленекского поднятия имели работы Вл. А. Комара (1964), доказавшего на основании палеонтологических данных присутствие в разрезе региона аналогов всех четырех фитем рифея.

Нами рифейские отложения изучены в береговых обрывах в долинах рек Улакан-Юеттех, Кютюнгде, Хорбусуонка, Сололи (Солоолн) и их притокам ручьям Сыгынахтах, Балаганнах, Хайпах, Хатыспыт, Анабыл, Ортоку-Эекит, в районах гор Лонгтонгото и Осор-Хаята (см. рис. 1, 2). Изучение разрезов было осложнено блоково-глыбовой тектоникой региона.

Комплексное исследование вещественного состава и строматолитов позволило нам уточнить строение разреза и историю геологического

развития региона и дополнить палеонтологическую характеристику рифея Оленекского поднятия.

По положению в разрезе и комплексам строматолитов к нижнему рифею (бурзянской фитеме) относятся сыгынахтахская и кютюнгдинская свиты, к среднему (юрматинской фитеме) — арымасская, дебенгдинская свиты и нижняя подсвита хайпахской свиты, к верхнему (каратауской фитеме) — средняя и верхняя подсвиты хайпахской свиты и к терминальному рифею (юдомию) — мастахская, хатыспытская и туркутская свиты.

Отложения рифея трасгрессивно перекрываются палеонтологически охарактеризованными толщами кембрия.

Нижний рифей (бурзянская фитема)

Сыгынахтахская свита

Данная свита прослеживается по широкой (10—15 км) и протяженной (около 60 км) полосе развалов и обнажений от левобережья р. Кютюнгде через долины ручьев Сыгынахтах, Ортоку-Эекит, Бургалды и р. Сололи (см. рис. 2). Стратотипический разрез свиты вскрыт в долинах ручьев Сыгынахтах и Ортоку-Эекит. От подстилающих ее отложений сыгынахтахская свита отделена горизонтом площадной коры выветривания каолинит-гидрослюдистого типа. На контакте свиты с нижнепротерозойской эекитской серией фиксируется угловое и структурное несогласие: сыгынахтахская свита моноклинально, под углами 2—4°, погружается в северо-западном направлении, а подстилающие ее метаморфизованные нижнепротерозойские породы имеют крутое изоклинальное залегание с северо-западным простиранием складок и падением их на юго-запад.

В разрезе сыгынахтахской свиты выделяются две пачки: нижняя, базальная, терригенная, служащая основанием платформенного чехла всего Оленекского поднятия, и верхняя пестроцветная пачка, являющаяся переходной к вышележащим терригенно-карбонатным и карбонатным отложениям кютюнгдинской свиты нижнего рифея (рис. 7).

Терригенная базальная пачка вскрывается в современном эрозионном срезе по бассейнам ручьев Сыгынахтах, Ортоку-Эекит, Бургалды и р. Сололи. В бассейне руч. Сыгынахтах она имеет мощность 100 м и представлена конгломератами и гравелитами, содержащими в подчиненном количестве линзовидные прослои грубозернистых песчаников. Слоистость пород косая и горизонтальная, обусловленная различием гранулометрического состава слойков и серий, часто неотчетливая. Мощность серий колеблется от 0,4 до 1,1 м. В основании серий обычно залегают горизонтально-слоистые и полого-косослоистые гравийные и грубозернистые песчаники, которые вверх по разрезу сменяются мелко- и крупногалечными конгломератами с неясно выраженной слоистостью. Форма швов между сериями большей частью прямая. Падение слойков разнонаправленное, но в основном преобладает западное направление. Углы наклона слойков изменчивы (5—20°). Крупность и окатанность обломочного материала заметно увеличиваются в средней части разреза базального горизонта, и содержание гравийно-галечного материала достигает здесь в отдельных прослоях 60% от объема породы. Коэффициент окатанности галек варьирует в пределах данной фациальной зоны от 30 до 32%. По морфогенетической классификации Л. Н. Ботвинкиной (1965), отложения подобного рода типичны для зоны аккумулятивных прибрежных форм (береговые валы, бары).

В восточном направлении, в бассейне руч. Ортоку-Эекит, мощность базальной пачки сокращается до 15 м. Здесь она сложена гравийными и грубозернистыми песчаниками, сменяющими друг друга по простира-

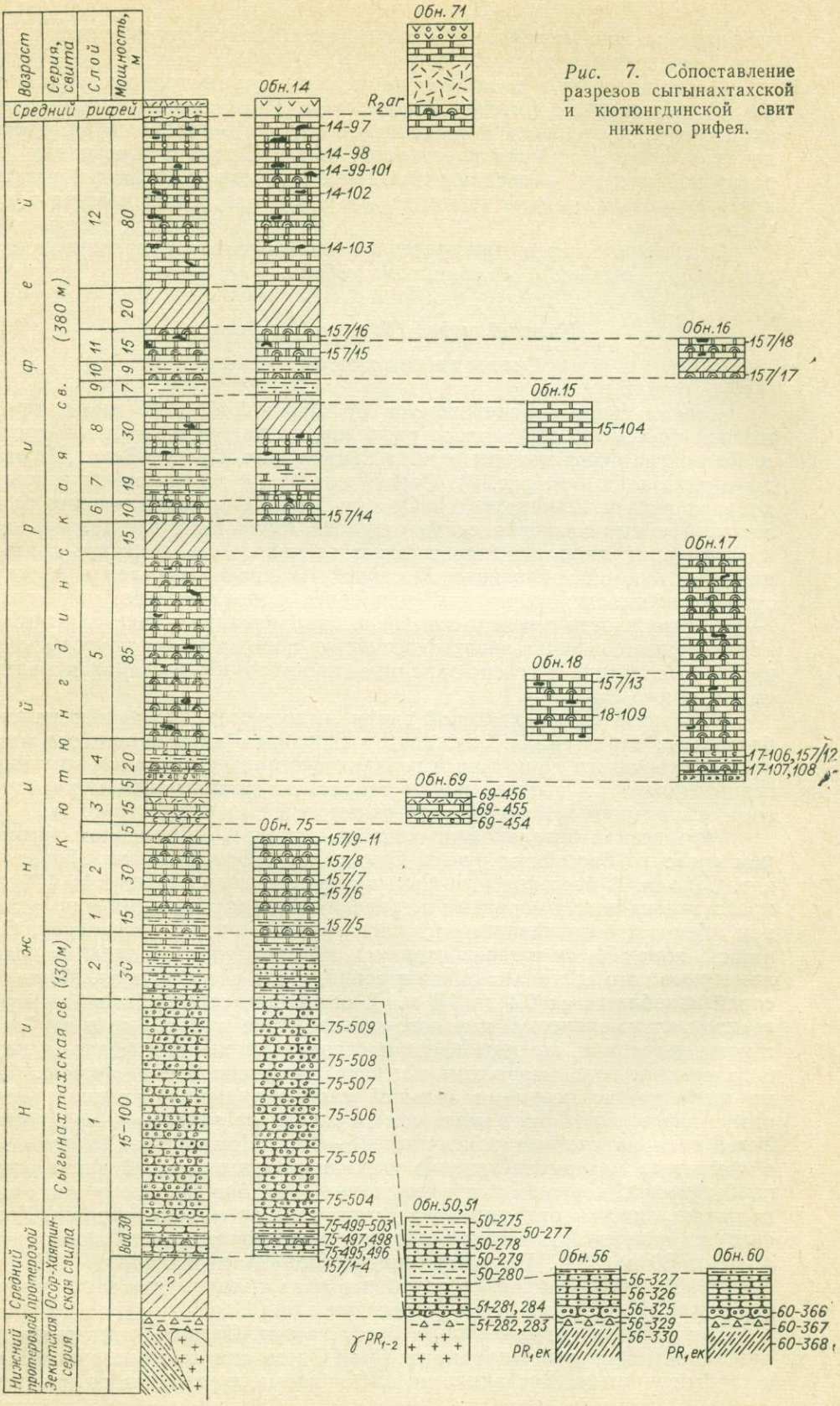


Рис. 7. Сопоставление разрезов сыгынахтахской и кютюнгдинской свит нижнего рифея.

нию. Конгломераты с весьма малой степенью сгруженности кварцевых галек (около 30%) встречены лишь в основании пачки в виде маломощного линзовидного прослоя. Для пород данной зоны характерен перекрестный тип волнистой слоистости с индексами ряби от 4 до 6. Простирание волновых валиков имеет два направления: преобладает широтное, которое часто усложняется поперечными северо-восточными. Северные склоны валиков волноприбойных знаков более крутые, чем южные. Слоистость данного участка может быть сопоставлена со слоистостью, возникающей в морском мелководье, в зоне волнений, обусловленных приливно-отливными движениями.

Еще восточнее, в бассейнах руч. Бургалды и р. Сололи, мощность базальной пачки остается почти такой же (20 м), хотя литологический состав и слоистость ее несколько меняются. В разрезе пачки, по-прежнему, преобладают песчаники, но наряду с ними отмечаются линзовидные прослои гравелитов и пуддингов. Слоистость — диагонального типа; выражена она неотчетливо за счет сортировки обломочных частиц по крупности. Мощность серий не превышает 20 см; серийные швы большей частью горизонтальные. Наклон косых слойков в сериях — 10—15°, преобладающее направление их падения южное, юго-западное, юго-восточное. Коэффициент окатанности галек в прослоях конгломератов колеблется в пределах 32—36%. Накопление данных осадков, судя по характеру слоистости и псефометрическим показателям, происходило, вероятно, в зоне слабых течений прибрежного мелководья.

Верхняя пачка сыгынахтахской свиты представлена чередованием (по 5—15 см) кварцевых гравелитов, зеленовато-серых полевошпатово-кварцевых гравийных и мелкозернистых песчаников, алевролитов и в верхних 15 м плитчатых светло-серых доломитов. На поверхностях напластования пород — волноприбойные знаки и знаки ряби. Количество и мощность карбонатных прослоев снизу вверх по разрезу увеличиваются. В верховьях руч. Ортоку-Эекит в терригенных прослоях содержится обильная вкрапленность глауконита. По отобранным отсюда пробам определен абсолютный возраст — 1480 млн. лет (Комар, 1966). Мощность верхней пачки около 30 м.

Суммарная мощность свиты колеблется от 45 до 130 м.

Кютюнгдинская свита

Отложения рассматриваемой свиты обнажены в обрывистых склонах долины р. Кютюнгде и в приустьевых частях р. Улахан-Юеттех и руч. Сыгынахтах. В разрезе доминируют светлые окремнелые доломиты, прослои терригенных пород редки и незначительны по мощности (см. рис. 7).

В приустьевой части руч. Сыгынахтах наблюдается постепенный переход от сыгынахтахских преимущественно терригенных отложений, содержащих близ кровли лишь единичные тонкие прослои доломитов, к преимущественно карбонатным породам кютюнгдинской свиты. Граница между свитами проводится условно по первому пласту с *Kussiella kussiensis* Kryl.

По особенностям литологического строения свита делится на две подсвиты и имеет следующее строение (снизу вверх):

Нижнекютюнгдинская подсвита

1. Чередование серых плитчатых доломитов (пачки по 5—15 см) с тонкими (по 2—3 см) прослоями зеленовато-серых полевошпатово-кварцевых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Постепенно снизу вверх количество терригенных прослоев уменьшается. В некоторых доломитовых прослоях присутствуют *Kussiella kussiensis* Kryl. (обр. 157/5). Мощность 15 м.

2. Доломиты светло-серые с розовыми пятнами, массивные, в отдельных прослоях с *Jacutophyton divulgatum* f. n. (обр. 157/10, 11), *Conophyton garganicum* Kor.

(обр. 157/9), *Iliella* cf. *kotuikanica* Kryl. (обр. 157/7), *Colonnella discreta* Kom. (обр. 157/6), *Stratifera perticusa* Gol. (обр. 157/8). Видимая мощность 30 м.

Перерыв в обнажениях около 5 м. Следующий интервал разреза описан в обн. 69 на р. Сололи.

3. Доломиты светло-желтые, толстоплитчатые, перемежающиеся через 0,3—1,2 м с тонкоплитчатыми карбонатизированными пепловыми туффитами и туфоалевролитами серо-зеленого цвета с тонкой полого-волнистой слоистостью. Между прослоями туфогенных пород и доломитов встречаются линзы голубовато-зеленых мергелей с трещинами усыхания и отпечатками кубических кристаллов каменной соли. Видимая мощность 15 м.

Перерыв в обнажениях около 5 м. Остальная часть разреза свиты описана по р. Кютюнгде.

4. Доломиты желтовато-серые, светлые, с тонкой полого-волнистой слоистостью, массивные и разноплитчатые, с полого-волнистыми и ямчато-бугристыми размытыми поверхностями напластования. Доломиты содержат единичные *Nucleella* sp. (обр. 157/12) плохой сохранности и линзовидные прослои плоскогалечных карбонатных гравелитов (мощностью до 10 см), которые отделены от вмещающих пород тонкими (до 5 мм) прослойками светло-зеленых доломитовых мергелей с трещинами усыхания и хорошо сохранившимися отпечатками кубических кристаллов каменной соли. Видимая мощность 20 м.

5. Доломиты светло-серые, массивные, с зеленовато-серыми, светлыми кремнями, с линзовидными прослоями микрофитолитовых доломитов с многочисленными *Colonnella* sp. (обр. 157/13). Видимая мощность 85 м.

Перерыв в обнажениях 15 м.

6. Доломиты серые, полосчатые, массивные, окремнелые. Окремнелые участки имеют форму расщепляющихся, вытянутых по напластованию линз. Отдельные прослои и линзы содержат плоскообломочную карбонатную брекчию, микрофитолиты и расположенные цепочками *Nucleella fibrosa* Kom. (обр. 157/14). Видимая мощность 10 м.

7. Доломиты массивные, в основании слоя коричневато-серые, микрофитолитовые, в 1,5 м от подошвы сменяющиеся темно-серыми до черных, с пачками плитчатых доломитов и тонкими (до 2 см) прослоями черных и зеленовато-серых карбонатизированных алевролитов. В доломитах — множество мелких (диаметром до 15 см) линз кремней, ориентированных параллельно напластованию пород. Верхняя часть слоя представлена глыбовыми развалами и осыпями. Мощность 19 м.

8. Доломиты коричневато-серые, массивные, с полосчатым окремнением и с линзами темных кремней, вытянутыми по наслоению, линзами и прослоями микрофитолитов. Мощность 30 м.

9. Алевролиты зеленовато-серые, тонкоплитчатые, рассланцованные. Мощность 7 м.

10. Строматолитовые доломиты, пятнисто-окрашенные — серые и красные,— массивные с *Conophyton garganicum* Kor. (обр. 157/17), через 4 м сменяющиеся голубовато-зелеными алевролитовыми сланцами. Мощность 9 м.

11. Доломиты светло-серые, массивные, в отдельных прослоях (до 3 м) содержащие крупные *Kussiella kussiensis* Kryl. (обр. 157/15, 18) и *Colonnella discreta* Kom. (обр. 157/16). Доломиты пятнисто окремнены; кремни светлые, голубые и голубовато-зеленые. Видимая мощность слоя 15 м.

Перерыв в обнажениях 20 м. В интервале между скальными выходами пород слоев 11 и 12 расположены осыпи и развалы карбонатов этих слоев и проходит граница нижне- и верхнекютюнгдинской подсвит.

Верхнекютюнгдинская подсвита

12. Доломиты светло-желтые, светлые, желтовато-серые, серые, преимущественно массивные, с прослоями (до 2 м) разноплитчатых разностей. Слоистость полого- и линзовидно-волнистая. В линзах и некоторых прослоях встречаются микрофитолиты и редкие строматолиты *Nucleella* sp. и *Stratifera* sp., практически нацело перекристаллизованные. Близ кровли присутствуют прослои доломитовых гравелитов. По всей толще рассеяны линзы и разнообразной формы желвачки темных кремней, внутри которых просматриваются реликты слоев. Вероятно, это свидетельствует о наложенности окремнения.

В кровле слоя в обнажении, находящемся в устье р. Улахан-Юеттех, доломиты контактово изменены, так как выше расположен силл диабаза, венчающий разрез. В обнажении 71 в бассейне р. Сололи (см. рис. 7) на доломиты описываемого слоя с размывом ложатся песчанистые доломиты основания арымасской свиты среднего рифея. Видимая мощность слоя 80 м.

Из отложений верхнекютюнгдинской подсвиты Вл. А. Комаром (1966) определены *Stratifera undata* Kom., *St. flexurata* Kom., *Nucleella fibrosa* Kom. и *Gongylina differenciata* Kom.

Нижнерифейский возраст сыгынахтахской и кютюнгдинской свит определяется по стратиграфическому положению сыгынахтахских образований выше уровня предрифейской площадной высокозрелой коры вы-

ветривания, имеющей региональное развитие по всему северо-востоку Сибирской платформы (Шамшина, Шпунт, 1975), и по данным абсолютного возраста, полученным по глаукониту — 1480 млн. лет из сыгынахтахской свиты и 1370 млн. лет из нижней подсвиты кютюнгдинской свиты (Комар, 1966). Основным же аргументом, позволяющим определить возраст рассмотренных выше отложений, является комплекс строматолитов, характерных для нижнего рифея в опорных разрезах Южного Урала и Учуро-Майского района, а также на Анабарском массиве и Билиро-Уджинском поднятии.

Средний рифей (юрматинская фитема)

Арымасская свита

Отложения арымасской свиты обнажаются в виде полосы протяженностью около 65 км от верхнего течения р. Кютюнгде к слиянию руч. Оччугуй-Сололи и Арыы-Мас (рис. 8). Контакт арымасской и подстилающей ее кютюнгдинской свит имеет неровный карманообразный характер, что позволяет говорить о существовании перерыва в осадконакоплении между эпохами формирования нижнерифейской и среднерифейской толщ. С северо-запада поле распространения арымасской свиты обрамляется ложащимися с размывом дебенгдинскими породами, а на северо-востоке срезается залегающей со структурным несогласием мастахской свитой.

Арымасская свита представлена преимущественно терригенными толщами — алевролитами и песчаниками, в которых присутствуют пачки и линзы известняков и доломитов, в основном строматолитовых. В нижней части свиты нами обнаружены эффузивные образования.

Изученные обнажения, находящиеся в долинах рек Улахан-Юеттех, Сололи и ее безымянного правого притока, впадающего в 9 км выше устья руч. Бургалды (см. рис. 8), в целом дают представление о строении свиты, но не позволяют составить ее послойное описание.

А. А. Красильщиков и И. М. Битерман, проводившие съемку на территории Оленекского поднятия, составили обобщенный разрез арымасских отложений: «В основании свиты залегает 20-метровая пачка зеленовато-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Она перекрывается мощной однородной пачкой, состоящей из розовато-серых, а в верхней части разреза — зеленовато-серых мелкозернистых песчаников... Мощность пачки 100 м. Выше залегает 200-метровая терригенно-карбонатная толща, состоящая из линзовидных слоев и крупных линз водорослевых известняков, ...разделенных алевролитами. Известняки и алевролиты находятся примерно в равных соотношениях. В верху толщи повсеместно прослеживается 30-метровый пласт желто-серого водорослевого известняка... Над этим пластом залегает пачка красных алевролитов мощностью около 20 м. Разрез свиты заканчивается пачкой пестрых и светлых, преимущественно водорослевых известняков, содержащих прослои красных известняков, часто образующих стяжения грушевидной и шаровидной формы. Мощность пачки 3 м. Мощность арымасской свиты 380 м» (1970, с. 94).

Разрезы, описанные нами, являются частями пачек, которые выделены А. А. Красильщиковым и И. М. Битерманом, но точное их положение внутри пачек из-за сложного блокового строения региона и отсутствия маркирующих уровней установить не удается, как и оценить мощности не прослеженных нами интервалов.

Полученные в результате проведенных исследований материалы позволили установить трансгрессивный характер нижней и верхней границ арымасской свиты и уточнить вещественный состав отложений.

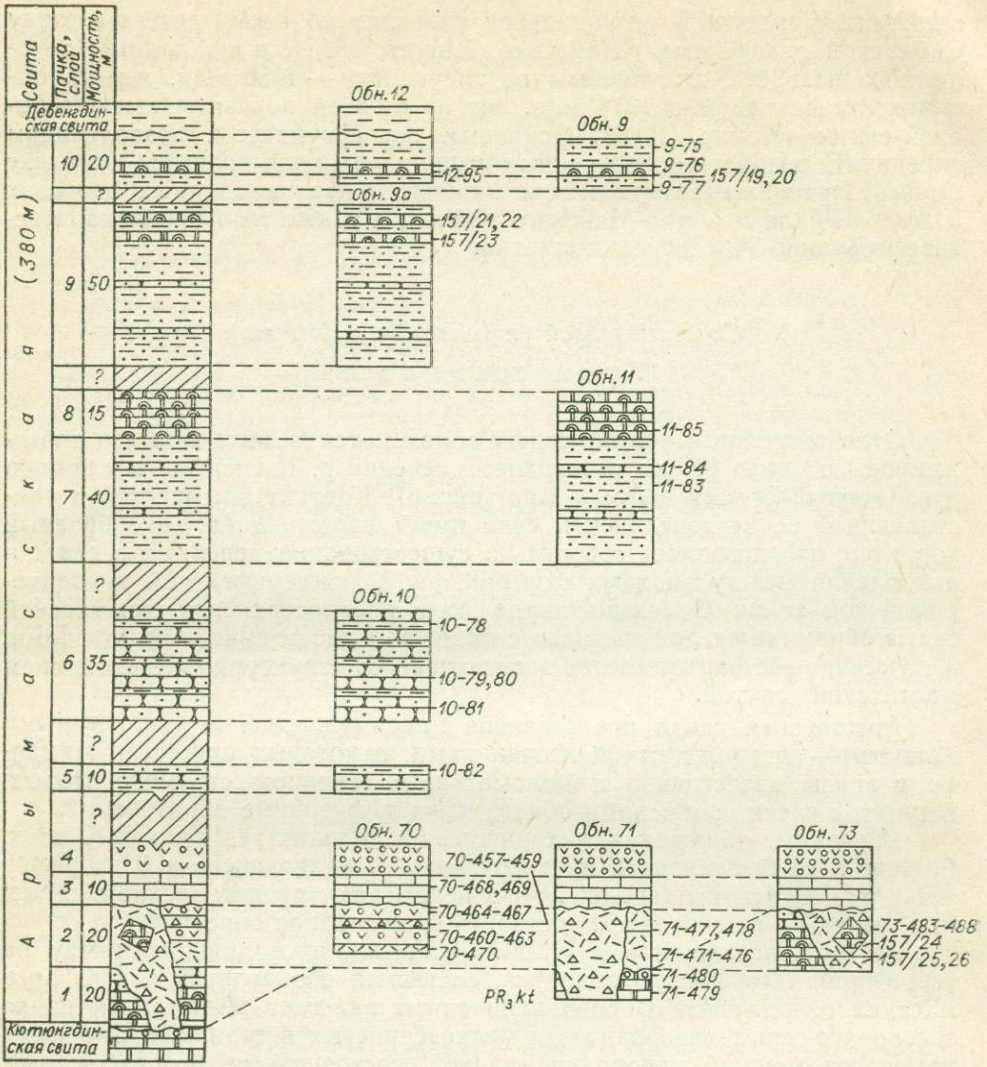


Рис. 8. Сопоставление разрезов арымасской свиты.

Описаны следующие слои (снизу вверх):

1. Пестроцветные строматолитовые доломиты с *Jacutophyton multiforme* Schap. (обр. 157/25, 26) с прослоями глауконитовых мелкозернистых песчаников. Эти породы карманообразно вдаются в поверхность подстилающих их доломитов нижнерифейской кютюнгдинской свиты на водораздельном участке между реками Сололи и Хорбусуонка (обн. 73). Мощность около 20 м.

2. Вулканогенные породы, представленные миндалекаменными лавами субщелочных базальтов, пепловыми туфами и секущими их туфобрекчиями, заполняющими жерла палеовулканов центрального типа. В туфобрекчиях встречены ксенолиты доломитов с *Jacutophyton multiforme* Schap. (обр. 157/24), идентичными образцам из слоя 1. В бассейне р. Сололи (обн. 71) вулканогенные породы залегают непосредственно на доломитах кютюнгдинской свиты, а породы базального слоя размыты. Мощность — около 20 м.

3. Пестроцветные известняки, мраморизованные в результате внедрения вышележащего силла диабаза. Мощность — около 10 м.

4. Силл диабаза, переходящий по простиранию в покров базальтов, мощностью около 100—150 м, абсолютный возраст которого, по данным геологов ВАГТ, составляет 1090—1100 млн. лет.

Перерыв в обнажениях. Остальные разрезы описаны в обнажениях по р. Улахан-Юеттех (см. рис. 8).

5. Переслаивание полевошпатово-кварцевых розовых мелкозернистых песчаников и темно-зеленых тонкослоистых алевролитов. Соотношение разновидностей пород примерно равное. Видимая мощность 10 м. Вероятно, породы этого слоя описаны А. А. Красильщиковым и И. М. Битерманом (1970) как базальная пачка арымасской свиты. Нами они встречены в надвинутом блоке в зоне разлома. Амплитуда надвига и соответственно мощность необнаженных на этом участке пород не установлены.

6. В опущенном блоке залегают песчаники полевошпатово-кварцевые с глауконитовыми вкрапленниками, желто-серого, розового и зеленовато-серого цвета, с тонкой горизонтальной прерывисто-штриховатой слоистостью, толсто- и среднеплитчатые. Чередуются они с алевролитами шоколадно-розового и зеленовато-серого цвета, тонкослоистыми.

Поверхности песчаниковых прослоев, имеющих мощности 0,4—0,5 м, покрыты налетами гематита, несут на себе отпечатки крупной полого-волнистой или островершинной волновой ряби ($h:l=2:8$ мм), содержат включения плоских галек глинистых пород. Алевролиты в прослоях, мощностью 0,1—0,2 м, разбиты трещинками усыхания, имеют следы сморщивания. Песчаников в пачке примерно в 2 раза больше, чем алевролитов. Видимая мощность пачки 35 м. Породы этой пачки принадлежат 100-метровой толще песчаников (Красильщиков, Битерман, 1970).

Перерыв в обнажениях. Породы, описываемые далее в слоях 7—9, относятся к 200-метровой толще алевролитов с линзами строматолитовых доломитов.

7. Алевролиты темно-серые, с тонкой горизонтальной и полого-волнистой слоистостью, с караваеподобными линзами (0,4×2 м) слюдисто-полевошпатово-кварцевых песчаников. Песчаники светло-серые, мелкозернистые. Видимая мощность 40 м.

8. Пестроцветные строматолитовые доломиты, массивные. Видимая мощность 15 м.

Перерыв в обнажениях.

9. Алевропелиты серые, тонкогоризонтально-слоистые с линзовидными биогермами пестроцветных строматолитовых известковистых доломитов с *Conophyton lituum* Masl. (обр. 157/21, 22) и *Baicalia* sp. (обр. 157/23). Видимая мощность 50 м.

Перерыв в обнажениях.

10. Алевропелиты красно-бордового и зеленого цвета, тонкогоризонтально-слоистые, мелкооскольчатые, содержащие близ кровли красные и светло-серые строматолитовые известковистые доломиты с *Jacutophyton multiforme* Schap. (обр. 157/19, 20). Выше с размывом ложатся породы дебенгдинской свиты. Видимая мощность 20 м. Породы этого горизонта соответствуют двум верхним пачкам, описанным А. А. Красильщиковым и И. М. Битерманом (1970).

Дебенгдинская свита

Свита образует широкую полосу, протягивающуюся в северо-восточном направлении от р. Кютюнгде в верховья руч. Очугуй-Сололи и Арыы-Мас. Нами изучены обнажения в долинах рек Улахан-Юеттех и Хорбусуонка, которые дают достаточно полное представление о строении данной свиты (рис. 9).

Дебенгдинская свита имеет карбонатно-терригенный состав и отделена от подстилающих ее арымасских отложений перерывом в осадконакоплении, о чем свидетельствует присутствие продуктов переотложения высокозрелой коры выветривания (каолинит, гидрослюды) в ее нижней глинистой пачке.

Строение свиты следующее (снизу вверх):

1. Алевропелиты пестроцветные (зеленые, бордовые), тонкогоризонтально-слоистые, мелкооскольчатые. Мощность 10 м.

2. Песчаники глауконит- и гематит-кварцевые, грубозернистые, бордовые и зеленые с линзами (мощностью до 0,3 м) гематит-кварцевых гравелитов. Породы горизонтально- и пологоволнисто-слоистые, среднеплитчатые, со знаками пологой волновой ряби ($h:l=0{,}5:20$ см) на поверхностях напластования. В обнажении 8 в 15 м от подошвы свиты проходит линзовидный прослой (мощностью до 7 м) серых массивных доломитов, практически нацело выполненных в нижней части *Baicalia* sp. (обр. 157/27), в верхней — *Conophyton garganicum* Kor. (обр. 157/28). Мощность слоя 30 м.

3. Известковистые доломиты серые, светло-серые, массивные, строматолитовые с *Platella protensa* Kom. (обр. 157/29, 30). Видимая мощность 30—35 м.

Перерыв в обнажениях 20—30 м.

4. Алевролиты полевошпатово-кварцевые с глауконитом, зеленовато-серого и желто-коричневого цвета, с тонкой горизонтальной и полого-волнистой слоистостью. Видимая мощность 10 м.

5. Строматолитовые известковистые доломиты, серые, с палево-желтой выветрелой поверхностью, массивные, переслаивающиеся с серыми известковистыми алевролитами. В доломитах множество внутриформационных размывов. Строматолиты

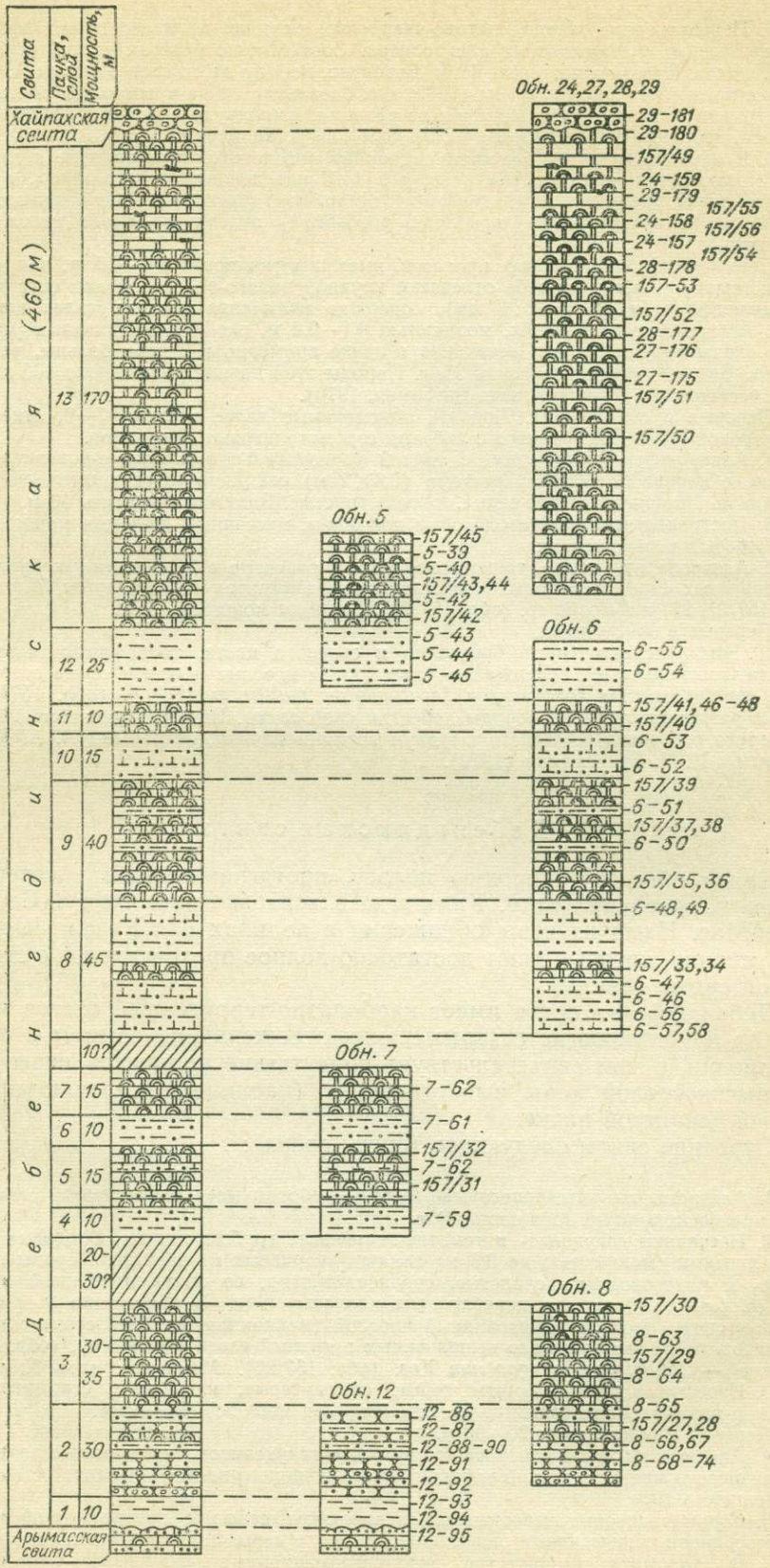


Рис. 9. Сопоставление разрезов дебенгдинской свиты.

представлены *Conophyton garganicum* Kor. (обр. 157/31) и *Jacutophyton divulgatum* f. n. (обр. 157/32). Мощность 15 м.

6. Алевролиты и алевропесчаники полевошпатово-кварцевые с глауконитом, с тонкой горизонтальной слоистостью, тонкоплитчатые. Мощность 10 м.

7. Строматолитовые известковистые доломиты, серые, массивные, нацело выполненные постройками строматолитов, идентичных описанным в слое 5. Видимая мощность 15 м.

Перерыв в обнажениях около 10 м.

8. Алевропелиты тонкогоризонтально-слоистые, чередующиеся с маломощными (1—2 см) прослоями известковистых алевролитов. Породы зеленовато-серые, тонкоплитчатые, с ровными и иногда полого-волнистыми поверхностями напластования. В 20 м от подошвы расположена линза (мощностью до 5 м) строматолитовых известковистых доломитов с *Conophyton lituum* Masl. (обр. 157/33) и *Jacutophyton cognitum* f. n. (обр. 157/34). Мощность 45 м.

9. Строматолитовые известковистые доломиты, серые, практически полностью выполненные постройками *Jacutophyton multiforme* Schap. (обр. 157/35, 36), *Anabaria divergens* Kom. (обр. 157/37, 38) и *Baicalia* sp. (обр. 157/39). Биогермы до 2—2,5 м в диаметре при высоте до 0,8—1 м расположены в слое цепочками в шахматном порядке друг над другом и отделены один от другого прослоями (до 20 см) алевролитов коричневато- и зеленовато-серых, полосчатых, тонкоплитчатых до листоватых, имеющих ровные и полого-волнистые поверхности напластования. Мощность 40 м.

10. Алевролиты с прослоями известковистых алевролитов, содержащие глауконит. Породы серо-зеленого цвета, сланцеватые, тонкоплитчатые до листоватых, с ровными и волнистыми поверхностями напластования, на которых встречаются островершинные знаки волновой ряби ($h : l = 3 : 25$ мм). Мощность 15 м.

11. Известковистый доломит, массивный гематитизированный, пятнистой бордово-зеленой окраски, полностью выполненный биогермами с *Baicalia* sp. (обр. 157/40), *Anabaria radialis* Kom. (обр. 157/41) и *A. cf. radialis* Kom. (обр. 157/46—48). Биогермы караваеобразной формы, крупные (2×1,2 м), с веерообразно расходящимися столбиками. Мощность слоя 10 м.

12. Алевропелиты и алевролиты, зеленовато-серые, тонкоплитчатые до листоватых, с ровными и полого-волнистыми поверхностями напластования. Мощность 25 м.

13. Строматолитовые доломиты в нижних 20 м розовато-желтые, выше — серые, зеленовато-серые, сменяющиеся через 30—40 м коричневато-серыми, массивными, со следами выщелачивания. В верхних 40 м присутствуют линзы темно-серых кремней. В нижней части пачки строматолиты представлены *Jacutophyton divulgatum* f. n. (обр. 157/42), в 15 м от подошвы пачки они сменяются постройками *Conophyton* sp., межстолбиковое пространство между которыми выполнено полосчатым доломитом с образованиями, называемыми Вл. А. Комаром *Malginella zipandica* Kom. В 25 м от подошвы они в свою очередь сменяются постройками *Colonella cormosa* Kom. (обр. 157/45), а через 10—15 м опять идут доломиты, состоящие из построек *Conophyton garganicum* Kor. (обр. 157/50, 53, 54, 49) с проблематичными образованиями *Malginella zipandica* Kom. (обр. 157/51) в межстолбиковых промежутках, с редкими *Conophyton metula* Kir. (обр. 157/52), *Stratifera nekulechica* Gol. (обр. 157/56) и *S.* sp. (обр. 157/56). Этими доломитами завершается разрез свиты. Мощность пачки 170 м. Мощность дебенгдинской свиты 460 м.

Вл. А. Комаром кроме строматолитов, собранных нами, из верхов дебенгдинских отложений определены *Nucleella inconformis* Kom., *Gongylina zonata* Kom. (Комар, 1966).

Средний и верхний рифей (юрматинская и каратауская фитемы)

Хайпахская свита

Хайпахская свита распространена в бассейне среднего и верхнего течения р. Хорбусуонка. Контакт ее с подстилающими строматолитовыми доломитами дебенгдинской свиты обнажен на правом склоне долины р. Хорбусуонка, в 8 км ниже крутого поворота реки к северу (рис. 10, обн. 29). Здесь грубообломочные породы базального слоя хайпахской свиты с размывом перекрывают выщелоченные дебенгдинские строматолитовые доломиты.

Свита сложена преимущественно терригенными и эффузивными образованиями и в меньшей степени — карбонатами. В ее разрезе можно выделить три подсвиты, каждая из которых отделена от предшествующей перерывом в осадконакоплении и имеет палеонтологическую характеристику, отличную от других подсвит. К основанию подсвит приуроче-

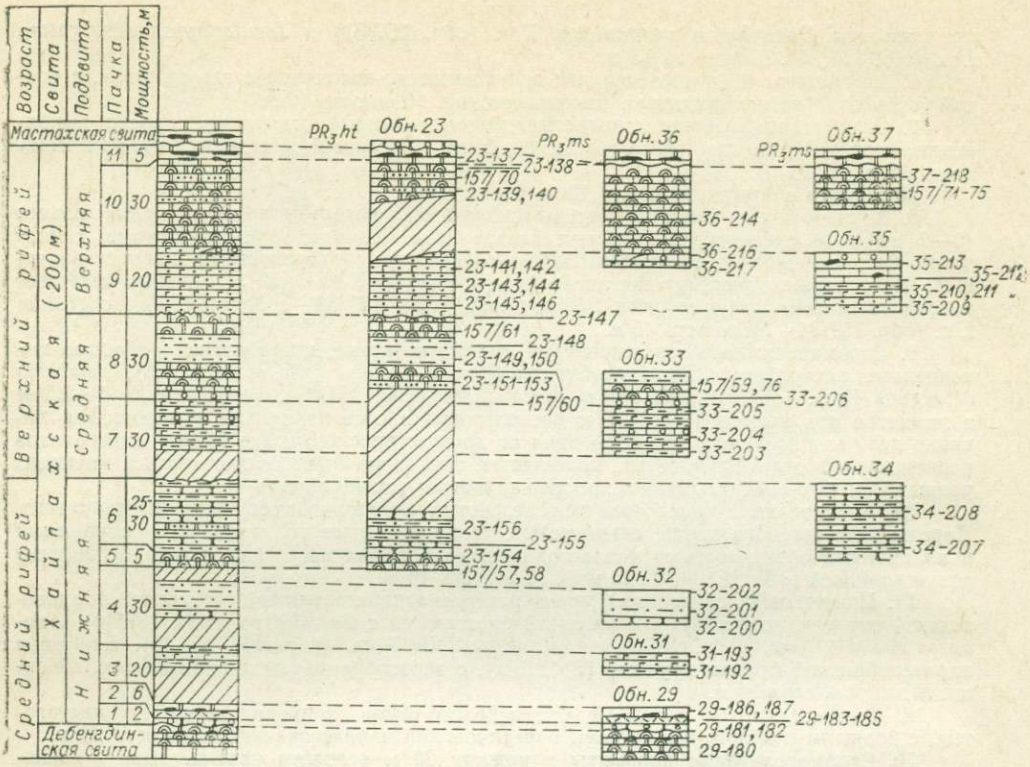


Рис. 10. Сопоставление разрезов хайпахской свиты.

ны эффузивные и терригенные толщи, а к кровле — карбонатные породы. Таким образом, все три подсвиты характеризуют самостоятельные этапы осадконакопления.

Нижнехайпахская подсвита

1. Гравийные песчаники, гравелиты, мелкогалечные конгломераты полевошпатово-кварцевого состава с каолинит-гидрослюдистым цементом, светло-серые. Слоистость пород веерообразная, пучковидная, с переменными углами падения от 3 до 10°. Наблюдаются послойные и секущие тонкие инъекции зеленой вулканической стекловатой массы. Мощность 2 м.

2. Окремнелые гематитизированные доломиты полосчатой кирпично-красной, темно-серой и черной окраски, с тонкой волнистой слоистостью. Кремнистые обособления имеют облик инъекций в карбонатной массе. В отложениях слоя присутствует пепловый материал.

Мощность 6 м.

3. После перерыва в обнажениях следуют туфоалевролиты серо-зеленые с линзовидными прослоями туфопесчаников, мощность которых колеблется от нескольких миллиметров до 10 см. Соотношение туфоалевролитов и туфопесчаников примерно 2 : 1. Слоистость тонкая, полого-волнистая. На поверхностях напластования наблюдаются скопления чешуек гидратированных слюд, следы сморщивания, трещины усыхания. Видимая мощность 10 м при предполагаемой общей мощности пачки 20 м.

4. Основание и кровля пачки не обнажены. В средней части пачки наблюдаются песчаники слюдисто-полевошпатово-кварцевые, желто-зеленые, с тонкой полого-волнистой слоистостью, тонкоплитчатые, с ямчато-бугристыми поверхностями напластования, мелкозернистые. Песчаники вверх по разрезу сменяются зелеными и бордовыми тонкосланцеватыми алевропелитами, мощность которых достигает 10 м. Видимая мощность 12 м при предполагаемой мощности пачки 30 м.

5. Известковистые доломиты серые и пятнисто-окрашенные — серые с розовыми и красными пятнами, массивные, строматолитовые с *Conophyton lituum* Masl. (обр. 157/57) и *Jacutophyton multiforme* Schap. (обр. 157/58). Мощность 5 м.

6. Глауконит-кварцевые песчаники, слюдисто-хлорит-кварцевые алевролиты и песчанистые доломиты с глауконитом и кварцем. Породы зеленовато-серые, горизонтально-слоистые, с ровными поверхностями напластования, тонкоплитчатые. Мощности про-

слоев литологических разностей колеблются от нескольких сантиметров до 5 м. Мощность пачки 25—30 м. Отложениями этой пачки завершается разрез нижнехайпахской подсвиты, суммарная мощность которой 90 м.

В поле выходов нижнехайпахских отложений из глыбовых развалов и осыпей собраны *Conophyton garganicum* Kor. (обр. 157/65), *C. metula* Kir. (обр. 157/69), *Jacutophyton cognitum* f. n. (обр. 157/67, 68).

На основании палеонтологических данных с кровлей рассмотренных выше толщ мы связываем верхнюю границу среднего рифея и относим вышележащие средне- и верхнехайпахскую подсвиты к верхнему рифею.

Среднехайпахская подсвита

7. Туфоалевролиты бордовые и зеленые, тонкогоризонтально-слоистые, с прослоями гематитизированных онколитовых известняков. Подошва пачки не обнажена, но щелочной пепловый материал, насыщающий туфоалевролиты, несет следы преобразования, проявляющиеся в его значительной каолинизации. Этот факт позволяет предполагать перерыв в осадконакоплении, предшествующий накоплению пачки. Видимая мощность 17 м при предполагаемой мощности пачки 30 м.

8. Строматолитовые доломиты желто-серые и гематитизированные бордовые, с прослоями онколитовых известняков и зелено-серых слюдистых алевролитов с вкрапленниками глауконита. Прослои всех пород часто сменяют друг друга по простиранию, и их мощности колеблются от 1 до 10 м. Карбонатные прослои и линзы практически полностью выполнены онколитами и постройками строматолитов *Inzeria tjomusi* Kryl. (обр. 157/59—61, 66) и *Jurusania cylindrica* Kryl. (обр. 157/76). Мощность пачки 30 м.

Суммарная мощность среднехайпахской подсвиты 60 м.

Верхнехайпахская подсвита

9. Пачка пестроцветных (бордовых, желтых, зеленых) туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников и туфоалевропелитов. Породы горизонтально- и косослоистые, с мощностями слоистых серий по 0,5—1,5 м. Вулканогенно-терригенные разности залегают линзовидно, часто сменяют друг друга по вертикали и латерали. Вулканическое стекло в породах подвергнуто гипергенному преобразованию (ожелезнение, гидрослюдизация), свидетельствующему о позднехайпахском корообразовательном процессе. В кровле пачки наблюдаются линзовидные прослои желтых и розово-серых известняков с онколитами и кремнями. Мощность пачки 20 м.

10. Строматолитовые известковистые доломиты и доломитистые известняки, пятнисто-окрашенные — зеленые и бордовые, серые, массивные, переслаивающиеся с пестроцветными алевритистыми и песчанистыми доломитами с тонкой линзовидно-волнистой слоеватостью, тонко- и среднеплитчатыми. По всему разрезу строматолиты представлены *Boxonia vera* f. n. (обр. 157/70—75), из развалов собраны *Gymnosolen furcatus* Kom. (обр. 157/62—64). Мощность пачки 30 м.

11. Доломиты гематитизированные, бордовые тонко-среднеплитчатые, с ямчато-бугристыми поверхностями напластования. В доломитах содержатся линзовидные обособления (инъекции) кремнистого и хлорит-кремнистого состава светло-желтого и бледно-розового цвета. Мощность 5 м. Отложениями этой пачки завершается разрез свиты. Суммарная мощность верхнехайпахской подсвиты 55 м.

Из самых верхних слоев хайпахской свиты Вл. А. Комаром собраны *Kotuikania torulosa* Kom. (Комар, 1966).

Общая мощность хайпахской свиты 200 м.

Хайпахские отложения трансгрессивно перекрываются в районе устья руч. Хайпах (обн. 36, 37) светло-серыми окремненными доломитами, а в 15 км на северо-запад от устья руч. Хатыспыт (обн. 23) — гравелитами мастахской свиты.

Комплекс строматолитов, включающий различные формы групп *Conophyton*, *Jacutophyton*, ассоциирующиеся с *Baicalia*, *Colonnella*, *Anabaria*, *Platella*, однозначно определяет возраст заключающих их образований арымасской и дебенгдинской свит и нижней подсвиты хайпахской свиты как среднерифейский (юрматинский). К границе нижней и средней подсвит хайпахской свиты приурочено полное обновление состава строматолитовых ассоциаций. Комплекс, установленный в отложениях средней и верхней подсвит, состоящий из ассоциации представителей групп *Inzeria*, *Jurusania*, *Gymnosolen*, *Kotuikania* и *Boxonia*, свидетельствует о верхнерифейском (каратауском) возрасте названных толщ.

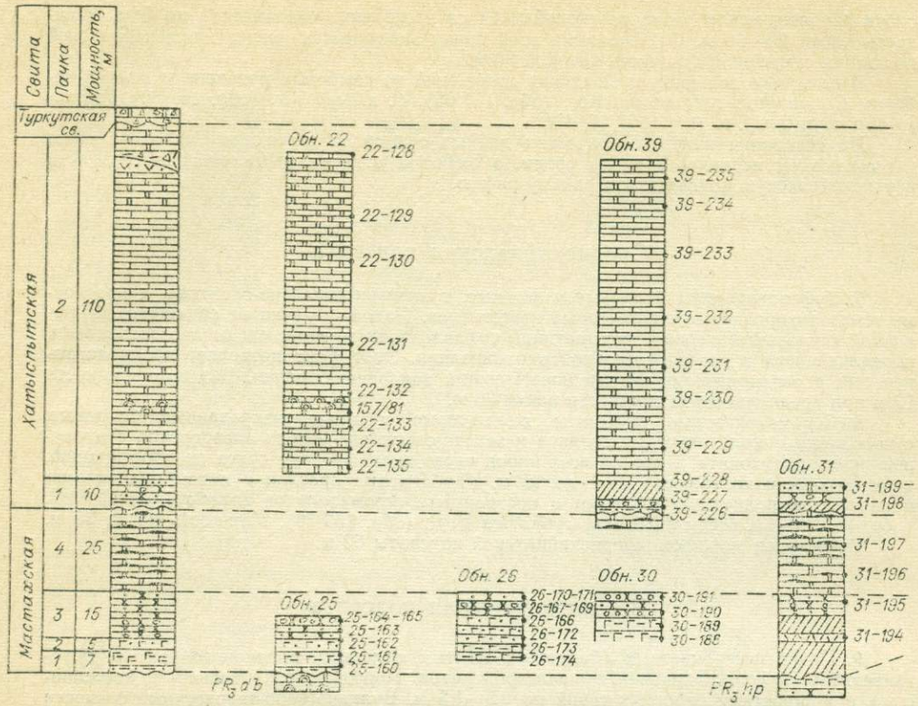


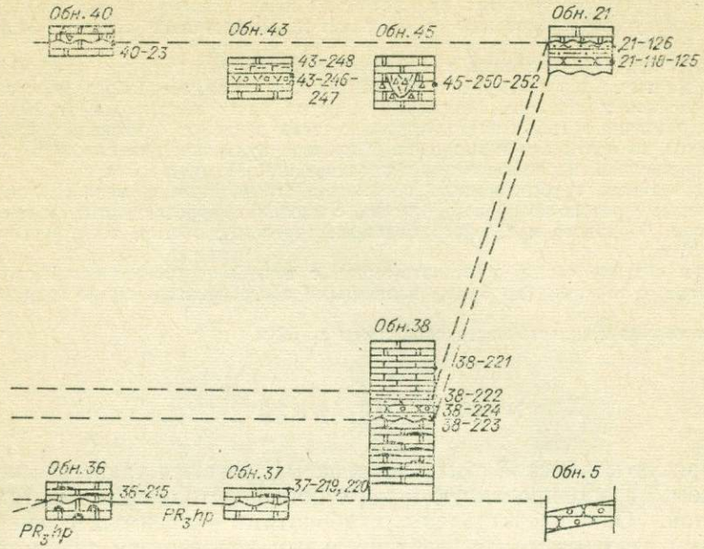
Рис. 11. Сопоставление разрезов мастахской и хатыспытской свит.

Этим выводам не противоречат и данные радиогеохронологии: датировки, полученные по глауконину из арымасской свиты — 1260, 1250, 1200 млн. лет, из дебенгдинской — 1170, 1110 млн. лет и из низов хайпахской — 1030, 990 млн. лет (Геохронология докембрия..., 1968, с. 255—256).

Терминальный рифей (юдомий)

Отложения терминального рифея (юдомия) повсеместно со структурным несогласием перекрывают нижележащие толщи: на западе Оленекского поднятия — дебенгдинские, на севере — хайпахские, на востоке срезают вкрест простирания дебенгдинские и арымасские (рис. 2, 11).

В настоящее время нет единого мнения об объеме, расчленении и характере залегания отложений этого возраста. В северных разрезах, в бассейне среднего течения р. Хорбусуонка, геологи, проводившие Государственную геологическую съемку, расчленили их на три свиты — мастахскую, хатыспытскую и туркутскую, последовательно и согласно сменяющие друг друга снизу вверх (Красильщиков, Битерман, 1970), А. А. Красильщиков, Д. С. Яшин, В. А. Виноградов (Красильщиков, Битерман, 1970; Битерман и др., 1965) и Вл. А. Комар (1966) считают, что в восточной и южной частях Оленекского поднятия известняки хатыспытской свиты фациально замещаются доломитами и юдомий представлен в полном объеме фацией доломитов. И. М. Битерман, Б. Н. Леонов и Л. М. Натапов (1965) пришли к выводу о существовании регионального предтуркутского перерыва, значение которого возрастает в южном направлении. По их мнению, на юге, в бассейне р. Кютюнгде, юдомий представлен только туркутской свитой, трансгрессивно перекрывающей дебенгдинские отложения.



Наши материалы в целом подтверждают точку зрения о присутствии юдомия в полном объеме в южных районах его распространения и позволяют уточнить объем входящих в него свит, характер границ между ними и вещественный состав отложений.

Мастахская свита

Мастахская свита, сложенная карбонатно-терригенными и переотложенными эффузивными породами, повсеместно трансгрессивно перекрывает нижележащие толщи и имеет различную полноту разрезов в разных районах ее распространения (см. рис. 11). Базальная пачка наиболее полно представлена в обнажениях по руч. Хатыспыт и в его приустьевой части на р. Хорбусуонка (обн. 5, 26, 30), верхняя карбонатная часть разреза — по р. Хорбусуонка в 13—15 км ниже устья руч. Хайпах (обн. 31). Кроме того, фрагмент нижней терригенной пачки вскрыт в тектоническом блоке на р. Улахан-Юеттех (обн. 5). В группе обнажений, расположенных в долине р. Хорбусуонка в приустьевой части руч. Хайпах и вверх по р. Хорбусуонка на протяжении 7 км, из разреза выпадает нижняя терригенная часть, и на верхнерифейские хайпахские отложения с размывом ложится верхняя карбонатная пачка мастахской свиты (см. рис. 11).

Вероятно, мастахские образования есть и в бассейне р. Кютюнгде на руч. Балаганнах, где между выходами базальных слоев хатыспытской свиты и кровлей дебенгдинских доломитов расположен залесенный участок, соответствующий по расчетам примерно 80 м мощности необнаженных слоев. Возможно, залесенными оказались мастахские и даже какая-то часть хайпахских отложений.

По литологическим признакам в породах мастахской свиты выделены следующие пачки (снизу вверх):

1. Пестроцветные туфоалевролиты желтого, бордового, зеленого и серого цвета, тонкосланцеватые. В туфоалевролитах вулканический пепел щелочного состава подвергнут гипергенному преобразованию в каолинит-гидрослюдистый агрегат. Мощность 7 м.

2. Туфопесчаники, туфогравелиты и туфоконгломераты гематитизированные, бордовые, зеленые, желтые. Слоистость пород горизонтальная, косая, веерообразная, с выполаживанием слойков к подошве. Мощности слоистых пачек колеблются от 20 до 40 см. Породы различного гранулометрического состава залегают линзовидно, часто сменяя друг друга по вертикали и латерали. Щелочное вулканическое стекло в них подвергнуто ожелезнению, гидрослюдизации и каолинизации. Мощность 5 м.

3. Пачка гравийных грубозернистых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов полевошпатово-кварцевого состава, с каолинит-гидрослюдистым и гематитовым цементом, бордового и зеленого цвета, перекрестно-слоистые, толстоплитчатые. Мощность 15 м.

4. Доломиты светлые серые, желтовато-серые, с тонкой полого-волнистой слоистостью, плитчатые, с тонкими (до 5 мм) волнистыми обособлениями серых кремней. Мощность 25 м.

Суммарная полная мощность мастахской свиты до 52 м.

Хатыспытская свита

Отложения хатыспытской свиты повсеместно ложатся трансгрессивно, с размывом, на эродированную поверхность подстилающих мастахских доломитов. Они представлены карбонатами — преимущественно битуминозными известняками с незначительным количеством терригенных и эффузивных разностей (см. рис. 11).

Как уже говорилось выше, нет единого мнения о характере залегания, объеме и вещественном составе свиты. Наиболее полные ее разрезы, в том числе и стратотипический, находятся на р. Хорбусуонка в приустьевых частях ручьев Хайпах и Анабыл (на топографических картах, изданных в 40-х годах, руч. Хайпах назван Хатыспытом и соответственно свита получила название хатыспытской). На руч. Балаганнах хатыспытские отложения представлены базальной терригенной пачкой (обн. 21). Ни органические остатки, ни особенности вещественного состава, к сожалению, не позволяют однозначно говорить о хатыспытском или туркутском возрасте вышележащих доломитов в южных разрезах. Возможно, граница между хатыспытской и туркутской свитами здесь проходит внутри толщи доломитов (рис. 12), по кровле пачки 4.

Отложения хатыспытской свиты подразделяются на следующие пачки (снизу вверх):

1. Гравийные песчаники, алевролиты и алевропелиты зеленого и желто-серого цвета, перекрестно-слоистые, часто чередующиеся друг с другом. Основание пачки сложено гидрослюдистыми пестроцветными алевропелитами. Мощность 10 м.

2. Известняки и доломитистые известняки с редкими прослоями известковистых доломитов. Породы коричневато-серые и темно-серые, черные, полого-косо- и волнисто-слоистые, полосчатые, битуминозные. Массивные разности чередуются с разноплитчатыми и рассланцованными до листоватых. В нижней части пачки наблюдаются прослои и линзы брекчированных карбонатов, редкие неопределимые столбчатые строматолиты и *Stratifera irregularis* Kom. (обр. 157/81). В обнажениях, находящихся на р. Хорбусуонка в 2 и 5 км ниже устья руч. Анабыл (обн. 43 и 45), в 7—10 м от кровли расположен покров трахибазальтов мощностью около 4 м, сменяющийся выше тонкослоистыми темно-серыми туфоалевролитами. В верхней части свиты встречена туфобрекчия зеленовато-серого цвета, заполняющая клиновидный карман глубиной до 1 м, при ширине до 2 м, в битуминозных известняках. Известняки в зоне нижнего контакта с туфобрекчией раздроблены, превращены в брекчию. Эффузивные образования перекрываются тонкослоистыми битуминозными известняками и известковистыми алевролитами, завершающими разрез свиты. Мощность пачки 110 м. Суммарная максимальная мощность свиты 120.

Вл. А. Комар (1966) указывает на присутствие в отложениях хатыспытской свиты *Boxonia grumulosa* Kom.

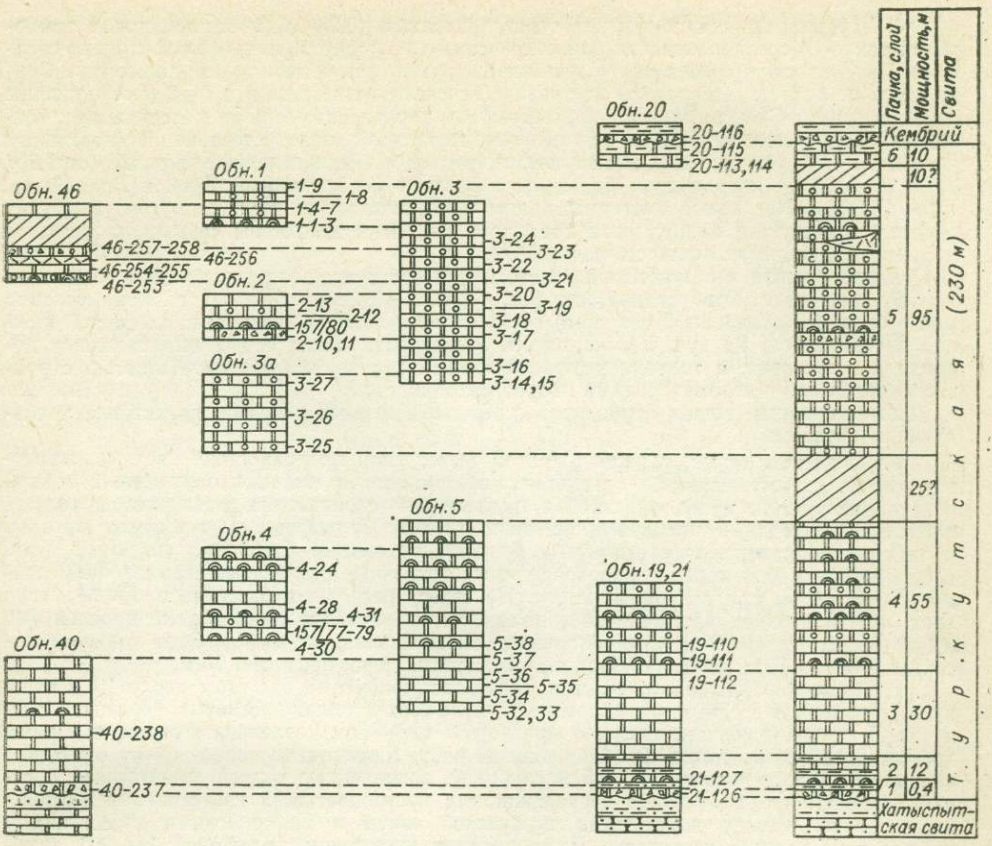


Рис. 12. Сопоставление разрезов туркутской свиты.

Туркутская свита

Доломитами туркутской свиты заканчивается разрез рифея Оленекского поднятия. В северной части региона они с размывом ложатся на хатыспытские битуминозные карбонаты и известковистые алевролиты. Вопрос о нижней границе туркутской свиты на юге региона в бассейне р. Кютюнгде (см. рис. 12, обн. 19, 21) не ясен. Она условно проведена по подошве прослоя карбонатной брекчии, выше которого разрез становится существенно доломитовым.

Нижняя часть свиты в бассейне р. Кютюнгде в обнажениях по руч. Балаганнах и в его приустьевой части и на р. Улахан-Юеттех имеет следующее строение (снизу вверх):

1. На размытую поверхность хатыспытских алевролитов ложится прослой, представленный серией смыкающихся линз доломитовых брекчий темно-серого и желто-серого цвета. Брекчия состоит из хаотично ориентированных уплощенных угловатых обломков, достигающих в поперечнике 20 см. В цементе наблюдаются многочисленные прожилки и гнезда крупнокристаллического кальцита. Мощность 0,4—1 м.

2. Чередование комковатых серых доломитов (прослои по 5—10 см) с зеленовато-серыми листоватыми алевролитами (прослои по 5—7 см), имеющими волнистые поверхности напластования. В комковатых доломитах присутствуют неопределимые мелкие (3×5 см) желваковые строматолиты и линзовидные биогермы (25×10 см) с ветвящимися столбчатыми строматолитами. Карбонаты пористые, окремненные. Мощность пачки 12 м.

3. Битуминозные доломиты темно-серые до черных, с характерной мульдообразной слоистостью, массивные, кавернозные. Доломиты содержат линзы (до 10×3 см) кварцевых гравелитов. Мощность пачки 30 м.

4. Чередование светло-желтых толстоплитчатых (0,2—0,5 м) доломитов и темно-серых тонко- и среднеплитчатых известковистых алевролитов, микрогоризонтально-слоистых. Поверхности напластования доломитов иногда размытые, полого-волнистые. Снизу вверх по разрезу алевролиты постепенно исчезают из разреза и в 6—8 м от подошвы пачки сменяются желтоватыми светло-серыми и коричневато-серыми массивными и тонкоплитчатыми доломитами с тонкой горизонтальной полосчатостью. В массивных доломитах наблюдаются линзы с микрофитолитами и многочисленные крупные (от 1,8××0,9 до 9×6 м) линзовидные биогермы с *Boxonia* (?) *grumulosa* Kom. и *Boxonia* sp. (обр. 157/78). Некоторые биогермы практически смыкаются друг с другом, в других случаях промежутки между ними достигают 1—3 м и заполнены серыми плитчатыми доломитами. Видимая мощность пачки 55 м.

Далее следует необнаженный участок, соответствующий примерно 25 м мощности.

В бассейне р. Хорбусуонка (см. рис. 12, обн. 40) с описанными пачками условно могут быть сопоставлены 5-метровый горизонт карбонатной брекчии, аналогичной нижней пачке разреза на руч. Балаганнах, и 50-метровая пачка серых битуминозных доломитов, массивных и тонкоплитчатых, с тонкой горизонтальной слоеватостью с редкими столбчатыми строматолитами плохой сохранности.

Вышележащие толщи карбонатов северных и южных разрезов представлены следующим образом:

5. Доломиты серые, с палево-желтой выветрелой поверхностью, светлые, желтовато-серые, преимущественно органогенно-обломочные и микрофитолитовые, с тонкой пологой волнистой, мульдообразной и линзовидной слоистостью, массивные и толстоплитчатые, с редкими прослоями среднеплитчатых. В разрезе присутствуют прослои и линзы карбонатных плоскогалечных брекчий, единичные *Colleniella singularis* Kom. (обр. 157/80) и близ кровли — неопределимые одиночные столбчатые строматолиты диаметром до 10 см при высоте до 20 см. На севере региона, в бассейне р. Хорбусуонка (обн. 46), в верхней части пачки в доломитах содержатся линзовидные прослои (по 0,2 м) серых тонкослоистых карбонатизированных пепловых туфов. Этот горизонт составляет около 10 м мощности. Видимая мощность пачки примерно 95 м.

6. После необнаженного участка, соответствующего по расчетам около 10 м мощности, вскрываются глинистые доломиты, светло-серые, тонкополосчатые, горизонтально- и косослоистые, разноплитчатые, с прослоями (до 5 см) зеленовато-серых и черных доломитистых алевролитов. В обнажении 20 на р. Кютюнгде в кровле пачки отчетливо видны эрозионные карманы до 0,5 м глубиной, заполненные черной доломитовой брекчией. Поверхность контакта с вышележащими пестроцветными известняками кембрия закарстована. Между доломитами туркутской свиты и кембрийскими известняками наблюдается угловое несогласие (угол падения туркутских отложений 18—20°, кембрийских — 8° при одинаковом азимуте падения 230°). Видимая мощность пачки 10 м. На северо-востоке региона, по материалам Н. И. Гогиной, эта пачка имеет мощность 15—20 м и трансгрессивно перекрывается чабурским горизонтом, а в долинах ручьев Юёсэ — Юеттех, Олонгдо, Керсюке и др.— кессюсинской свитой нижнего кембрия (Красильщиков, Битерман, 1970).

Вл. А. Комаром (1966) из отложений туркутской свиты, кроме обнаруженных нами форм, определены *Paniscollenia emergens* Kom. и *Stratifera irregularis* Kom., а З. А. Журавлевой микрофитолиты *Vesiculatites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. lobatus* Reitl., *Vermiculites irregularis* (Reitl.). По материалам Н. И. Гогиной, суммарная мощность туркутских отложений на севере региона составляет 170—230 м в междуречье Хорбусуонки и Юёсэ-Юеттех и до 170 м в верховьях руч. Бэркэ-Экит.

Принадлежность пачек 1—4 разреза, описанного по р. Кютюнгде и руч. Балаганнах, к туркутской свите, как уже говорилось выше, не доказана. Если их относить к туркутской свите, то ее суммарная мощность в южных разрезах достигает 230 м. Но следует учесть, что карбонатные брекчии, аналогичные описанным в базальном слое, и в этом разрезе, и в других, встречаются на нескольких стратиграфических уровнях как внутри карбонатных пачек, так и при чередовании карбонатных и терригенных разностей. Поэтому нельзя считать, что появление подобных брекчий служит надежным доказательством начала крупной трансгрессии. Если же названные пачки относить к верхам хатыспытской свиты и границу с туркутскими отложениями проводить внутри карбонатной толщи по смене строматолитовых разностей пачки 4 онколитовыми доломитами пачки 5, то мощность туркутской свиты в южных разрезах будет равна примерно 130—140 м, а 50-метровая пачка коричневато-серых битуминозных доломитов северного разреза, как и на востоке, не будет иметь аналогов.

На востоке Оленекского поднятия, по материалам А. А. Красильщикова, темно-серые битуминозные известняки хатыспытской свиты постепенно сменяются 8—10-метровой базальной пачкой ярко окрашен-

ных (желтых, оранжевых, розовых) сильно глинистых доломитов основания туркутской свиты, постепенно переходящих в 120—170-метровую толщу светло-серых и желто-серых массивных доломитов, которой заканчивается разрез свиты. Только на северо-западе региона Н. И. Гогиной при геологическом картировании установлено структурное несогласие между хатыспытскими и туркутскими отложениями. Поэтому нам представляется более вероятным затухание предтуркутского перерыва в осадконакоплении в южном и восточном направлениях Оленекского поднятия.

Юдомский возраст мастахской, хатыспытской и туркутской свит определяется их положением в разрезе между хайпахскими образованиями, содержащими в верхней части органические остатки, характерные для верхнего рифея, и известняками, в которых заключены остатки скелетной фауны кембрия (Комар, 1966; Красильщиков, Битерман, 1970). Мастахские отложения, в которых органические остатки не обнаружены, отнесены к юдомию, так как они представляют собой базальную толщу единого трансгрессивного цикла, включающего мастахскую, хатыспытскую и туркутскую свиты. В двух последних свитах установлены комплексы строматолитов и микрофитолитов, соответствующие юдомскому этапу развития органического мира докембрия.

Таким образом, рифейские отложения на Оленекском поднятии присутствуют в полном объеме. По комплексам органических остатков, датировкам абсолютного возраста глауконитсодержащих горизонтов и историко-геологическим данным здесь устанавливаются аналоги всех четырех фитем рифея, а по особенностям вещественного состава и положению в разрезе — предположительно среднепротерозойские отложения, которые могут быть сопоставлены с синхронными толщами других регионов.

ВЕРХОЯНСКИЙ ПРОГИБ (ЧЕКУРОВСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ)

Верхний протерозой (рифей)

В Верхоянском прогибе верхнепротерозойские толщи вскрываются в сводах Чекуровской и Булкурской антиклиналей Хараулахского выступа. Рифейский возраст этих отложений, выявление среди них аналогов среднего, верхнего и терминального рифея и посвитное расчленение обосновано в работах В. А. Виноградова (1962), М. Н. Коробова (1963), В. А. Мельникова (1966), З. А. Журавлевой (1964, 1974), Вл. А. Комара (1966), И. Н. Крылова и др. (1971).

Нами проведено дополнительное изучение вещественного состава рифейских отложений Чекуровской антиклинали, в результате чего впервые установлено присутствие в разрезе значительного количества эффузивных образований, уточнено расчленение свит на подсвиты, реконструирована рифейская история геологического развития региона.

Чекуровская антиклиналь представляет собой сундучную складку со слегка изогнутой в западном направлении осью. Уктинская и эсэлэхская свиты слагают свод этой структуры, а нэлэгерская, сиэтачанская и хараюэтехская свиты обнажаются на ее крыльях, образуя концентрически замкнутые полосы поверхностных выходов. Выше с размывом ложится фанерозой (рис. 13).

В предлагаемой работе в целом приняты послойное расчленение и наименования характерных толщ разреза, предложенные И. Н. Крыловым и др. (1971), но дана посвитная нумерация слоев (рис. 14, см. вклейку № 1).

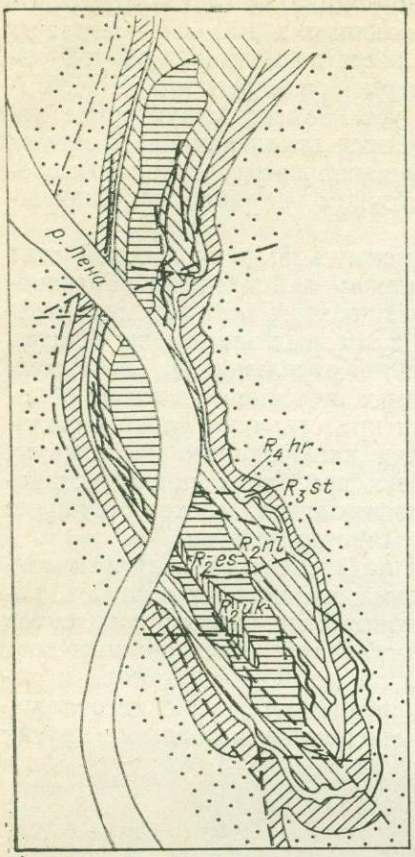


Рис. 13. Геологическая карта Чекуровской антиклинали Верхоянского прогиба.

1 — фанерозойские отложения; *2* — юдомий, хараюэтехская свита (известняки, доломиты, строматолитовые доломиты, песчаники, гравелиты, туфоалевролиты, туфопесчаники, лавы трахибазальтов); *3* — верхний рифей, сиэтачанская свита (известняки, туффиты, туфоалевролиты, туфопесчаники, строматолитовые доломиты); *4* — средний рифей, нэлэгерская свита (окремнелые доломиты, известняки, туффиты); *5* — средний рифей, эсэлэхская свита (строматолитовые доломиты, известняки); *6* — средний рифей, уктинская свита (туфы, туффиты, туфоалевролиты, песчаники, строматолитовые доломиты); *7* — стратиграфические границы; *8* — разломы; *9* — интрузивы диабазов.

Средний рифей (юрматинская фитема)

Уктинская свита

Отложения уктинской свиты выходят на дневную поверхность на очень ограниченной территории (1×2 км) в своде Чекуровской антиклинали. Они пересекаются вкрест простирания слоев долиной р. Укта, правого притока р. Лены.

Обнажающаяся часть разреза имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Пачка зеленовато-серых, бордовых, темно-серых пепловых туфов, туффитов, туфоалевролитов с линзами брекчированных мелкозернистых кварцевых песчаников. Слоистость тонкая, полого-волнистая; поверхности напластования бугристые, отдельность мелкооскольчатая, сланцеватая. Мощности прослоев туфогенных пород колеблются от 0,1 до 5 м, мощность линз песчаников — от 2 до 50 см при диаметре до 3 м. Видимая мощность пачки 60 м.

Перерыв в обнажении около 60 м.

2. Пачка зеленовато-серых пепловых туфов, туффитов с линзами брекчированных мелкозернистых кварцевых песчаников и прослоями (до 0,3 м мощности) окремнелых доломитов. Разрез пачки завершает 10-метровый пласт зелено-серых строматолитовых доломитов с *Jacutophyton* f. indet. (обр. 156/13), *Baicalia cf. minuta* Kom. (обр. 156/11), *B.* f. indet. (обр. 156/12) и неопределимыми пластовыми строматолитами и микрофитолитами, включающий линзовидные прослои (мощностью до 1 м) темно-серых пепловых туфов. Видимая мощность 50 м.

Видимая мощность уктинской свиты 170 м.

Эсэлэхская свита

Эсэлэхская свита представлена карбонатными отложениями, прекрасно обнаженными по обоим берегам р. Лены в районе пос. Чекуровка и в приустьевой части р. Укта. В долине р. Укта она отделена от подстилающей ее уктинской свиты 10-метровым силлом диабазов.

По литологическим особенностям и характеру распределения в разрезе строматолитов свита расчленяется на три подсвиты. Нижнеэсэлэхская подсвита нами принята в объеме, предложенном М. Н. Коробовым (1963), а объем средне- и верхнеэсэлэхской подсвит изменен, так как 30—40-метровая пачка черных массивных известняков, содержащих в основании строматолиты, отнесена нами к верхней подсвите, поскольк-

ку практически с нее начинается толща лишенных примеси глинистого материала массивных карбонатов со строматолитами.

Свита имеет следующее строение (снизу вверх):

Нижнеэсэлэхская подсвита

1. Массивные, выполненные строматолитовыми постройками доломиты светло-серого, почти белого цвета, сильно выщелоченные, с мажущейся поверхностью. На правом берегу р. Лены в верхней части пачки в доломитах встречены крупные, до 1,5 м в поперечнике, экзотические глыбы кварцевых мелкозернистых песчаников, окаймленные желтыми охристыми потеками и окруженные строматолитовыми постройками. В нижних 20 м строматолиты представлены крупными *Jacutophyton* и *Baicalia* плохой сохранности.

В 200-метровой толще, завершающей разрез пачки, доломиты выполнены постройками *Baicalia minuta* Kom. (обр. 156/6, 7), *B.* sp. (обр. 156/1, 21) и крупных *Jacutophyton cf. ramosum* Schap. (обр. 156/8) с осевыми столбиками *Conophyton cf. cylindricum* Masl. Средняя часть нижнеэсэлэхской подсвиты в береговой зоне не обнажена, но, по данным М. Н. Коробова (1963) и геологов, проводивших здесь геологическую съемку, она выполнена такими же строматолитовыми доломитами, как подошва и кровля подсвиты. Мощность нижнеэсэлэхской подсвиты 340—350 м.

Среднеэсэлэхская подсвита

На размытую поверхность строматолитовых доломитов нижнеэсэлэхской подсвиты ложатся:

2. Глинистые известняки с полосчатой зелено-серой, светло-серой и темно-серой окраской тонко- и среднеплитчатые, в кровле пачки — битуминозные. Мощность 14 м.

3. Силл диабазов с мраморизованными вмещающими породами вдоль плоскостей нижнего и верхнего контакта. Мощность силла на левом берегу 7 м, на правом — около 60 м.

4. Пачка темно-серых ритмично чередующихся тонкоплитчатых глинистых и толстоплитчатых известняков. В тонкоплитчатых известняках присутствуют тонкие, до 1 см, прослои черных листоватых алевролитов. В пачке обнаружены три уровня с микрофитолитами *Radiosus* sp. и *Asterosphaeroides* sp. Мощность пачки 25—26 м.

На правом берегу р. Лены эта пачка отделена от вышележащих отложений силлом диабазов мощностью 6 м.

Верхнеэсэлэхская подсвита

5. Массивные темно-серые и черные известняки с толсто- и среднеплитчатой отдельностью, с полого-волнистыми поверхностями напластования, со знаками волновой ряби, имеющей индексы от 5 : 20 до 7 : 40 мм. В нижней части пачки они перемежаются через 0,3—0,4 м с тонкоплитчатыми разностями, образующими прослои до 0,1 м. Тонкоплитчатые известняки имеют тонкую полого-волнистую слоистость. Снизу вверх по разрезу количество и мощности тонкоплитчатых прослоев убывают, и в 7—10 м от подошвы слоя они исчезают из разреза. В известняках встречены единичные *Baicalia* sp. (обр. 156/2) и неопределимые мелкие пластовые строматолиты.

Мощность пачки на левом берегу 40 м, на правом — 30 м.

6. Строматолитовые известковые доломиты светло-серые, белесые, массивные, выполненные постройками *Jacutophyton* cf. *ramosum* Schap. и *Conophyton* cf. *cylindricum* Masl. (обр. 156/3). Из основания и кровли слоя собраны микрофитолиты *Vesicularites* Reitl. плохой сохранности. Мощность пачки на левом берегу р. Лены 40 м, на правом — 50 м.

7. Пачка полосчатых серых и темно-серых плитчатых известняков с ритмично повторяющимися маломощными (0,5—0,7 м) циклокомплексами. Их основания (0,15—0,2 м) сложены тонкоплитчатыми известняками с тонкой горизонтальной слоеватостью. Затем следуют толстоплитчатые разности (0,3—0,5 м) с полого-волнистой слоеватостью и переменными индексами волновой ряби (от 5 : 15 до 10 : 100 мм). В кровле циклокомплексов наблюдаются следы мутьевых потоков, бугристые поверхности наслоения со следами локальных размывов. В пачке четко прослеживаются три хорошо выдержанных по простиранию строматолитовых горизонта, состоящих из расположенных цепочкой биогермов до 10—15 м в поперечнике с *Jacutophyton* Schap. (156/5) и *Colonnella cormosa* Kom. (обр. 156/4). На правом берегу р. Лены в известняках обнаружен крупный (у уреза воды в поперечнике до 50 м при видимой высоте около 20 м) «утес», состоящий из белых кварцевых песчаников, окаймленных ржаво-желтой охристой полосой. В обнажении отчетливо видно, что строматолиты нарастали на «утесе» как на субстрате. Замеры элементов залегания песчаников (азимут падения 270—280°, угол падения 35—45°) и включающих их карбонатных пород (азимут падения 180°, угол падения 10°) показывают, что песчаниковый «утес» является инородным телом в эсэ-

лэхской свите. Эти песчаники (см. гл. III «Вещественный состав») имеют ряд общих характеристик с кварцевыми песчаниками уктинской свиты. Нахождение «утеса» и экзотических глыб того же состава в нижнеэсэлэхской подсвите является, видимо, следствием сейсмически активной обстановки, существовавшей в эсэлэхское время в области Верхоянского прогиба. Мощность пачки на левом берегу р. Лены 55 м, на правом — 74 м. Мощность эсэлэхской свиты на левом берегу 520—530 м, на правом — 540—550 м.

Нэлэгерская свита

Нэлэгерские отложения представлены разноплитчатыми доломитизированными известняками с включениями черных кремней и эффузивными породами. По общему строению разреза, вещественному составу пород и отсутствию строматолитов нэлэгерская свита резко отличается от подстилающих и перекрывающих ее отложений, с которыми она имеет согласные контакты.

В разрезе свиты выделены следующие пачки (снизу вверх):

1. «Палевая» пачка — известковистые доломиты серые и желто-серые, с палево-желтой выветрелой поверхностью, массивные и толстоплитчатые, чередующиеся через 3—5 м с тонкими (0,1—0,15 м) прослоями темно-серых глинистых известняков с тонкоплитчатой формой отдельности и ровными поверхностями напластования. В основании пачки в волнисто-микрослоистых карбонатах встречаются прослои плоскогалечных карбонатных брекчий. В верхней части разреза в толстоплитчатых разностях содержатся линзы, мощностью 3—7 см, мелкообломочных («мусорных») доломитов. Карбонатные породы пачки включают послойные линзовидные и секущие жилковидные обособления черных кремней. Примерно в 40 м от подошвы слоя палевая окраска пород сменяется серой, возрастает количество глинистых карбонатов, а в толстоплитчатых разностях появляется тонкая волнистая полосчатость. На правом берегу р. Лены в 46 м от подошвы слоя находится интрузия диабазов мощностью от 0,2 до 1,1 м. «Палевая» пачка содержит несколько прослоев с микрофитолитами *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V.* cf. *compositus Z.* Zhur., *V.* aff. *elongatus* Zabr., *V. sp.*, *Osagia composita Z.* Zhur., *O. tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* Reitl., *Glebosites glebosites* Reitl., *Vermiculites* cf. *angularis* Reitl. Мощность пачки на левом берегу р. Лены 75 м, на правом — 60 м.

2. «Пепельная» пачка — известковистые доломиты и доломитизированные известняки темно-серые и коричнево-серые, с выветрелой поверхностью пепельно-серого цвета, толсто- и тонкоплитчатые. Текстура пород полого-волнистая, перекрестно-слоистая, с линзовидными прослоями (2—5 см мощности) мелкообломочных гравийно-песчаных карбонатных разностей и плоскогалечных конгломератов. Общее содержание обломочных карбонатных пород в пачке составляет около 20%. В верхней части ее разреза появляются линзовидной формы послойные (до 10 см мощности) обособления черных кремней. Мощность пачки 25 м.

3. Известняки светло- и темно-серые, с тонкой полого-волнистой слоистостью, с индексами крупной волновой ряби $h : l = (10—20) : (100—200)$ см, массивные и толстоплитчатые, плотные. В верхней части пачки встречаются прослои (0,2—0,3 м) мелкообломочных карбонатных брекчий и карбонатизированных пепловых туффитов. Из онколитовых прослоев в кровле пачки определены микрофитолиты *Vesicularites krylovi* Zabr., *V. flexuosus* Reitl., *Osagia tenuilamellata* Reitl., *Vermiculites angularis* Reitl. Мощность пачки на левом берегу 22 м, на правом — 21 м.

4. «Битуминозная» пачка — глинистые битуминозные известняки, темно-серые до черных, с тонкой горизонтальной слоистостью, средне- и тонкоплитчатые, с ровными поверхностями напластования. В этой пачке на левом берегу р. Лены содержатся *Vesicularites krylovi* Zabr. Мощность пачки на левом берегу 23 м, на правом — 19 м.

5. Глинистые битуминозные известняки, темно-серые, с тонкой горизонтальной слоистостью, тонкоплитчатые. Они содержат прослои, до 2 м мощности, темно-серых пепловых туффитов с тонколистоватой формой отдельности. Мощность пачки на левом берегу 17 м, на правом — 22 м.

6. «Мохнатая» пачка — пепловые туффиты дымчато-серого и зелено-серого цвета, с тонкой горизонтальной слоеватостью, и линзовидные (до 1×5 м) обособления карбонатизированных пепловых разностей. Породы в обнажении распадаются на многочисленные тонколистоватые пластинки, придающие всей пачке «мохнатый» облик. Мощность пачки на левом берегу 25 м, на правом — 26 м.

7. Известняки серые и темно-серые до черных, с тонкой полого-волнистой слоистостью и многочисленными линзовидными прослоями (мощностью до 5 см) мелкообломочных («мусорных») известняков, суммарное содержание которых в пачке составляет около 20%. В нижней части разреза преобладают толстоплитчатые разности, в кровле — массивные. В пределах пачки залегают два силла диабазов. Первый силл, имеющий мощность 45 м, находится в 39 м от подошвы пачки. Второй силл, мощностью всего 1 м, расположен у кровли пачки. В известняках прослежены четыре горизонта с микрофитолитами *Vesicularites compositus Z.* Zhur., *V. svalbardica* (?) Milst., *V. flexuosus*

Reitl., *Osagia composita* Z. Zhur., *O. tenuilamellata* Reitl., *Glebosites glebosites* Reitl. Мощность пачки на обоих берегах 65 м.

Суммарная мощность нэлэгерской свиты 230 м на левом берегу р. Лены и около 220 м на правом.

Комплексы строматолитов из уктинской и эсэлэхской свит и микрофитолитов из нэлэгерской свиты однозначно указывают на среднерифейский возраст этих отложений. Но кроме перечисленных выше форм микрофитолитов, известных по ряду публикаций (Коробов, 1963; Журавлева, 1964; Виноградов, Лазуркин, 1970; Крылов и др., 1971), З. А. Журавлевой (1974) для отложений нэлэгерской свиты приведен список, включающий формы *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop), *V. rectus* Z. Zhur., *Z. concretus* Z. Zhur., известные из хараюэтехской свиты терминального рифея хр. Хараулах, и *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *V. zonalis* Nar., *Vesicularites enormis* Z. Zhur., *V. obscurus* Z. Zhur., *Osagia nimia* Z. Zhur., характерные для отложений юдомия других регионов. На этом основании З. А. Журавлева относит к юдомию не только хараюэтехскую, но и нэлэгерскую, и сиэтачанскую свиты. Мы считаем такой вывод необоснованным и преждевременным, так как из изложенного неизбежно вытекает, что в нэлэгерской и сиэтачанской свитах обнаружен смешанный комплекс микрофитолитов, известных и из заведомо среднерифейских и верхнерифейских и из несомненно юдомских отложений. Есть все основания считать, что ряд форм, характерных для юдомия, впервые появляется на более древних стратиграфических уровнях вплоть до среднего рифея.

Верхний рифей (каратауская фитема)

Сиэтачанская свита

Отложения сиэтачанской свиты представлены чередованием карбонатных и эффузивных пород, согласно залегающих на подстилающей нэлэгерской толще среднего рифея. Они отличаются от нижележащих преимущественно серых и темно-серых нэлэгерских отложений пестроцветной окраской эффузивных образований и палево-желтой выветрелой поверхностью карбонатов, а также изменением соотношения эффузивных и карбонатных пород в сторону увеличения в разрезе эффузивов.

По особенностям строения разреза и вещественного состава пород М. Н. Коробовым (1963) свита была расчленена на три подсвиты. Это расчленение принято и в нашей работе, уточнен только объем средней и верхней подсвит. К среднесиэтачанской подсвите отнесена 15-метровая пачка (см. рис. 14) туфоалевролитов и туфопесчаников, завершающая, по нашим представлениям, разрез эффузивно-карбонатных отложений, предшествующих накоплению верхнесиэтачанских карбонатов.

Разрез свиты лучше обнажен на левом берегу р. Лены ниже пос. Чекуровка; на правом берегу в нем прослеживаются также все выделенные на левобережье слои, но они обнажаются в труднодоступных скальных выходах и частично закрыты осыпями. Свита расчленяется следующим образом (снизу вверх):

Нижнесиэтачанская подсвита

1. Пачка ритмично чередующихся известняков и пепловых туффитов. Известняки хемогенно-обломочные и глинистые, темные, серые и буровато-серые, с желтой выветрелой поверхностью, с линзовидными обособлениями кремней. В известняках наблюдается прерывистая полого-волнистая слоеватость. Туффиты серовато-зеленые, рыхлые, в карбонатизированных прослоях тонкоплитчатые, мелкооскольчатые. В основании пачки мощность циклокомплексов составляет 0,2—0,3 м. Их разрез начинается с толстоплитчатых мелкообломочных («мусорных») известняков, затем следуют тонкоплитчатые глинистые известняки, а выше снова толстоплитчатые обломочные известняки с верхней бугристой размытой поверхностью, на которой прослеживаются лепешковидные обо-

собления черных кремней. В средней части пачки мощность циклокомплексов возрастает до 1,5 м и в центральных частях появляются линзовидные прослои (до 0,2 м) травяно-зеленых карбонатизированных пепловых туффитов. В кровле пачки мощность комплексов составляет около 4 м и увеличиваются мощности прослоев обломочных известняков до 1,5 м и пепловых туффитов до 1 м. Известняки содержат много прослоев с микрофитолитами *Vesicularites vapolensis* Zabr., *V. flexuosus* Reitl., *V. rotundus* Z. Zhur., *V. lobatus* Reitl., *V. rectus* Z. Zhur., *V. concretus* Z. Zhur., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *V. globoidella* Milst., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Radiosus* sp. Мощность на левом берегу р. Лены 117 м, на правом — 100 м.

Среднесиэтачанская подсвита

2. Пачка ритмично чередующихся обломочных известняков темно-серого цвета и пестроцветных пепловых туффитов, согласно перекрывающая пачку 1 нижнесиэтачанской подсвиты. Породы аналогичны описанным в нижнесиэтачанской подсвите, но отличаются появлением и преобладанием красной окраски туффитов и постепенным значительным увеличением их роли в разрезе.

Мощности циклокомплексов колеблются в пределах 3—6 м. Основание и кровля их сложены известняками мощностью от 0,5 до 1,5 м; промежуточные участки комплексов состоят из карбонатизированных пепловых туффитов зеленого цвета мощностью 0,25—0,90 м, а центральные — из пепловых туффитов бордового цвета с зелеными расплывчатыми пятнами, мощностью 0,9—2,3 м. Вверх по разрезу пачки мощности туфогенных разностей постепенно возрастают. Известняки содержат микрофитолиты *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V. vapolensis* Zabr., *Glebosites* sp., *Osagia composita* Z. Zhur., *O. columnata* Reitl., *O. tenuilamellata* Reitl., *Volvatella* cf. *zonalis* Nar. Мощность пачки на левом берегу 90 м, на правом — 100 м.

3. Пачка ритмичного переслаивания известняков и пепловых туффитов, аналогичных описанным в слое 2. В отличие от предыдущей пачки в нижней части преобладают туффиты зеленовато-бурого, красного и сиреневого цвета, в верхней — плотные буровато-серые известняки, в которых присутствуют *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Volvatella* sp. Мощность пачки 120—125 м.

4. Пачка туфоалевролитов и туфопесчаников с пестрой зеленой, бордовой, вишневой и фиолетовой окраской. В последних встречаются одиночные плоские гальки бордовых гематитизированных и зеленых туфоалевролитов. Породы образуют линзовидные прослои от 0,1 до 1,5 м мощностью, часто выклинивающиеся по простиранию. Мощность пачки 15 м. Мощность среднесиэтачанской подсвиты 225—230 м.

Верхнесиэтачанская подсвита

5. Доломиты желтовато-серые, с бледно-желтой выветрелой поверхностью, тонкой волнистой и горизонтальной слоистостью, линзовидными обособлениями черных кремней, в подошве пачки тонкоплитчатые, выше — массивные и разноплитчатые. В 9 м от подошвы проходит горизонт с расположенными в слое цепочкой биогермами (диаметром 3—5 м при высоте до 2—2,5 м), образованными постройками *Gymnosolen komari* f. n. (обр. 156/9, 10, 14, 15, 22—29). В доломитах, залегающих стратиграфически выше биогермного горизонта, наблюдаются линзы карбонатных брекчий. Разрез пачки завершают серые известковистые доломиты, содержащие маломощные (до 30 см) линзовидные и часто выклинивающиеся прослои бордовых и зеленых пепловых туффитов. Мощность пачки около 20 м. Кровля пачки размыта.

Общая мощность свиты около 370 м на левом берегу и 360 м на правом берегу р. Лены.

З. А. Журавлевой (1974), кроме перечисленных выше форм, из отложений сиэтачанской свиты определены *Vesicularites obscurus* Z. Zhur., *V. enormis* Z. Zhur.

По положению в разрезе, присутствию строматолитов группы *Gymnosolen*, характерной для отложений верхнего рифея, и комплексу микрофитолитов, включающему верхнерифейские формы, мы относим сиэтачанскую свиту к верхнему рифею, а залегающую на ней с размывом харауэтехскую — к юдомию, как это и было ранее принято.

Терминальный рифей (юдомий)

Харауэтехская свита

Отложения рассматриваемой свиты завершают разрез рифея Харалахского поднятия. Они с размывом ложатся на подстилающие их верхнерифейские толщи и отличаются от них преимущественно карбо-

натным составом пород при незначительном количестве терригенных и эффузивных образований.

Нами принято трехчленное деление свиты на подсвиты, предложенное М. Н. Коробовым (1963), но уточнены объемы нижне- и среднехараюэтехской подсвит. М. Н. Коробовым в нижнехараюэтехскую подсвиту были объединены все пачки основания свиты, содержащие терригенные породы, к среднехараюэтехской подсвите отнесена только толща известняков. Но так как выяснилось, что внутри выделенной им нижнехараюэтехской подсвиты проходит размыв, после которого наблюдается нормальный трансгрессивный цикл отложений, то мы сочли более правильным провести границу между подсвитами по кровле пачки 2 этой свиты. В разрезе свиты выделены (снизу вверх):

Нижнехараюэтехская подсвита

1. Пачка грубозернистых гравийных полевошпатово-кварцевых песчаников светло-серого, серо-зеленого и бордового цвета. Песчаники содержат линзовидные прослои (2—10 см мощности) гравелитов с единичными мелкими уплощенными гальками. Слоистость пород перекрестная, пучковидная, полого-волнистая с индексами волновой ряби 5 : 70 см. Мощность пачки 20 м.

2. Окремнелые доломиты желто-серые, светлые, с желтой выветрелой поверхностью, с тонкой горизонтальной и полого-волнистой слоистостью, толсто- и среднеплитчатые. В кровле пачки проходит прослой (0,4 м) доломитовой брекчии. В доломитах присутствуют микрофитолиты группы *Vesicularites* Reitl. Кровля пачки размыта. Видимая мощность пачки 26 м.

Видимая мощность подсвиты 46 м.

Среднехараюэтехская подсвита

3. В основании пачки залегают пятнистые зелено-бордовые алевропелиты мощностью около 3—4 м. Выше их сменяют сначала мелкозернистые, а затем грубозернистые гравийные песчаники полевошпат-кварцевого состава зеленовато-серого и бордового цвета, с тонкой горизонтальной и полого-волнистой слоеватостью. В песчаниках содержатся маломощные (до 10 см) линзовидные прослои гравелитов и плоскогалечных конгломератов с гематитовым цементом. Мощность этих пород около 15—20 м. Песчаники перекрываются покровом трахибазальтов мощностью около 7 м. Трахибазальты в основании покрова имеют мелкозернистую структуру; подстилающие их породы ороговикованы. В средней и верхней частях покрова трахибазальты приобретают миндалекаменную текстуру и сменяются сначала темно-серыми туфоподобными породами афанитового облика, а затем тонкослоистыми пестроцветными туфопесчаниками, туфоалевропесчаниками, туфоалевролитами. Мощность туфогенных пород 9—10 м.

Разрез пачки завершает прослой (4 м) песчаников желто-серых, средне-крупнозернистых, с тонкой полого-волнистой и горизонтальной слоеватостью, толсто-среднеплитчатых, с волнистыми поверхностями напластования, имеющими индексы волновой ряби $h : l = (3—5) : (10—15)$ мм. Мощность пачки около 40 м.

4. Массивные доломиты серые, розовые и желтые, с палево-желтой выветрелой поверхностью, слабоглинистые, комковатые, с брекчированными прослоями. В 5 м от подошвы собраны *Boxonia grumulosa* Kom. (обр. 156/16). В доломитах множество микрофитолитов *Vesicularites ovatus* Z. Zhur. и *Osagia grandis* Z. Zhur. Мощность 7 м.

5. Темные блестящие известняки. В основании пачки — массивный (0,5—0,7 м) темно-серый прослой, выше — известняки тонкоплитчатые, черные битуминозные, горизонтально-слоистые. Многочисленные трещины, ориентированные в основном поперек напластования пород, заполнены молочно-белым кальцитом. Мощность 40 м.

6. Чередование пачек массивных (по 0,7) и плитчатых (по 0,4—0,5 м) известняков. Известняки скрытослоистые, в массивных разностях есть линзы с микрофитолитами, из которых определен *Vesicularites* sp. Мощность 14 м.

Суммарная мощность среднехараюэтехской подсвиты 100 м.

Верхнехараюэтехская подсвита

По границе средне- и верхнехараюэтехской подсвит проходит межпластовый силл диабазов мощностью 65 м. Выше ложатся:

7. Кавернозные массивные доломиты, серые с палево-желтой выветрелой поверхностью, образующие прослои-отдельности мощностью 3—5 м и более с редкими обособлениями кремней. В нижней части пачки прослежено несколько горизонтов с микрофито-

литами *Vesicularites congermans* Z. Zhur., *V. concretus* Z. Zhur., *V. bothrydioformis* (Krasnop), *V. lobatus* Reitl., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), а в 90 м от подошвы пласт (3—5 м) с *Paniscollenia emergens* Kom. (обр. 156/18, 19) и *Boxonia* sp. (обр. 156/17). Мощность слоя 113 м.

8. Известняки серые, пологоволнисто-слоистые, в основании плитчатые, выше сменяющиеся массивными, узловатыми и брекчированными. В 11 м от подошвы проходит 2-метровый пласт массивного желтовато-серого доломита. По всей толще рассеяны стяжения черных кремней. Из известняков определены микрофитолиты *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop) и *Osagia minuta* Z. Zhur. Мощность слоя 110 м.

9. Известняки пепельно-серого цвета, полосчатые, обломочные и микрофитолитовые, массивные, с гнездами, заполненными антраксолитом. Микрофитолиты представлены формами *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Osagia minuta* Z. Zhur., *O. tenuilamellata* Reitl. Кровля пачки размыта. Видимая мощность 23 м.

Мощность верхнехараюэтехской подсвиты 310 м.

Общая мощность хараюэтехской свиты 460 м.

З. А Журавлева (1974) указывает на присутствие в отложениях свиты также форм *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *V. zonalis* Nar., *Vesicularites obscurus* Z. Zhur., *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *N. morrulus* Z. Zhur.

Комплексы строматолитов и микрофитолитов, установленные в хараюэтехских отложениях, свидетельствуют о ее принадлежности к юдомию.

Выше с угловым несогласием ложатся конгломераты и песчаники, сменяющиеся карбонатами, содержащими остатки скелетной фауны томмотского яруса нижнего кембрия.

Суммарная видимая мощность рифея в разрезе Чекуровской антиклинали 1710—1780 м.

БИОСТРАТИГРАФИЯ

Органический мир докембрия Оленекского поднятия представлен большим разнообразием форм и групп строматолитов, принадлежащих столбчатому, желваковому и пластовому типам этих построек. Микрофитолиты в разрезе встречаются редко, комплексы их чрезвычайно бедны, на многих стратиграфических уровнях они вообще не обнаружены.

Проведенное Вл. А. Комаром (1966) изучение строматолитов и стратиграфии верхнего докембрия Оленекского поднятия позволило ему обосновать присутствие в разрезе аналогов всех четырех фитем рифея и увязать схему расчленения верхнедокембрийских отложений региона с четырехчленной шкалой рифея. З. А. Журавлевой (1963, 1964) изучены микрофитолиты, содержащиеся в карбонатах кютюнгдинской, дебенгдинской и туркутской свит.

Полученные нами материалы несколько дополняют представления о присутствующих в докембрии Оленекского поднятия строматолитах; позволяют уточнить объем каратауской фитемы и выявить аналоги биостратиграфических горизонтов, на которые расчленены рифейские фитемы Урала и Сибири (Крылов и др., 1968; Крылов, Шаповалова, 1970; Шаповалова, 1974, 1976; Крылов, 1975; Докембрий..., 1976).

В разрезе докембрия Оленекского поднятия четко прослеживается закономерная смена ассоциаций строматолитов, характеризующих последовательные этапы их развития. Полное обновление строматолитовых комплексов происходит на рубежах, соответствующих границам между средним (?) и верхним протерозоем (рифеем), юрматинской и каратауской, каратауской и юдомской фитемами.

На границе бурзянской и юрматинской фитем также происходит смена строматолитовых ассоциаций, но формы *Conophyton garganicum* Kor. и *Jacutophyton divulgatum* f. n. присутствуют на обоих уровнях (табл. 1).

Первая ассоциация строматолитов приурочена к осор-хаятинской свите среднего (?) протерозоя и включает определимые только до группы *Tungussia* sp., *Compactocollenia* sp., *Colleniella* sp. (рис. 15). Строматолиты этих групп известны из отложений рифея, поэтому названная ассоциация не может служить прямым доказательством среднепротерозойского возраста вмещающих толщ, хотя в рассматриваемом разрезе они встречены только в осор-хаятинской свите. Возможно, осор-хаятинские отложения соответствуют самостоятельному добурзянскому этапу развития строматолитов.

Комплекс строматолитов из кютюнгдинской свиты содержит формы, характерные для бурзянской фитемы стратотипического разреза рифея Южного Урала и опорного разреза Сибири Учуро-Майского района. Он объединяет две ассоциации, различающиеся систематическим составом и последовательно сменяющие друг друга в вертикальном разрезе.

Первая ассоциация строматолитов устанавливается в нижней подсвите кютюнгдинской свиты. Только в этих отложениях встречены *Kus-*

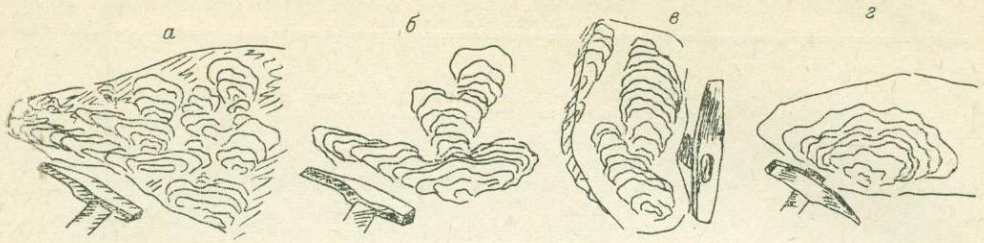


Рис. 15. Осор-хаятинская свита среднего (?) протерозоя, руч. Сыгынахтах в 5 км выше устья.

а, б — постройки *Tungussia* sp.; *в* — постройки *Compactocollenia* sp.; *г* — постройка *Colleniella* sp. Рисунки выполнены по полевым фотографиям.

siella kussiensis Kryl. и сопутствующие им *Iliella* cf. *kotuikanica* Kryl., *Colonnella discreta* Kom., *C.* sp., *Stratifera perticusa* Gol., ассоциирующиеся с *Conophyton garganicum* Kor., *Jacutophyton divulgatum* f. n. и *Nucleella fibrosa* Kom., проходящими в вышележащие толщи. Перечисленные формы характерны и для ассоциации, содержащейся в нижней подсвите котуйканской свиты Анабарского массива (Шаповалова, Крылов, 1978). Только *Stratifera perticusa* Gol. указывается Н. П. Головановым (1970) из низов верхнекотуйканской подсвиты, а *Nucleella fibrosa* Kom., по данным Вл. А. Комара, проходит в верхнекютюнгдинскую подсвиту.

Вторая ассоциация строматолитов, включающая желваковые *Gongylina differenciata* Kom., *Nucleella fibrosa* Kom., *N.* sp. и пластовые *Stratifera undata* Kom., *S. flexurata* Kom., присутствует только в верхнекютюнгдинской подсвите. Практически все эти формы, за исключением *Nucleella fibrosa* Kom., характерны для ассоциации из верхнекотуйканской подсвиты Анабарского массива.

Таким образом, отложения нижнекютюнгдинской и верхнекютюнгдинской подсвит отвечают двум самостоятельным этапам развития строматолитов, которым соответствуют два биостратиграфических горизонта. Для горизонта с нижнекютюнгдинской и аналогичной ей нижнекотуйканской ассоциацией Анабарского массива предлагается название «чумнахский» по р. Чуумнаах, левому притоку р. Котуйкан, где прекрасно обнажена нижняя подсвита котуйканской свиты и подстилающие ее «немые» толщи основания рифея и где впервые была установлена эта ассоциация строматолитов.

В соответствии с принципами, по которым выделены горизонты в юрматинской и каратауской фитемах (Шаповалова, 1974, с. 49), к чумнахскому горизонту отнесены на Оленекском поднятии также «немая» сыгынахтахская свита, а на Анабарском массиве — условно усть-ильинская свита и мукунская серия.

Второй биостратиграфический горизонт бурзянской фитемы с верхнекотуйканской и равнозначной ей верхнекютюнгдинской ассоциациями назван томулахским по р. Оччугуй — Томуулаах, правому притоку р. Котуй, в приустьевой части которого обнажена верхнекотуйканская подсвита.

В юрматинском комплексе строматолитов Оленекского поднятия могут быть выделены две строматолитовые ассоциации, закономерно сменяющие друг друга в вертикальной последовательности отложений.

Ассоциация строматолитов арымасской свиты включает впервые появляющиеся на этом уровне *Conophyton lituum* Masl., *Jacutophyton multiforme* Schap., *Baicalia* sp., проходящие в вышележащие толщи, а также *Baicalia minuta* Kom., встреченную только в арымасских отложениях.

Таблица 1

Вертикальное распределение строматолитов в рифее Оленекского поднятия

Стратиграфические подразделения: Фитема	Горизонт	Свита	Подсвита	*Tungussia* sp.	*Compactocollenia* sp.	*Colleniella* sp.	*C. singularis* Kom.	*Stratifera perticusa* Gol.	*S. irregularis* Kom.	*S. undata* Kom.	*S. flexurata* Kom.	*S. nekulechica* Gol.	*Kussiella kussiensis* Kryl.	*Iliella cf. kotuikanica* Kryl.	*Conophyton garganicum* Kor.	*C. lituum* Masl.	*C. metula* Kir.	*Jacutophyton divulgatum* f. n.	*J. multiforme* Schap.	*J. cognitum* f. n.	*Colonnella discreta* Kom.	*C. cormosa* Kom.	*C. sp.*	*Nucleella inconformis* Kom.	*N. fibrosa* Kom.	*N. sp.*	*Baicalia minuta* Kom.	*B. sp.*	*Platella protensa* Kom.	*Anabaria divergens* Kom.	*A. radialis* Kom.	*Inzeria tjomusi* Kryl.	*Jurusania cylindrica* Kryl.	*Gymnosolen furcatus* Kom.	*Kotuikania torulosa* Kom.	*Boxonia vera* f. n.	*B. grumulosa* Kom.	*B. (?) grumulosa* Kom.	*B. sp.*	*Paniscollena emergens* Kom.	*Gongylina mixta* Kom.	*G. zonata* Kom.	*G. differenciata* Kom.
Юдомская		Туркутская					⁞		⁞																																		
		Хатыспытская																																									
		Мастахская																																									
Каратауская	Миньярский	Хайпахская	Верхняя																																								
	Катавский		Средняя																																								
Юрматинская	Лахандинский		Нижняя												⁞	⁞	⁞		⁞	⁞																							
		Дебенгдинская										⁞			⁞	⁞	⁞	⁞	⁞	⁞		⁞		⁞					⁞	⁞	⁞											⁞	
	Ципандинский	Арымасская													⁞	⁞		⁞	⁞									⁞	⁞														
Бурзянская	Томулахский	Кютюнгдинская	Верхняя							⁞	⁞				⁞			⁞							⁞	⁞																⁞
	Чумнахский		Нижняя					⁞					⁞	⁞	⁞			⁞			⁞		⁞		⁞																		
		Сыгынахтахская																																									
Средний (?) протерозой		Осор-хаятинская		⁞	⁞	⁞																																					

Примечание. ⁞ — по материалам автора; ⁞ — по Вл. А. Комару (1966).

Таблица 4

Вертикальное распределение микрофитолитов в рифее Чекуровской антиклинали Хараулахского выступа

Номера комплексов по З. А. Журавлевой (1964 г.)					2	2	2	3	4	4	4	2,3	4	1—4	2	2,3	2—4	2?, 3, 4	3	3,4	4	4	4	4
Стратиграфические подразделения					*Osagia composita* Z.Zhur.	*O. columnata* Reitl.	*O. tenuilamellata* Reitl.	*O. grandis* Z. Zhur.	*O. svalbardica* (?) Milst.	*O. nimia* Z. Zhur.	*C. minuta* Z. Zhur.	*Asterosphaeroides* sp.	*Radiosus ovatis* Nar.	*R.* sp.	*Vesicularites krylovi* Zabr.	*V. compositus* Z. Zhur.	*V. Hexuosus* Reitl.	*V. bothrydioformis* (Krasnop.)	*V. vapolensis* Zabr.	*V. concretus* Z. Zhur.	*V. enormis* Z. Zhur.	*V. rectus* Z. Zhur.	*V. lobatus* Reitl.	*V. congermans* Z. Zhur.
Фитема	Горизонт	Свита	Подсвита	Слой																				
Юдомская		Хараюэтехская	Верхняя																					
			Средняя																					
			Нижняя																					
Каратауская	Миньярский	Сиэтачанская	Верхняя	5																				
			Средняя	3,4																				
	Катавский			2																				
			Нижняя	1																				
Юрматинская	Лахандинский	Нэлэгерская																						
		Эсэлэхская	Верхняя																					
			Средняя																					
	Ципандинский		Нижняя																					
		Уктинская																						

Номера комплексов по З. А. Журавлевой (1964 г.)	4	4	4	1—4	2,3	4	2,3	1—4	3	2?, 4	2?,4	2?, 3, 4	4	3	4	4
Стратиграфические подразделения	*V. obscurus* Z. Zhur.	*V. ovatus* Z. Zhur.	*V. aff. elongatus* Zabr.	*V.* sp.	*Vermiculites angularis* Reitl.	*V. irregularis* (Reitl.)	*Globosites globosites* Reitl.	*G.* sp.	*Volvatella globoidella* Milst.	*V. zonalis* Nar.	*V. cadosa* Z. Zhur.	*V.* sp.	*Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur.	*Nubecularites uviformis* Z. Zhur.	*N. obustus* Z. Zhur.	*N. norvulus* Z. Zhur.

Примечание. I— по Крылову и др. (1971); II— по Журавлевой (1974).

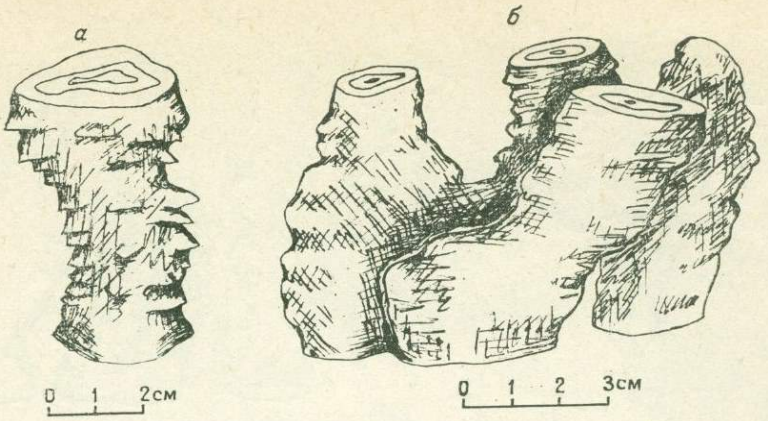


Рис. 16. Baicalia sp. Дебенгдинская свита среднего рифея, р. Улахан-Юеттех.

Реконструкция формы столбиков: *а* — обр. 157/39, *б* — обр. 157/27.

Сменяющая ее ассоциация, заключенная в породах дебенгдинской свиты и нижнехайпахской подсвиты, отличается большим разнообразием систематического состава. Кроме проходящих сюда из предшествующей ассоциации *Conophyton lituum* Masl., *Jacutophyton multiforme* Schap. и *Baicalia* sp. (рис. 16) и из нижнекютюнгдинской — *Conophyton garganicum* Kor. и *Jacutophyton divulgatum* f. n., в нее входят *Conophyton metula* Kir., *Jacutophyton cognitum* f. n., *Colonnella cormosa* Kom., *Platella protensa* Kom. (рис. 17), *Anabaria divergens* Kom., *A. radialis* Kom. (рис. 18), *Gongylina zonata* Kom. и *Stratifera nekulechica* Gol., встреченные только в этом интервале отложений.

Специфика систематического состава строматолитовых ассоциаций юрматинской фитемы, закономерная смена сравнительно бедной в отношении разнообразия групп и форм арымасской ассоциации дебенгдинско-нижнехайпахской с появляющимися в ней впервые представителями иных форм и групп, свидетельствует о самостоятельности двух этапов развития строматолитов юрматинского возраста.

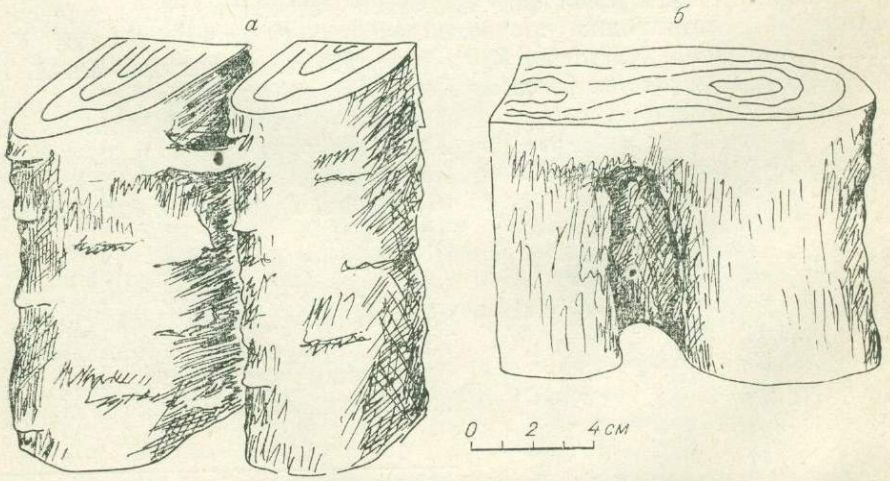


Рис. 17. Platella protensa Kom. Дебенгдинская свита среднего рифея, р. Улахан-Юеттех.

Реконструкция формы столбиков. Иногда наблюдаются переходные слои-«мостики» и срастание соседних столбиков. *а* — обр. 157/29, *б* — обр. 157/30.

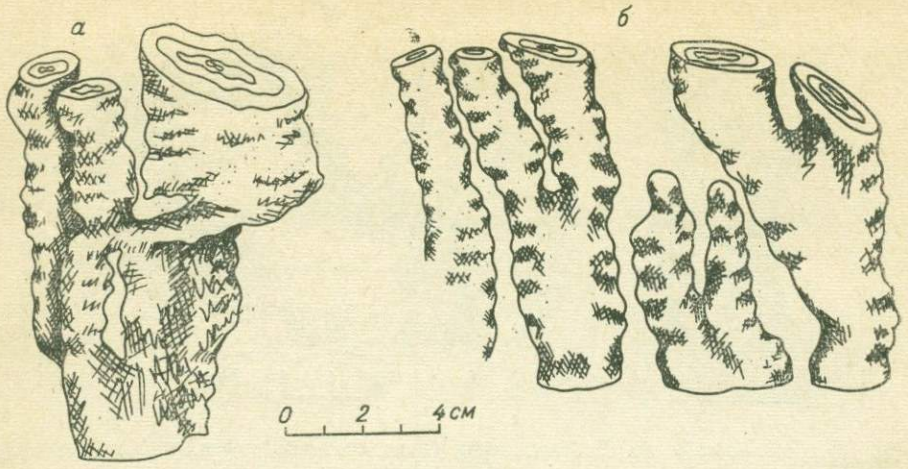


Рис. 18. Anabaria cf. *radialis* Kom. Дебенгдинская свита среднего рифея, р. Улахан-Юеттех.

Реконструкция формы столбиков: *а* — обр. 157/46, *б* — обр. 157/48.

Арымасский этап наиболее сходен с ципандинским, а дебенгдинско-раннехайпахский — с лахандинским Юдомо-Майского прогиба Сибири и Башкирского антиклинория Южного Урала. Соответствующие им отложения являются аналогами ципандинского и лахандинского биостратиграфических горизонтов.

Аналоги светлинского биостратиграфического горизонта в разрезе рифея Оленекского поднятия не установлены. Вероятно, светлинскому времени соответствует период предюрматинского перерыва в осадконакоплении.

На границе юрматинской и каратауской фитем происходит полная смена систематического состава строматолитов. Типичный юрматинский комплекс с различными формами групп *Conophyton* Masl., *Jacutophyton* Schap., *Baicalia* Kryl. и ассоциирующимися с ними другими строматолитами сменяется комплексом, представленным характерными каратаускими группами *Inzeria* Kryl., *Jurusania* Kryl., *Gymnosolen* Steinm., *Kotuikania* Kom. и сопутствующими им группами и формами.

В разрезе каратауской фитемы четко устанавливаются две самостоятельные ассоциации: среднехайпахская с *Inzeria tjomusi* Kryl. (рис. 19), *Jurusania cylindrica* Kryl. (рис. 20) и, по данным Вл. А. Комара (1966), *Gymnosolen furcatus* Kom., *Gongylina mixta* Kom. и верхнехайпахская с *Kotuikania torulosa* Kom., *Boxonia vera* f. n. и, видимо, проходящим из среднехайпахских отложений *Gymnosolen furcatus* Kom. (рис. 21).

Первая из названных ассоциаций по присутствию в ней *Inzeria tjomusi* Kryl., *Jurusania cylindrica* Kryl. позволяет параллелизовать вмещающие среднехайпахские отложения с катавским биостратиграфи-

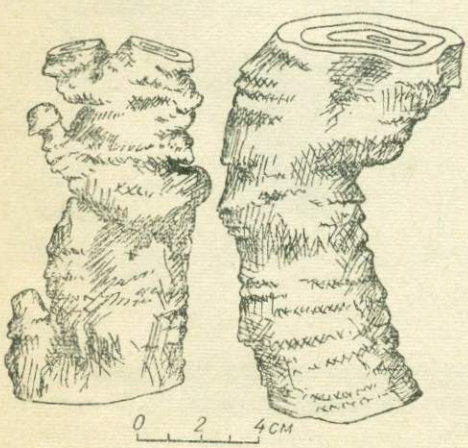


Рис. 19. Inzeria tjomusi Kryl. Средняя подсвита хайпахской свиты, верхний рифей, р. Хорбусуонка.

Реконструкция формы столбиков: обр. 157/60.

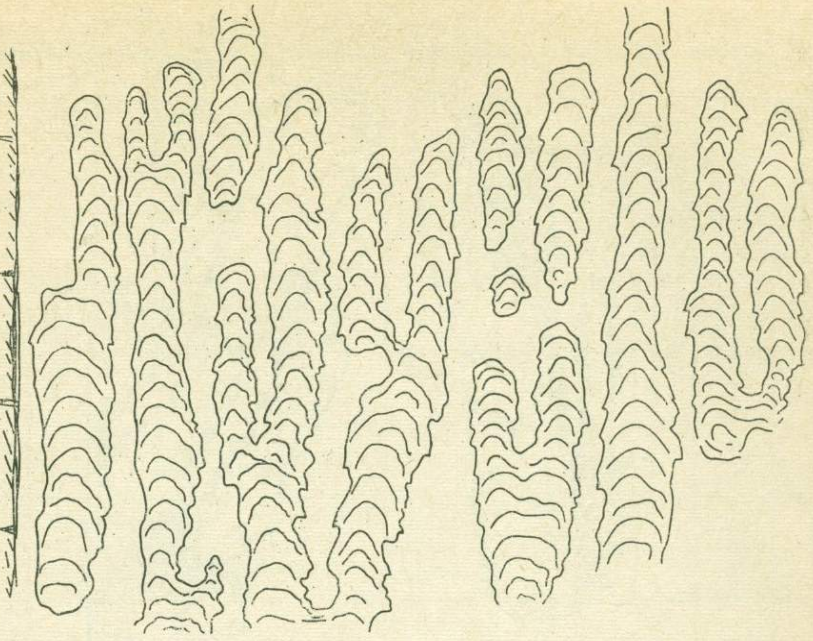


Рис. 20. Jurusania cylindrica Kryl. Средняя подсвита хайпахской свиты, верхний рифей, р. Хорбусуонка.
Рисунок выполнен по полевой фотографии. Обр. 157/76.

ческим горизонтом. Присутствие *Gymnosolen furcatus* Kom. в этом стратиграфическом интервале не противоречит нашему выводу, поскольку на Анабарском массиве он также известен и из катавского, и из миньярского биостратиграфических горизонтов каратауской фитемы (Шаповалова, Крылов, 1978).

Верхнехайпахская ассоциация с *Kotuikania torulosa* Kom., характерной для аналогов миньярского горизонта на Анабарском массиве, и новой формой группы *Boxonia* Kor., наиболее свойственной для верхов каратауской фитемы и юдомия, позволяет считать вмещающие верхнехайпахские отложения аналогом миньярского биостратиграфического горизонта.

Юдомская фитема, к которой отнесены мастахские, хатыспытские и туркутские отложения, не расчленена на биостратиграфические горизонты, так как отсутствуют однозначные и надежные сведения об объеме этого подразделения и характере вертикального распределения в нем органических остатков в других регионах.

На Оленекском поднятии в юдомии содержится комплекс форм, типичных только для терминального (завершающего) этапа развития органики докембрия: *Boxonia grumulosa* Kom., *B.* (?) *grumulosa* Kom., *B.* sp., *Colleniella singularis* Kom., *Paniscollenia emergens* Kom., *Stratifera irregularis* Kom.

Комплексы рифейских микрофитолитов в разрезе рассматриваемого региона настолько малочисленны (табл. 2), что позволяют только в целом подтвердить правильность отнесения тех или иных отложений к соответствующим фитемам.

В разрезе ричея Чекуровской антиклинали Хараулахского выступа Верхоянского прогиба строматолиты хотя и являются породообразующими, так как их постройки слагают огромные по мощности пачки карбонатов, систематический состав их беден, и на многих стратиграфических уровнях они не обнаружены. Микрофитолиты представлены боль-

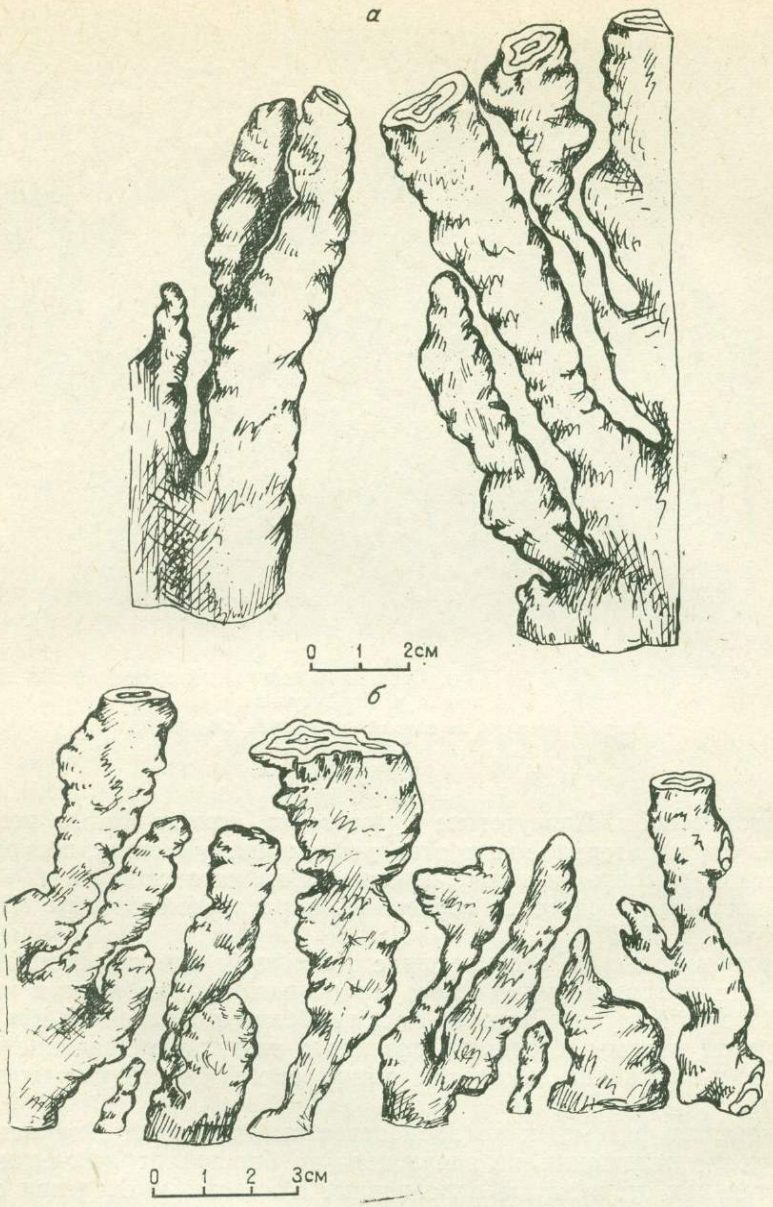


Рис. 21. Gymnosolen furcatus Kom. Верхняя подсвита хайпахской свиты, верхний рифей, р. Хорбусуонка.

Реконструкция формы столбиков: *а* — обр. 157/62, *б* — обр. 157/63.

шим разнообразием форм и групп, но начиная с отложений нэлэгерской свиты комплексы имеют смешанный состав и объединяют формы, типичные для отложений разных фитем опорных разрезов. Все это затрудняет биостратиграфическое расчленение разреза.

По палеонтологическим данным здесь установлено присутствие аналогов юрматинской, каратауской и юдомской фитем рифея (Виноградов, 1962; Коробов, 1963; Журавлева, 1963, 1964; Комар, 1966; Крылов и др., 1971; и др.). Правда, в последнее время З. А. Журавлева (1974) пришла к выводу, что к юдомию должны быть отнесены толщи, начиная с нэлэгерской свиты, и отложения каратауской фитемы в разрезе

Таблица 2

Вертикальное распределение микрофитолитов в рифее Оленекского поднятия. По З. А. Журавлевой (1964)

Стратиграфические подразделения				*Osagia libidinosa* Z. Zhur.	*O. columnata* Reitl.	*Radiosus tenebricus* Z. Zhur.	*Vesicularites concretus* Z. Zhur.	*V. bothrydioformis* (Krasnop.)	*V. lobatus* Reitl.	*Vermiculites irregularis* (Reitl.)	*Volvatella vadosa* Z. Zhur.	*Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur.
Фитема	Горизонт	Свита	подсвита									
Юдомская		Туркутская										
		Хатыспытская										
		Мастахская										
Каратаусская	Миньярский	Хайпахская	Верхняя									
	Катавский		Средняя									
Юрматинская	Лахандинский		Нижняя									
		Дебенгдинская										
	Ципандинский	Арымасская										
Бурзянская		Кютюнгдинская										

Хараулаха отсутствуют. Просмотрев коллекцию микрофитолитов, собранную И. Н. Крыловым и М. А. Федонкиным, результаты определения которой были опубликованы И. Н. Крыловым и др. (1971), она обнаружила многочисленные юдомские онколиты в отложениях нэлэгерской, сиэтачанской и хараюэтехской свит и указала, что *Vesicularites enormis* Z. Zhur. из сиэтачанской свиты был ошибочно определен как *Vesicularites rotundus* Z. Zhur. и *Osagia nimia* Z. Zhur.— из нэлэгерской свиты как *Osagia tenuilamellata* (Журавлева, 1974, с. 129). Сейчас при рассмотрении уточненных и дополненных З. А. Журавлевой списков микрофитолитов мы исключили названия этих форм, оставив только те, правильность определения которых не отрицается.

Мы не можем согласиться с новыми представлениями З. А. Журавлевой о стратиграфическом расчленении разреза и увязке его с четырехчленной шкалой рифея.

Комплекс строматолитов из уктинской и эсэлэхской свит с характерными для юрматинской фитемы формами групп *Baicalia* Kryl, *Conophyton* Masl., *Jacutophyton* Schap., *Colonnella* Kom. однозначно указывает на юрматинский возраст этих свит (табл. 3). Присутствующие в них микрофитолиты (табл. 4) не противоречат этому выводу.

В нэлэгерской свите строматолиты не обнаружены. Комплекс микрофитолитов из этих отложений содержит характерные только для юрматинской фитемы *Osagia composita* Z. Zhur., *O. columnata* Z. Zhur., *Vesicularites krilovi* Zabr., а также ряд форм, имеющих широкий возрастной диапазон распространения (см. табл. 4). В том числе он включает типичные для юдомия *Osagia nimia* Z. Zhur. и *Vesicularites* aff. *elongatus* Zabr., не проходящие в рассматриваемом разрезе в толщи,

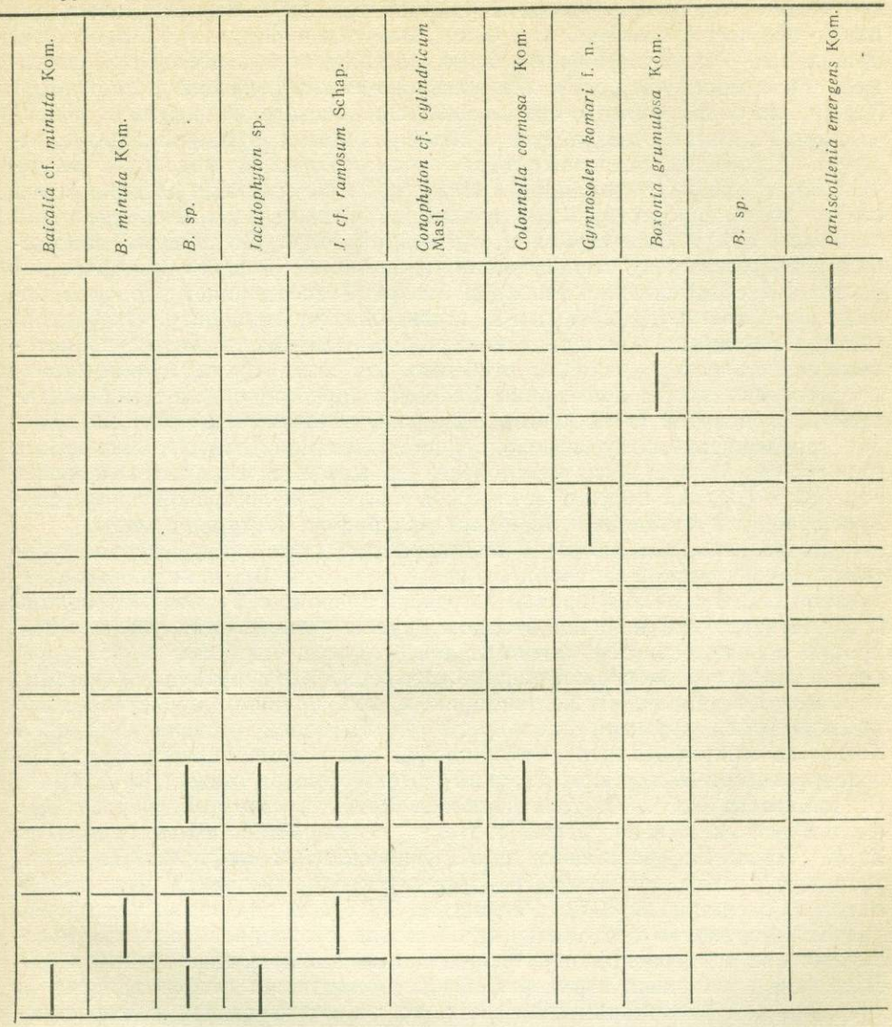
Вертикальное распределение строматолитов в рифее

Стратиграфические подразделения				
Фитема	Горизонт	Свита	Подсвита	Слой
Юдомская		Хараюэтехская	Верхняя	
			Средняя	
			Нижняя	
Каратауская	Миньярский	Сиэтачанская	Верхняя	5
			Средняя	3,4
	Катавский			2
			Нижняя	1
Юрматинская	Лахандинский	Нэлэгерская		
		Эсэлэхская	Верхняя	
			Средняя	
	Ципандинский		Нижняя	
		Уктинская		

перекрывающие нэлэгерскую свиту, т. е. отсутствующие в образованиях заведомо юдомского возраста. Начиная с нэлэгерской свиты в разрезе появляются формы юдомского комплекса *Vesicularites enormis* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., проходящие в вышележащие сиэтачанские и хараюэтехские отложения. Таким образом, наличие в нэлэгерской свите характерных форм микрофитолитов второго (юрматинского) комплекса наряду с формами более молодых комплексов рифея, отсутствие перерыва в осадконакоплении между эсэлэхской и нэлэгерской свитами, а также особенности вещественного состава отложений этих двух смежных свит свидетельствуют о юрматинском возрасте нэлэгерских отложений. В то же время все перечисленные выше обстоятельства позволяют предположить, что ряд форм микрофитолитов, считавшихся ранее принадлежащими только юдомской фитеме, имеет более широкий возрастной диапазон.

Таблица 3

Чекуровской антиклинали Хараулахского выступа



Юрматинская фитема по характеру распределения строматолитов в вертикальной последовательности отложений расчленяется на два биостратиграфических горизонта, которым соответствуют две ассоциации этих органических остатков.

Ранее мы выделяли уктинскую и эсэлэхскую ассоциации строматолитов (Крылов и др., 1971; Шаповалова, 1974; Шаповалова, Крылов, 1978). После изучения строматолитов и особенностей их размещения в юрматинской толще Оленекского поднятия и детализации представлений о распределении строматолитов в эсэлэхской свите уточнились выводы о систематическом объеме юрматинских ассоциаций Хараулаха.

Первая ассоциация, которую мы можем выделить в рассматриваемом разрезе, приурочена к отложениям уктинской свиты и нижнеэсэлэхской подсвиты. Она включает *Baicalia minuta* Kom., *B.* cf. *minuta* Kom., присутствующие только в этой ассоциации, и *Jacutophyton* cf.

ramosum Schap., *J.* sp., *Baicalia* sp. входящие и в следующую ассоциацию юрматинского возраста. Общий облик уктинских строматолитов очень сходен с обликом строматолитов двух первых базальных пачек арымасской свиты, что, возможно, объясняется экологическими причинами — сходством фациальных обстановок и особенностей режимов магматизма. В целом же уктинско-нижнеэсэлэхская ассоциация Хараулаха сопоставима с арымасской Оленекского поднятия, и заключающие их отложения следует считать аналогом ципандинского горизонта. Ассоциация строматолитов верхнеэсэлэхской подсвиты, включающая кроме уже названных *Jacutophyton* cf. *ramosum* Schap., *J.* sp., содержит и присутствующие только в этих отложениях *Colonnella cormosa* Kom. и *Conophyton* cf. *cylindicum* Masl. По общему положению в разрезе, присутствию *Colonnella cormosa* Kom. она наиболее сопоставима с дебенгдинско-нижнехайпахской ассоциацией, которая заключена в толщах, относимых к лахандинскому горизонту. Отложения нэлэгерской свиты, как будет показано в следующих главах, по историко-геологическим данным, особенностям магматизма и вещественного состава пород достаточно надежно коррелируются с нижнехайпахской подсвитой Оленекского поднятия, относимой к лахандинскому биостратиграфическому горизонту на основании палеонтологических данных. Из изложенного можно сделать вывод о том, что отложения верхней и средней подсвит эсэлэхской свиты и нэлэгерской свиты следует отнести к лахандинскому биостратиграфическому горизонту.

Очень сложным является вопрос о параллелизации сиэтачанской свиты с каратауской фитемой опорных разрезов. В отложениях сиэтачанской свиты только в кровле встречен горизонт с *Gymnosolen komari* f. n., не известном пока ни в одном другом регионе. Как уже неоднократно говорилось, строматолиты этой группы наиболее характерны для миньярского биостратиграфического горизонта каратауской фитемы, хотя могут в единичных экземплярах и, как правило, представленные эндемичными формами появиться и в более древних толщах. Комплекс микрофитолитов сиэтачанской свиты смешанный — он включает характерные для юрматинской фитемы *Osagia composita* Z. Zhur., *O. columnata* Reitl., *O. tenuilamellata* Reitl., из которых первые две формы есть и в нэлэгерской свите, а также *Vesicularites vapolensis* Zabr., *Volvatella globoidella* Milst., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., типичные только для третьего (каратауского) комплекса микрофитолитов (Совещание..., 1972; Решения..., 1975), и ряд юдомских форм.

Если сравнить систематический состав сиэтачанского микрофитолитового комплекса по присутствию в нем доживающих среднерифейских форм, типичных верхнерифейских и начавших появляться еще в юрматинской ассоциации юдомских, то он очень сходен с каратауским комплексом строматолитов опорного разреза Сетте-Дабана и стратотипического разреза Южного Урала.

Там нижние части разрезов каратауской фитемы содержат единичные экземпляры характерных для юрматинского времени *Conophyton lituum* Masl. и представителей группы *Baicalia,* а из верхней части разреза катавского горизонта Сетте-Дабана известны формы, близкие к *Linella ukka* Kryl. из юдомия (Решения, 1975), некоторые формы группы *Boxonia* Kor. на Анабарском массиве и Оленекском поднятии также появляются в доюдомских отложениях юсмастахской и хайпахской свит. Можно сделать вывод, что комплекс микрофитолитов сиэтачанской свиты не отрицает, а подтверждает ее каратауский возраст. Косвенно этот вывод подтверждается корреляцией сиэтачанской свиты с верхнерифейскими средне- и верхнехайпахской подсвитами Оленекского поднятия, уджинской Билиро-Уджинского поднятия по историко-геологическим данным, положению в разрезе, особенностям магматизма и вещественного состава пород.

По особенностям распределения органических остатков в вертикальном разрезе сиэтачанской свиты в ней условно были установлены аналоги катавского и миньярского стратиграфических горизонтов (Крылов и др., 1971; Шаповалова 1974; Шаповалова, Крылов, 1978). Анализ детальной картины размещения микрофитолитов в отложениях этой толщи подтверждает правильность такого расчленения. По аналогии с катавской и миньярской ассоциациями строматолитов можно сказать, что первая, более древняя, ассоциация микрофитолитов из слоев 1 и 2 (см. главу «Стратиграфия»), выделенных нами и равных двум нижним пачкам схемы М. Н. Коробова (1963), является как бы переходной от юрматинской к каратауской. Она еще содержит юрматинские *Osagia composita* Z. Zhur., *O. columnata* Reitl., *O. tenuilamellata* Reitl, но уже появляются типичные каратауские *Vesicularites vapolensis* Zabr., *Volvatella globoidella* Milst., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., юдомские *Radiosus ovalis* Nar., *Vesicularites lobatus* Reitl. и присутствует ряд сопутствующих форм, известных из ниже- и вышележащих отложений. Эта ассоциация по типу сходна с ассоциацией строматолитов катавского горизонта, тем более, что *Vesicularites vapolensis* Zabr. характерен для игниканской свиты катавского горизонта Учуро-Майского района. Отложения, заключающие ее, могут считаться аналогом катавского биостратиграфического горизонта.

В более молодой, второй сиэтачанской ассоциации микрофитолитов уже нет форм второго комплекса, групп *Glebosites и Nubecularites,* но появляются отсутствовавшие в предыдущей ассоциации *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. и известная из предыдущей ассоциации каратауская *Volvatella globoidella* Milst. Более молодой облик этой ассоциации и присутствие в ней несомненных каратауских *Volvatella globoidella* Milst. и строматолитов характерной для миньярского уровня группы *Gymnosolen* Steinm. подтверждает возможность отнесения вмещающих отложений к миньярскому горизонту.

Принадлежность хараюэтехской свиты юдомской фитеме многократно доказана и ни у кого сомнений не вызывает. Хараюэтехские отложения содержат типичные только для юдомской фитемы строматолиты, *Boxomia grumulosa* Kom., *B.* sp., *Paniscollenia emergens* Kom. и микрофитолиты *Osagia minuta* Z. Zhur., *Vesicularites congermans* Z. Zhur., *V.ovatus* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *N. morrulus* Z. Zhur., некоторые появившиеся в разрезе ранее формы четвертого, юдомского, комплекса и неизвестные в других регионах из юдомских отложений юрматинская *Osagia tenuilamellata* Reitl. и каратауская *Osagia grandis* Z. Zhur. Возможно, две последние формы имеют более широкий диапазон вертикального распространения, чем это принято считать, или определены ошибочно.

В итоге можно сказать, что в развитии органического мира докембрия Оленекского поднятия и Хараулахского выступа четко устанавливается этапность, отражающая общие закономерности эволюции. Комплексы строматолитов и микрофитолитов, принадлежащие последовательным этапам, закономерно и однозначно сменяют друг друга в вертикальных разрезах рассматриваемых и других регионов Урала и Сибири. Полученные нами результаты позволяют уточнить и надежно обосновать корреляцию рифейских отложений Оленекского и Хараулахского поднятий между собой и с общими и региональными биостратиграфическими подразделениями шкалы рифея (табл. 5).

Ниже приводится описание новых форм строматолитов, широко развитых в докембрийских отложениях Оленекского поднятия и Хараулахского выступа.

Таблица 5

Схема корреляции разрезов рифея Оленекского поднятия и Хараулахского выступа

Общие и региональные подразделения			Местные подразделения				
			Свита	Подсвита	Свита	Подсвита	Слой
			Оленекское поднятие		Хараулахский выступ		
Верхний протерозой. Рифей	Фитема	Горизонт					
	Юдомская		Туркутская		Хараюзтех-ская	Верхняя	
			Хатыспытская			Средняя	
			Мастахская			Нижняя	
	Каратауская	Миньярский	Хайпахская	Верхняя	Сиэтачанская	Верхняя	5
						Средняя	3,4
		Катавский		Средняя			2
						Нижняя	1
	Юрматин-ская			Нижняя	Нэлэгерская		
		Лахандинский	Дебенгдинская		Эсэлэхская	Верхняя	
						Средняя	
		Ципандинский	Арымасская			Нижняя	
					Уктинская		
	Бурзянская	Томулахский	Кютюнгдинская	Верхняя	Не вскрыто		
		Чумнахский		Нижняя			
			Сыгынахтахская				
Средний (?) протеро-зой			Осор-Хаятинская				

ГРУППА JACUTOPHYTON SCHAPOVALOVA, 1968

*Jacutophyton divulgatum** Schapovalova f. n.

Таблица I, фиг. 1—3.

Jacutophyton sp. I: Докембрий..., 1976, с. 16—18, табл. II, фиг. 1—3; рис. 4, 5а.

Тип формы — ЯФ СО АН СССР, № 157/10, 11; Якутия, Оленекское поднятие, руч. Сыгынахтах, в 3 км выше его устья (бассейн р. Кютюнгде); нижний рифей, кютюнгдинская свита, нижняя подсвита.

Материал. 15 образцов (№ 157/9—11, 32, 42, № 153/22, 23, 26, 27, 48, № 4306/17—19, 22, 23)** различной сохранности.

Диагноз. *Jacutophyton* с текстурой микрослоев, характерной для *Conophyton garganicum* Kor.

Описание. Постройки высотой от 0,5 до 1,2 м при диаметре 0,5—1 м. Центровые столбики представлены формой, определяемой как *Conophyton garganicum* Kor., ответвления отвечают диагнозу группы *Baicalia* Kryl.

Центровые столбики прямые, ориентированы вертикально и имеют субцилиндрическую форму, усложняющуюся в местах ветвления. На поперечных срезах отчетливо видны осевые плоскости, число которых в одном срезе может достигать пяти.

---

* *Divulgatum* (*лат.*) — распространенный.

** Коллекции № 153, 156, 157 собраны и определены И. Г. Шаповаловой и хранятся в музее ЯФ СО АН СССР, г. Якутск. Коллекция № 4306 собрана и определена И. Н. Крыловым и хранится в ГИН АН СССР в Москве.

Диаметр центровых столбиков построек из кютюнгдинской свиты 7—25 см, из дебенгдинской свиты — 25—60 см при углах при вершине до 45°.

Ответвления появляются на разных уровнях и располагаются веерообразно. Они имеют узловатую форму, с пережимами и вздутиями, редко приближающуюся к субцилиндрической. Ширина столбиков колеблется от 5—7 до 15—17 см при высоте с последующими ответвлениями, имеющими такую же форму, 0,3—0,7 м.

Боковая поверхность всех столбиков постройки бахромчатая, с козырьками.

Форма арок центровых столбиков закономерно меняется от пологовыпуклой в основании до конической в средней части столбика и полого-выпуклой вверху. В ответвлениях форма арок может хаотически меняться от полого-выпуклой до полого-конической без осевой зоны и полусферической.

Слоистость четкая.

Тип текстуры микрослоев, как уже объяснялось ранее (Докембрий..., 1976, с 17—18), не ясен из-за особенностей сохранности материала. Центровые и ответвляющиеся столбики имеют одинаковую текстуру микрослоев. В шлифах на фоне прозрачного разнокристаллического карбоната видны линейно-вытянутые по слоистости темные уплощенные линзовидные сгустки и комочки и уплощенные желвачки, имеющие в одних случаях расплывчатые, в других — четкие контуры.

Замечание. Геологическое и географическое распространение этой формы строматолитов, видимо, такое же, как у *Conophyton garganicum* Kor.

Сравнение. От других форм этой группы отличается текстурой микрослоев.

Распространение. Нижний рифей, нижняя подсвита кютюнгдинской свиты Оленекского поднятия и средний рифей, дебенгдинская и хапчанырская свиты Оленекского и Билиро-Уджинского поднятий.

Местонахождение. Якутия, бассейны рек Кютюнгде, Уджа.

*Jacutophyton cognitum** Schapovalova f. n.

Табл. I, фиг. 4—6

Тип формы — ЯФ СО АН СССР, № 157/67, 68; Якутия, Оленекское поднятие, р. Хорбусуонка, в 15 км выше устья руч. Хатыспыт; средний рифей, хайпахская свита, нижняя подсвита.

Материал. 4 образца (№ 157/34, 67, 68, 69) удовлетворительной и хорошей сохранности.

Диагноз. *Jacutophyton* с текстурой микрослоев, характерной для *Conophyton metula* Kir.

Описание. Постройки имеют видимую высоту до 2,2 м при диаметре до 1 м. Истинная их высота, вероятно, больше, но установить это не удается, так как склоны обнажений частично закрыты осыпями и задернованы. Центровые столбики представлены формой, диагностируемой как *Conophyton metula* Kir., ответвляющиеся принадлежат к группе *Baicalia* Kryl. Постройки ориентированы перпендикулярно напластованию вмещающих слоев.

Оси центровых столбиков могут полого изгибаться в разных направлениях, но в целом занимают вертикальное положение. Столбики имеют субцилиндрическую форму, усложняющуюся в местах ветвления. Диаметр центровых столбиков различен — в постройках из дебенгдинской свиты до 60—70 см, из нижнехайпахской подсвиты — до 15—

* *Cognitum (лат.)* — известный.

20 см при одинаковой максимальной высоте до 2 м. Углы при вершине до 70—80°

В основных частях построек ответвления малочисленны, основная их масса приурочена к верхним частям построек. В основании ответвлений наблюдаются четкие пережимы, дочерние столбики имеют бугристую, узловатую форму и расходятся от центрового столбика в разные стороны. Они, в свою очередь, тоже ветвятся. Максимальный диаметр ответвлений составляет 40 см при высоте до 70—80 см, преобладают ответвления более мелкие.

Боковые поверхности столбиков бахромчатые, но у ответвлений местами наблюдается глубокое многослойное облекание.

Форма арок центровых столбиков снизу вверх закономерно меняется от полого-выпуклой к конической и затем опять к полого-выпуклой. В дочерних столбиках арки с различной степенью выпуклости сменяют друг друга без определенных закономерностей.

Слоистость четкая, слабоволнистая, в сечениях подчеркивается чередованием лентообразных слойков, имеющих различную интенсивность окраски.

Текстура центровых и ответвляющихся столбиков ленточного типа. Чередуются темные, выдержанные по наслоениям лентообразные микрослои изменчивой ширины (от 0,1 до 1,0 мм), иногда расщепляющиеся на серию более тонких слойков, и светлые такой же конфигурации и ширины.

Сравнение. От других форм этой группы отличается типом текстуры микрослоев.

Замечание. Геологическое и географическое распространение описываемой формы, вероятно, такое же, как у *Conophyton metula* Kir.

Распространение. Средний рифей, дебенгдинская свита и нижняя подсвита хайпахской свиты Оленекского поднятия.

Местонахождение. Якутия, бассейны рек Хорбусуонка, Улахан-Юеттех, Кютюнгде.

ГРУППА GYMNOSOLEN STEINMANN, 1911, EMEND.

*Gymnosolen komari** Schapovalova f. n.

Табл. II, фиг. 1—3; рис. 22, *а*, *б*

Gymnosolen furcatus: Комар, 1966, табл. XI, фиг. 2; фиг. 23, *б*.

Тип формы — ЯФ СО АН СССР, № 156/14; Якутия, Хараулахский выступ, р. Лена, левый берег, 3 км ниже пос. Чекуровка; верхний рифей, верхняя подсвита сиэтачанской свиты.

Материал. 19 образцов (156/9, 10, 14, 15, 22—29, 30—36) хорошей и удовлетворительной сохранности.

Диагноз. *Gymnosolen* с комковатой текстурой микрослоев.

Описание. Строматолиты образуют караваеобразные биогермы диаметром до 3—5 м при высоте до 2—2,5 м, расположенные друг от друга на разном расстоянии. Некоторые биогермы объединены пачками слоев — «мостиков», имеющих такую же текстуру микрослоев, как и столбики.

Рост биогермов начинается с пластовой корки или желвакоподобного основания. Все столбики в биогермах ориентированы вертикально, сближены между собой. Если же отдельные из них разобщены, то между ними иногда располагаются пачки слойков — «мостиков».

---

* Форма названа в честь Вл. А. Комара, впервые изучившего строматолиты рифея севера Сибирской платформы.

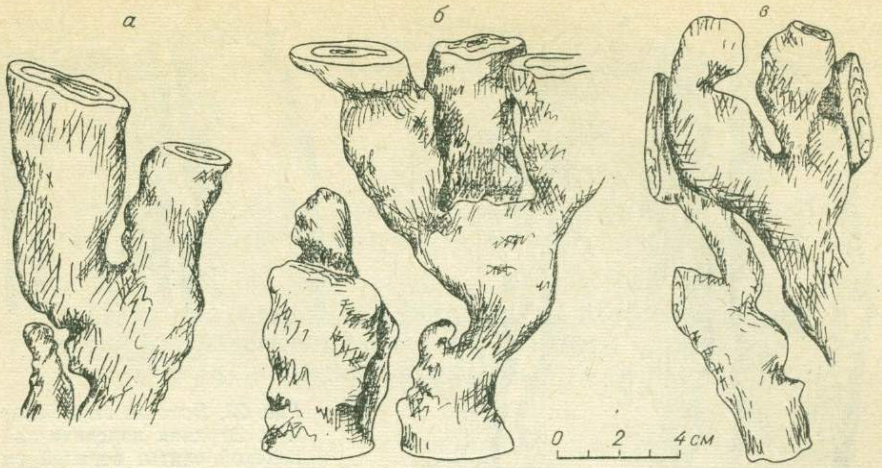


Рис. 22. Gymnosolen komari Schap. f. n. Верхняя подсвита сиэтачанской свиты, верхний рифей.

Реконструкция формы столбиков: *а* — обр. 156/28, р. Лена; *б* — обр. 156/30 и *в* — обр. 156/31, р. Укта.

Столбики преимущественно субцилиндрической формы, с плавными пологими раздувами и пережимами. Высота их с ответвлениями до 30 см, диаметр от 1 до 4 см. Ветвление частое, многократное. Перед ветвлением столбики резко расширяются и ветвятся на два-три новых. В основании некоторых ответвлений наблюдаются пережимы и коленообразные изгибы. Боковая поверхность гладкая, полого-бугристая.

Арки — от коробчатых и бугристых до куполовидных. Слоистость четкая, подчеркивается скоплением темных комочков карбоната в нижних частях микрослоев.

Текстура микрослоев комковатая. Темные комочки округлых очертаний имеют размеры от 0,025 до 0,051 мм и окружены чехлом более светлого карбоната толщиной 0,0125 мм. Несколько комочков иногда слипаются, образуя цепочки или агрегаты неправильной формы.

Сравнение. От *Gymnosolen furcatus* Kom., имеющего комковатую текстуру микрослоев, отличается меньшими размерами комочков и характером их распределения в микрослоях. От остальных форм группы описываемая форма отличается типом текстуры строматолитообразующих слоев.

Распространение. Верхний рифей, верхняя подсвита сиэтачанской свиты Хараулахского выступа.

Местонахождение. Якутия, р. Лена у пос. Чекуровка и р. Укта в 4 км выше устья.

ГРУППА BOXONIA KOROLJUK, 1960

*Boxonia vera** Schapovalova f. n.

Табл. III, фиг. 1—5; рис. 23, *а*, *б*

Тип формы — ЯФ СО АН СССР, № 157/72, Якутия, Оленекское поднятие, р. Хорбусуонка, левый берег, в 3 км выше устья руч. Хайпах; верхний рифей, верхняя подсвита хайпахской свиты.

---

* *Vera (лат.)*— истинная.

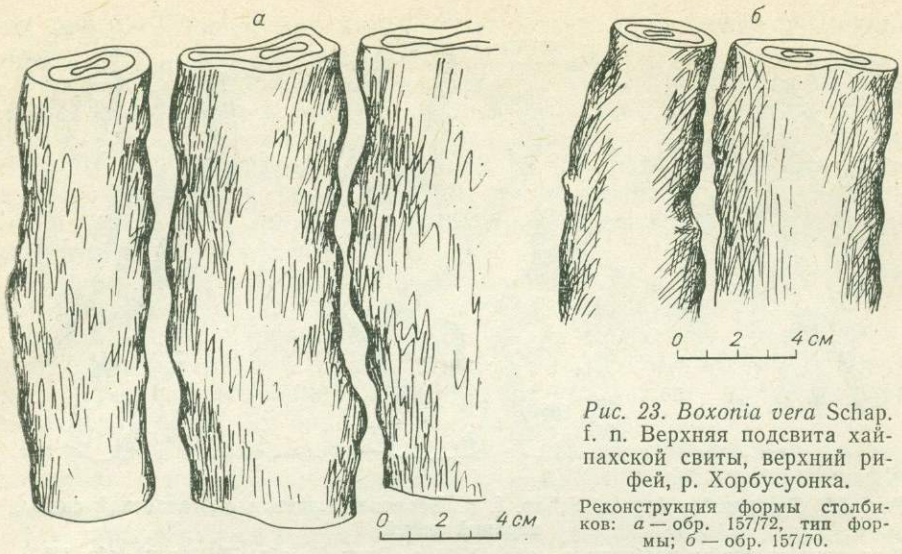


Рис. 23. Boxonia vera Schap. f. n. Верхняя подсвита хайпахской свиты, верхний рифей, р. Хорбусуонка.

Реконструкция формы столбиков: *а* — обр. 157/72, тип формы; *б* — обр. 157/70.

Материал. 4 образца (157/70—73) хорошей и удовлетворительной сохранности.

Диагноз. *Boxonia* со сгустковой текстурой микрослоев.

Описание. Прямые гладкие столбики субцилиндрической формы, расположенные в пласте вертикально на расстоянии 1—2 см друг от друга. Высота столбиков достигает 50—60 см при диаметре 7—25 см. Ветвление наблюдается очень редко — первоначальный столбик распадается на 2—3 меньшего диаметра, сначала слегка расходящихся в стороны, а потом приобретающих вертикальное положение.

Боковая поверхность гладкая, со слабой и очень пологой бугристостью. Слойки глубоко облекают боковую поверхность столбиков, образуя многослойную «стенку».

Форма арок куполовидная, полусферическая, коробчатая.

Слоистость в целом подчеркивается линейным расположением линзовидных сгустков по напластованию, но границы микрослоев очень нечеткие.

Текстура сгустковая. Сгустки линзовидной формы с более темной внутренней частью и осветленные по периферии. Размеры их различны — некоторые имеют протяженность до 1 мм, другие простираются из края в край слойка в виде полос с волнистыми нижним и верхним контурами. Толщина сгустков не превышает 1 мм.

Сравнение. От других форм группы отличается текстурой микрослоев.

Замечание. Сгустковая текстура микрослоев указана для *Boxonia krasivica* Gol. При просмотре типового и всех остальных экземпляров, описанных под этим названием (Голованов, Злобин, 1966), выяснилось, что они несут следы сильной перекристаллизации, полностью затушевывающей истинную текстуру микрослоев. За сгустки Н. П. Голованов ошибочно приняты редкие небольшие пятна темного карбоната, образовавшегося в результате перекристаллизации.

Распространение. Верхний рифей, верхняя подсвита хайпахской свиты Оленекского поднятия.

Местонахождение. Якутия, р. Хорбусуонка 15 км выше устья руч. Хатыспыт и 3 км выше устья руч. Хайпах.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ПЕРВИЧНО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ (ЭЕКИТСКАЯ СЕРИЯ)

Изучение вещественного состава нижнепротерозойских пород эекитской серии осложнялось тем, что они в постседиментационный этап были регионально изменены в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, а затем претерпели ряд преобразований в экзоконтактовых зонах секущих их интрузий ранне-среднепротерозойского и позднепротерозойского возраста. Кроме того, метаморфизованные породы подвергались гипергенному преобразованию в зонах предрифейской и предпермской площадных высокозрелых кор выветривания. Все эти обстоятельства учитывались нами при реконструкции их первичного состава.

Метаморфизованные песчаники, преобладающие в разрезе верхней толщи эекитской серии и присутствующие в небольшом количестве в нижней толще, представляют собой толсто-среднеплитчатые породы с тонкой горизонтальной и полого-волнистой слоистостью. Цвет пород темно-серый, серый, зеленовато-серый. Зеленоватые тона метапесчаники приобретают в хлорит-гидрослюдистой подзоне предпермской площадной коры выветривания в долине р. Сололи, а темно-серый цвет — в экзоконтактовой части гранитной интрузии в районе горы Осор-Хаята. Структура пород бластопсаммитовая (табл. IV, фиг. 1—3). Песчаный материал, составляющий 60—80% объема, мелко- и среднезернистый, средний размер частиц 0,3—0,4 мм, но встречаются отдельные зерна до 1,5 мм в поперечнике. Песчинки угловатые, плохо окатанные. В их составе преобладают полевые шпаты, представленные ортоклазом (25—30% общего объема) и кислыми плагиоклазами (20—25%).

Содержание кварцевых песчинок в породах 15—20%, иногда до 40%. В незначительном количестве (5—10%) наблюдаются обломки графитоидсодержащих кварцевых метаалевролитов и слюдистых сланцев, крупные чешуйки мусковита и биотита, обломки карбонатных и биотит-карбонатных пород, микропегматитов, сильно измененных (альбитизированных и хлоритизированных) метапород эффузивного облика. Отмечаются единичные находки обломков кристаллов турмалина, циркона, апатита. Калиевые полевые шпаты, встреченные в составе песчаного материала, интенсивно пелитизированы. Они активно резорбируются слюдистым заполнителем и часто от их зерен остается только кружевная ткань. Плагиоклазы, судя по углу симметричного погасания 11—14° (25 замеров), представлены олигоклазом (№ 31—35). Они подвергнуты пятнистой (шахматной) альбитизации. Кварцевые зерна по отношению к частичкам полевых шпатов отчетливо идиокластоморфны. В ряде кварцевых зерен частично сохранены регенерационные каймы, имеющие ту же самую оптическую ориентировку, что и обломочные частицы. В большинстве случаев границы между кварцевыми зернами недостаточно отчетливы, имеют бегающий характер, свидетельствуя о начальном проявлении рекристаллизационно-грануляционного бластеза в метапородах (Симанович, 1975). Обращает на себя внимание од-

нообразная степень дефектности кварцевых зерен с повсеместным облачно-волнистым погасанием. Из минеральных включений в кварцевых песчаниках различаются мельчайшие зерна циркона, рутила и турмалина.

Алевритовый материал в метапесчаниках имеет существенно кварцевый состав. Его содержание в породах составляет не более 20%. Кварцевые алевритовые зерна, как и песчаные частицы, также отчетливо идиокластоморфны по отношению к обломочным зернам полевых шпатов.

В метапесчаниках постоянно присутствует слюдистый заполнитель. Он представлен хлоритизированным биотитом, плеохроирующим в зелено-желтых тонах ($Ng=1{,}650$; $Np=1{,}602$), а также, в несколько меньших количествах, серицитом ($Ng=1{,}593$; $Np=1{,}552$). Содержание слюд в метапесчаниках колеблется от 15 до 25%. Чешуйки слюд имеют в породах цепочечное расположение, обволакивая по периферии обломочные частицы. В теневых частях полевошпатовых и кварцевых зерен они, сохраняя субпараллельную ориентировку, вонзаются, как шипы, в пределы обломков. В полевошпатовых зернах агрегат мельчайших чешуек серицита развивается также вдоль трещин спайности. Судя по общему характеру распределения слюд в метапесчаниках и формам соприкосновения обломочных зерен, можно допустить, что данные породы в глубинно-эпигенетическую стадию имели порово-пленочный и участками конформно-регенерационный типы цемента. Иногда в цементирующей массе метапесчаников присутствует также карбонат (до 5%), образующий извилистые лапчатые обособления, которые интенсивно резорбируют кварцевые и полевошпатовые обломочные частицы. В ряде метапесчаников цементирующая масса содержит графитоид. Последний обогащает отдельные микрослойки, образуя прерывистые пленки на поверхностях обломочных зерен.

В составе тяжелой фракции метапесчаников, выход которой составляет лишь сотые доли процента, присутствуют комплексы обломочных (кластогенных) и новообразованных при постседиментационных преобразованиях минералов. Среди кластогенных минералов преобладают циркон (38%), альмандин (17%), ильменит (13%), турмалин, плеохроирующий в буро-зеленых тонах (10%), биотит (6%). В резко подчиненном количестве (около 10%) встречаются эпидот, апатит, амфиболы, ромбический и моноклинный пироксены, рутил. Среди новообразованных минералов обращает на себя внимание повышенное содержание очень мелких кристалликов сине-зеленого турмалина (до 21%). С углеродистыми частицами заполнителя метапесчаников постоянно ассоциирует аутигенный лейкоксен.

Снимая общий фон постседиментационных преобразований, связанных с зеленосланцевым и контактовым метаморфизмом, а также с частичным гипергенным преобразованием пород в зонах площадных кор выветривания, рассмотренную группу метапесчаников можно охарактеризовать как тип аркозовых калишпатовых и кислоплагиоклазовых песчаников (по классификации В. Д. Шутова, 1972), имевших, по-видимому, гидрослюдисто-хлоритовый и карбонатно-гидрослюдисто-хлоритовый составы цемента.

Метаморфизованные алевропесчаники являются наиболее распространенной группой в обеих толщах эекитской серии. Внешне они имеют облик серых тонко- среднеплитчатых пород, приобретающих зеленоватые тона в зонах кор выветривания, и темно-серые, почти черные — в экзоконтакте гранитной интрузии горы Осор-Хаята. Вариации слоистости пород разнообразны: наряду с преобладающей в обеих толщах тонкой горизонтальной и полого-волнистой слоистостью в верхней толще наблюдаются также серии *S*-образных, пучковидных и шнуровидных слойков с мульдообразным заполнением.

Структура пород бластоалевропсаммитовая. Содержание песчаных зерен, имеющих размеры 0,1—0,4 мм, составляет 15—25% объема и около 30—35% приходится на долю алевритовых частиц. Окатанность алевропесчаных обломочков весьма слабая. В метаалевропесчаниках нижней толщи обломочные зерна представлены в основном кварцем, имеющим монозернистое и изометрично-мозаичное строение. В метаморфизованных алевропесчаниках верхней толщи, помимо преобладающего кварца, содержатся также обломки калиевых полевых шпатов и кислых плагиоклазов, подвергнутых пятнистой альбитизации. В обеих толщах метапороды включают также единичные обломки графитоидсодержащих сланцев, турмалина, хлоритизированного биотита.

Состав минералов тяжелой фракции метаалевропесчаников аналогичен минеральному спектру рассмотренных выше метапесчаников. Преобладают циркон, ильменит, альмандин, турмалин, встречаются в единичных знаках апатит, эпидот, амфиболы, пироксены. Заметное количество (15%) приходится на долю новообразованного сине-зеленого турмалина ($Np=1{,}633$; $Ng=1{,}650$). Присутствует также аутигенный лейкоксен. Заполнитель метаморфизованных алевропесчаников серицит-хлорит-биотитового состава с явным преобладанием хлоритизированного биотита (около 15% объема); количество мусковита не превышает 5% общего объема. Биотит плеохроирует в желто-бурых и зеленых тонах ($Ng=1{,}640$; $Np=1{,}592$). Показатели преломления: хлорита — $Ng=1{,}605$; $Np=1{,}600$; мусковита — $Ng=1{,}595$; $Np=1{,}558$. Весь алевритовый материал запылен точечными включениями углеродистых частиц, к которым приурочены скопления тонкодисперсных высокодвупреломляющих титанистых минералов.

Обломочные зерна песчаной и алевритовой размерности чаще всего отделены друг от друга чешуйчатыми слюдистыми агрегатами, но на отдельных участках они имеют плотное конформное соприкосновение с проявлением идиокластоморфизма кварца по отношению к полевым шпатам. Чешуйки слюд заполнителя обволакивают песчаные зерна и группы алевритовых зерен, но в теневых частях обломочков они инкорпорационно пронизывают их границы. Длинные оси песчаных и алевритовых обломков, а также чешуек слюд заполнителя ориентированы субпараллельно по отношению друг к другу, отражая, по-видимому, первичную (седиментогенную) микрослоистость пород.

Выделяются отдельные линзовидные микрослойки, сложенные только кварцем; обломочные контуры в них имеют лишь теневой облик и с ними не совпадают контуры новообразованных при бластезе зерен. В метаморфизованных алевропесчаниках первично-обломочные контуры, часто с регенерационными каймами, сохраняют лишь около 30% зерен, а остальные частицы претерпели полнобластическое изменение. О достаточно интенсивных метагенетических преобразованиях данных терригенных пород свидетельствует также однообразная степень дефектности обломочного кварца (облачно-волнистое угасание и изометрично-полигональная поликристалличность) и бедность включениями минералообразующей среды.

В целом по степени постседиментационного преобразования метаморфизованные алевропесчаники, как и рассмотренные выше метапесчаники, могут быть отнесены к метапородам, измененным в условиях биотитовой ступени фации зеленых сланцев (Тернер, Ферхуген, 1961; Симанович, 1975).

Метаморфизованные алевролиты и алевропелиты по внешнему облику и по своему составу подобны метаалевропесчаникам. Структура пород бластоалевролитовая (табл. IV, фиг. 4), текстура микрослоистая. Состав алевритового материала в нижней толще кварцевый, в верхней — полевошпатово-кварцевый. Содержание алеврито-

вых зерен колеблется от 25 до 70%. Среди них преобладают угловатой формы обломки кварца с монозернистой или с изометрично-мозаичной поликристаллической структурой. Полевошпатовый обломочный материал представлен калиевыми разностями и альбитом.

Заполнитель метапород серицит-хлорит-биотитового или хлорит-биотитового состава со значительной примесью карбонатного материала (до 15%) и графитоида (до 10%). Последний обогащает отдельные, наиболее мелкозернистые прослойки. Биотит и серицит заполнителя инкорпорируют теневые части обломочных кварцевых и полевошпатовых зерен, а карбонат замещает, в свою очередь, хлоритизированный биотит и также разорбирует алевритовые частицы. В слюдистом заполнителе, имеющем базальный облик, встречаются порфиробластические вкрапленники (до 1 мм) биотита и сноповидные выделения бледно-зеленого хлорита.

Данные рентгеновского анализа валового состава породы позволяют выявить те же самые компоненты, что при петрографических наблюдениях. Основу метаалевролитов составляют кварц, биотит, серицит, калиевый полевой шпат (в верхней толще). Химическими анализами метапород данной группы также зафиксировано присутствие значительных количеств кремнезема (64,4%), глинозема (16,5%), щелочей (Na_2O=3,3%, K_2O=3,0%) и углекислоты (4,1%), связанной с окислами кальция (3,7%), магния (0,4%) и двухвалентного железа (1,8%).

Состав минералов тяжелой фракции очень беден. Метаморфизованные алевролиты содержат лишь единичные мелкие зерна циркона, альмандина, турмалина, рутила и пироксенов. Комплекс аутигенных минералов представлен турмалином и лейкоксеном.

Метаморфизованные глинистые породы (сланцы) занимают половину объема нижней толщи эекитской серии и около четверти ее верхней толщи. Цвет пород зеленый, бордовый, темно-серый. Отдельность тонкоплитчатая. Структура лепидобластовая, микрогранобластовая, порфиробластовая (табл. IV, фиг. 5, 6). Основная микрозернистая ткань породы состоит из хлорита, биотита, серицита, кварца, калиевого полевого шпата, графитоида и иногда альбита. Хлоритизированный биотит, кварц и калиевые полевые шпаты присутствуют в сланцах обеих толщ, а серицит встречается главным образом в сланцах нижней толщи. Порфиробластические выделения сложены биотитом, железистым карбонатом, кварцем, серицитом; иногда порфиробласты имеют зональное строение: центральные их части сложены изометрично-мозаичным кварцем, а периферийные — биотитом. Теневые части порфиробластов резорбированы основной микрозернистой массой. Графитоид образует послойные прерывистые пленки и скопления частиц; с ним ассоциируют мельчайшие кристаллики высокодвупреломляющих титанистых минералов и вкрапленники пирита. В основной массе сланцев содержится заметное количество (до 15%) мелких игольчатых кристаллов сине-зеленого и почти бесцветного турмалина, образующего в некоторых метаглинистых породах войлокоподобную структуру.

Почти во всех сланцах встречаются тонкие (до 1 мм) секущие и послойные жилки, выполненные таким же, как в порфиробластах, изометрично-мозаичным (поликристаллическим) кварцем. Он как правило, чистый, не замутненный графитоидными частицами. Приконтактовые с прожилками кварца участки породы не несут на себе следов термального метаморфизма. Видимо, жилки кварца являются своеобразными выжимками бывшей кремнистой массы сланцев, которые обособлялись в трещинах разрыва и отслаивания складчатой метаморфизованной толщи (альпинотипный процесс).

Анализ химического состава сланцев (табл. 6) обеих толщ показывает высокое содержание кремнезема (60—70%), повышенное —

калия (4,4—5,3%) при весьма малой концентрации натрия (в среднем 0,65%, минимальные значения 0,15—0,17%). Пересчет данных химического анализа на нормативный состав дает возможность оценить количество калиевых полевых шпатов в метаглинистых породах в пределах 10—24%, причем наиболее высокие их концентрации приурочены к нижней толще эекитской серии. Закисное железо, содержащееся в сланцах от 3 до 5,5%, сосредоточено главным образом в биотите, указывая на его повышенную железистость. Глинозем метапород, связанный со слюдистыми и полевошпатовыми минералами, накапливается до 12—18%.

Дифрактометрическая характеристика сланцев подтверждает их слюдисто-калишпатово-кварцевый состав (рис. 24). Слюдистые минералы представлены ди- и триоктаэдрическими разностями, присутствующими в переменных соотношениях. Хлорит, развивающийся в некоторых метапородах по триоктаэдрическим слюдам, имеет существенно железистый состав, что отражается на интенсивности его базальных рефлексов.

Сланцевые образования эекитской серии по ряду особенностей вещественного состава (высокое содержание кремнезема, калиевых полевых шпатов и бора, «запечатанного» в аутигенном турмалине), относятся, по-видимому, к породам, имеющим примесь вулканогенного материала. Древние илистые осадки могли насыщаться вулканогенными компонентами, вероятно, почти синхронно с процессом своего накопления, преобразуясь в дальнейшем (при постседиментационных изменениях) в калишпатсодержащие силициты. Возможно, что прогрев водной среды, происходивший за счет вулканогенных источников, весьма благоприятствовал развитию водорослево-бактериальной флоры, оставившей после своего отмирания скопления графитоида.

О геохимических особенностях формирования терригенных пород эекитской серии можно судить по распределению в них железа (обломочного, реакционноспособного, в том числе пиритного), органического углерода, бора, урана и ряда других микроэлементов (табл. 7, 8). По количественным характеристикам указанных элементов проверялись гипотезы о нормальности или логнормальности их распределения и рассчитывались коэффициенты парной корреляции между всеми компонентами на ЭВМ М-220 М. На основании полученных данных можно сделать следующие выводы (Шпунт и др., 1973):

а). Преобладание закисных форм в общем балансе реакционноспособного железа свидетельствует о крайне малом значении окислительного потенциала в период седиментации эекитских отложений. Восстановительная обстановка благоприятствовала сохранению остатков органического материала (водорослево-бактериальной флоры), реликты которого присутствуют в отложениях в виде графитоидной примеси. Малые значения содержаний пиритного железа вместе с крайне низкими содержаниями как общей, так и сульфатной серы в породах могут быть объяснены опресненным характером прибрежно-морской среды с низкой концентрацией сульфат-ионов.

б). Устанавливается отрицательная корреляционная зависимость между содержаниями нерастворимого остатка и количествами закисного реакционноспособного железа. Последнее было связано с карбонатной составляющей пород.

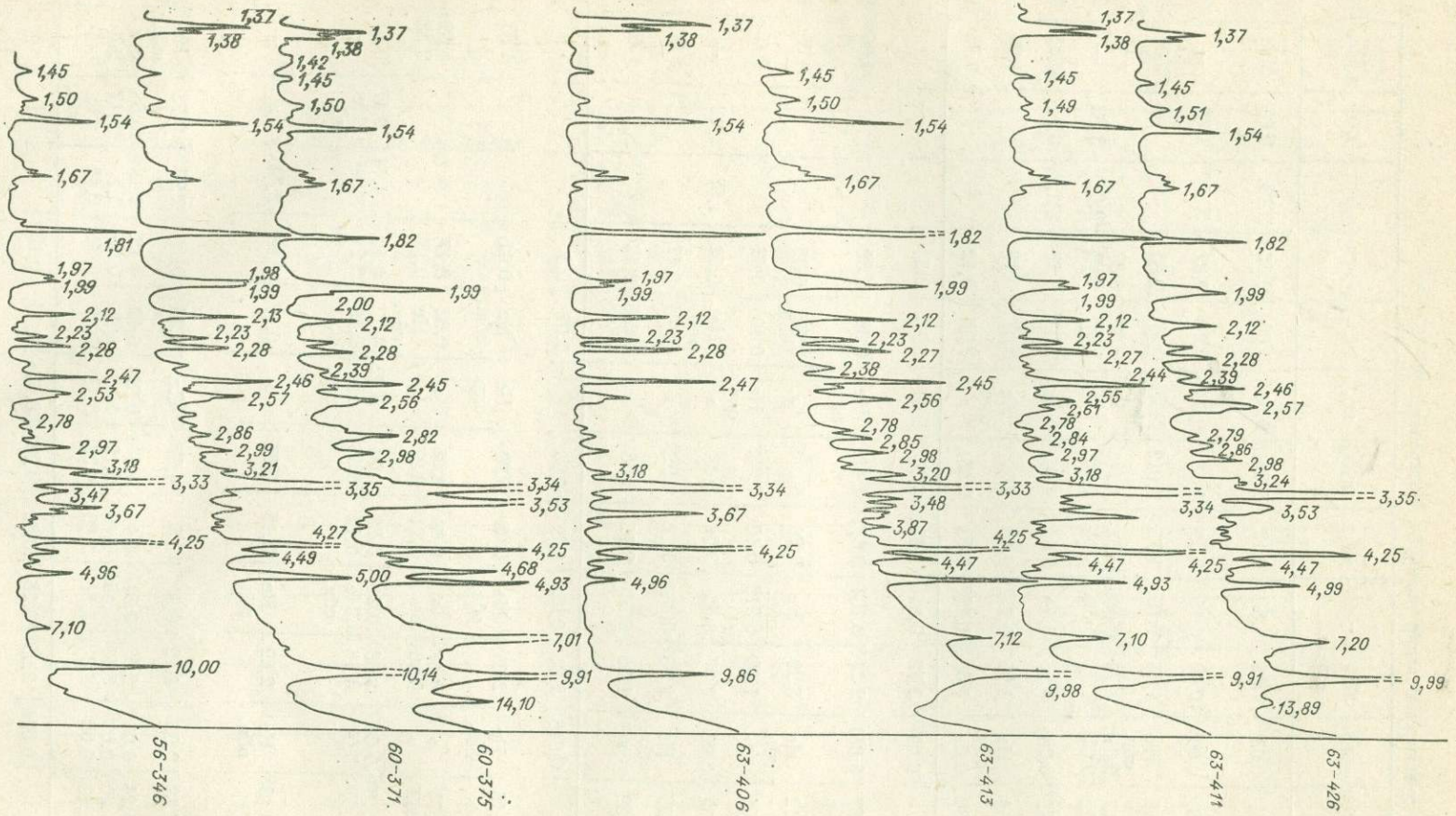
в). Вместе с тем выявляется положительная корреляционная зависимость между концентрациями бора и двухвалентного реакционноспособного железа. Вероятнее всего, основное количество бора, поступавшее в область аккумуляции, не было связано с какими-либо кластогенными частицами, а проникало в слабодиагенезированные песчано-глинистые илы при вулканических эксгаляциях и эманациях вместе с железистыми карбонатами. При постседиментационных преобразова-

Таблица 6

Химический состав метаморфизованных первично-осадочных пород эекитской серии нижнего протерозоя, %

Петрографическая характеристика	Место отбора	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	ΣFeO+Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	SO_3	P_2O_5	H_2O^-	H_2O^+	CO_2	П. п. п.	Сумма
Метапесчаники	Р. Сололи, 15—18 км выше устья, нижняя толща	СЭ-53	72,80	0,17	14,35	1,16	2,35	3,51	0,03	1,13	0,3	0,12	2,87	0,01	0,06	0,36	3,19	0,06	0,93	99,53
	Там же	СЭ-42	68,40	0,24	16,15	2,17	3,33	5,50	0,06	0,69	0,15	0,09	1,53	0,05	0,25	0,32	5,59	1,38	—	100,08
Метаалевропесчаники	р. Сололи, 23 км выше устья, нижняя толща	60—379 *	70,72	0,464	16,5			3,34	Не обн.	1,65	0,10	1,75	4,012	Не опр.	0,17	0,85			1,84	100,55
	Там же	60—370*	70,13	0,464	14,33			4,47	0,015	1,75	0,085	3,07	4,143	»	0,096	0,37			1,33	99,89
	р. Сололи, 10 км выше устья, верхняя толща	68—452	65,03	0,45	13,51	1,70	2,52	4,22	0,05	1,71	3,32	3,44	2,08	»	0,17	0,04	2,01	3,85	—	99,84
	Верховья руч. Бургалды, верхняя толща	БЭ-9	60,09	0,27	18,42	1,25	3,77	5,02	0,04	3,51	0,54	0,48	6,46	0,05	0,39	0,18	3,12	0,17	0,81	99,37
	Верховья руч. Хотугу-Эекит, верхняя толща	55—317*	69,97	0,494	14,81			4,44	Не обн.	1,95	0,771	3,15	2,70	Не опр.	0,07	0,17			1,20	99,56
	Там же	55—305*	70,51	0,486	14,32			4,38	0,01	1,54	1,487	3,59	2,431	»	0,07	0,12			0,75	99,57
		Среднее	68,71	0,38	15,299				0,02	1,74	0,84	1,961	3,28	0,014	0,16	0,3				
Метаалевролиты и метаалевропелиты	р. Сололи, 15—18 км выше устья, нижняя толща	63—403*	62,93	0,736	17,77			6,57	0,051	2,24	0,104	0,612	4,411	Не опр.	0,08	0,32			4,06	99,57
	р. Сололи, 23 км выше устья, нижняя толща	60—378 *	55,23	0,722	19,33			9,12	Не обн.	5,29	Не обн.	0,26	5,085	»	0,10	0,36			4,39	99,53
	Там же	60—376 *	70,27	0,57	14,18			2,66	»	1,66	0,316	0,12	7,387	Не опр.	0,10	0,47			2,40	99,66
	»	60—374	64,40	0,29	16,47	0,87	1,8	2,67	0,06	0,37	3,66	3,28	3,0	»	Не опр.	0,02	1,57	4,12	—	99,89
	»	60—373*	66,02	0,484	15,41			6,33	Не обн.	2,96	0,484	0,12	4,927	»	0,104	0,47			3,00	99,84
	Верховья руч. Хотугу-Эекит, верхняя толща	50—307 *	72,20	0,46	13,93			3,69	»	1,36	0,946	2,61	3,08		0,085	0,16			1,42	99,78
		Среднее	65,18	0,54	16,18				0,018	2,31	0,92	1,17	4,65		0,07	0,3				
Углистые и пестроцветные сланцы	р. Сололи, 15—18 км выше устья, нижняя толща	63—426 *	60,06	0,773	20,11			6,15	Не обн.	2,03	Не обн.	0,08	5,89	Не опр.	Не обн.	0,41			4,55	99,64
	Там же	63—413 *	73,47	0,428	14,93			0,78	»	0,87	»	0,04	4,05	»	0,02	0,17			5,09	99,67
	»	63—406 *	81,07	0,34	10,77			0,67	»	0,60	»	0,21	3,37	»	Не обн.	0,17			2,82	99,85
	»	СЭ-84	57,9	0,39	20,06	2,58	4,58	7,16	0,04	2,88	0,24	0,26	5,31	0,02	0,07	0,42	4,44	0,17	0,37	99,31
	р. Сололи, 23 км выше устья, нижняя толща	60—375	59,24	0,67	18,39	2,20	5,47	7,67	0,04	4,16	Не обн.	0,17	5,06	Не опр.	0,18	0,24	3,94	Не обн.	—	99,52
	Там же	60—371	70,68	0,48	14,16	3,52	0,93	4,45	Не обн.	2,22	Не обн.	0,15	5,25	»	0,17	0,04	2,54	»	—	100,10
	Верховья руч. Бургалды, верхняя толща	БЭ-23	60,87	0,43	16,15	1,69	5,44	7,13	0,05	4,12	0,9	1,5	4,97	Сл.	0,35	0,14	2,97	0,28	Не обн.	99,72
	Там же	БЭ-12	72,23	0,19	12,04	1,15	3,09	4,24	0,03	2,57	0,54	0,4	4,4	0,02	0,10	0,12	2,18	0,06	0,5	99,5
	»	БЭ-11	66,21	0,22	14,55	1,19	4,01	5,20	0,03	3,11	0,45	0,46	5,12	0,12	0,25	0,26	3,2	0,17	0,3	99,39
	»	БЭ-10	61,34	0,44	16,23	1,01	5,48	6,49	0,05	3,9	1,51	1,66	4,38	0,18	0,39	0,02	2,48	Не обн.	0,46	99,51
		Среднее	66,307	0,44	15,74				0,024	2,65	0,26	0,49	4,78	0,03	0,15	0,199				

Примечание. Звездочкой отмечены результаты анализов, полученные на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитик Е. М. Изотова. Остальные анализы выполнены в химической лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитик В. В. Гамянина.


1,37
1,38
1,45
1,50
1,54
1,67
1,81
1,97
1,99
2,12
2,23
2,28
2,47
2,53
2,78
2,97
3,18
3,33
3,47
3,67
4,25
4,96
7,10
10,00
1,37
1,38
1,42
1,45
1,50
1,54
1,67
1,82
1,98
1,99
2,00
2,12
2,13
2,23
2,28
2,39
2,46
2,57
2,45
2,56
2,82
2,86
2,99
2,98
3,21
3,34
3,35
3,53
4,27
4,49
4,25
4,68
5,00
4,93
7,01
10,14
9,91
14,10
1,37
1,38
1,45
1,50
1,54
1,67
1,82
1,97
1,99
2,12
2,23
2,28
2,47
3,18
3,34
3,67
4,25
4,96
9,86
1,37
1,38
1,45
1,50
1,54
1,67
1,82
1,99
2,12
2,23
2,27
2,38
2,45
2,56
2,78
2,85
2,98
3,20
3,33
3,48
3,87
4,25
4,47
4,93
7,12
9,98
1,37
1,38
1,45
1,49
1,51
1,54
1,67
1,82
1,97
1,99
2,12
2,23
2,27
2,44
2,55
2,61
2,78
2,84
2,97
3,18
3,34
3,53
4,25
4,47
4,93
7,10
9,91
1,37
1,37
1,45
1,51
1,54
1,67
1,82
1,99
2,12
2,28
2,39
2,46
2,57
2,79
2,86
2,98
3,24
3,35
3,53
4,25
4,47
4,99
7,20
9,99
13,89
56-346
60-371
60-375
63-406
63-413
63-411
63-426

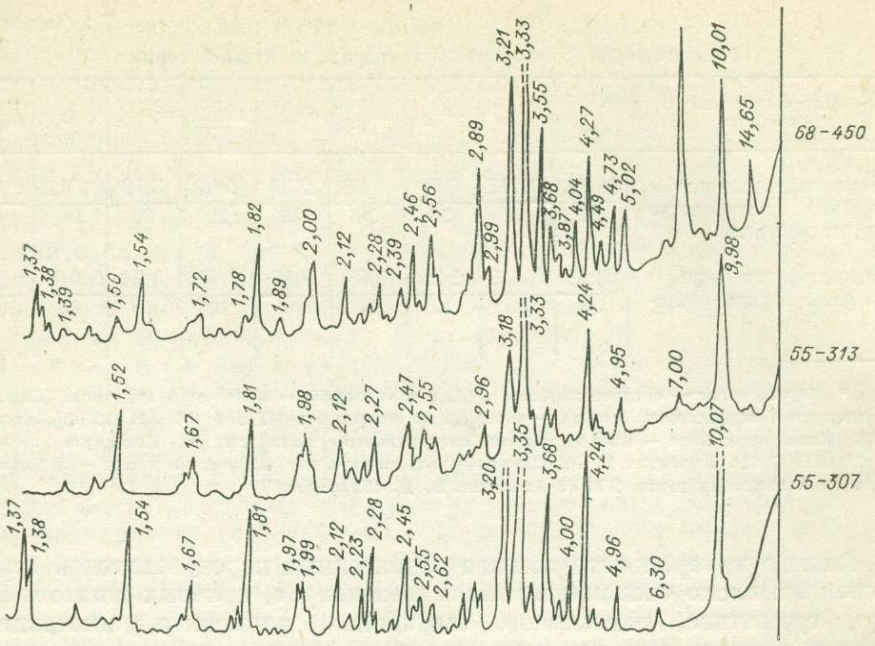


Рис. 24. Дифрактограммы метаморфизованных первично-осадочных пород эекитской серии.

Метапелиты: 55—313; 68—450; 56—346; 60—371; 63—406; 63—413; 63—411. Метаалевролиты: 55—307; 60—375; 63—426. Диагностические отражения (А) кварца: 4,25; 3,35; 1,81; 1,54; 1,38; слюды: 10,0; 5,0; 3,33; 2,50 и т. д.; полевых шпатов: 6,3; 3,8; 3,20—3,18; 2,99 и т. д.; хлорита: 14,0; 7,0; 4,7 и т. д.; каолинитов: 7,2; 3,6 и т. д.

ниях осадочных толщ, происходивщих при глубинном эпигенезе и метагенезе, бор был перераспределен в аутигенный турмалин без существенного переноса, почти in situ.

г). Концентрации урана обнаруживают положительную корреляционную зависимость с содержанием органического углерода как для всей совокупности пород, так и для отдельных разностей. Возможно, в данном случае эти элементы химически связаны и образуют уранорганические комплексные соединения типа тухолита (антраксолита).

д). Содержания ряда вышеотмеченных компонентов (закисное железо, бор, уран, органический углерод) в сланцах, как правило, выше, чем в метапесчаниках и в метаалевролитах. Поскольку подобные закономерности весьма характерны обычно и для осадочных отложений значительно более молодого возраста, очевидно можно полагать, что в породах эекитской серии они сохранены с раннедиагенетического периода их образования. Метаморфизм толщи, проходивший в условиях зеленосланцевой фации, не исказил их первичного распределения.

е). В распределении «малых» элементов (данные полуколичественного спектрального анализа) существенный контраст между их концентрациями в петрографических разновидностях метапород эекитской серии не проявляется (см. табл. 8). Вероятно, эти данные указывают на общность условий формирования всей рассматриваемой толщи. Лишь в распределении концентраций золота (см. табл. 8), сосредоточенного в метаморфизованных породах, по-видимому, в тонкодисперсной форме, намечается тенденция к обогащению им тонкозернистых разностей пород.

Таблица 7

Геохимическая характеристика пород эекитской серии

Литологические разности	Нераст. ост.	$C_{орг}$	$Fe_{обл}$	$Fe^{3+}_{р.с}$	$Fe^{2+}_{р.с}$	$Fe^{2+}_{пир}$	$\Sigma Fe_{р.с}$	B	U (кларк)
Метаморфизованные песчанки, алевропесчаники, алевролиты	84,56* / 56	0,217 / 52	0,58 / 20	0,88 / 20	2,29 / 20	0,01 / 20	3,18 / 20	0,0115 / 68	0,0027 / 70
Метаморфизованные глинистые породы (сланцы)	84,29 / 36	0,243 / 36	1,05 / 10	0,86 / 10	2,37 / 10	0,01 / 10	3,24 / 10	0,0167 / 45	0,0034 / 48

* В числителе — среднее значение (%), в знаменателе — количество анализов. Содержания элементов определены: железа — химическим анализом в ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитик К. И. Каширцева; бора — количественным спектральным анализом в Институте геологии ЯФ СО АН СССР. Аналитик В. М. Одинцова; околокларковые количества урана — химическим анализом в химлаборатории ЯТГУ. Аналитик В. Д. Шалицкая.

Анализ минерального состава терригенных пород эекитской серии, сложенных плохо окатанными обломками кварца, полевых шпатов, биотита, турмалина, пироксенов, амфиболов, ильменита, альмандина, эпидота, микропегматитов, измененных эффузивов, приводит к заключению о весьма низкой степени зрелости всего материала метаморфизованных осадочных образований. Обломочный материал поступал, по всей вероятности, в результате разрушения местных вулканогенных источников раннепротерозойского возраста, и он, вследствие малого пути транспортировки, не претерпевал какой-либо значительной механической обработки, а также заметной физико-химической дифференциации.

В целом метаморфизованные терригенные отложения нижнепротерозойской эекитской серии в наибольшей мере родственны молассоидным осадочным формациям орогенного типа, но несколько отличаются от них относительно тонкозернистым сложением, флишоидным характером ритмичного переслаивания литологических разностей и предполагаемой (по геофизическим данным) широкой площадью своего распространения, от зоны Уджинского шовного прогиба на западе до Верхоянской шовной зоны на востоке региона. По представлениям К. Б. Мокшанцева (Тектоника Якутии, 1975), эекитскую серию следует включать в орогенный структурно-вещественный комплекс Сибирской платформы.

Распределение микроэлементов в метапородах эекитской серии по данным полуколичествен

Порода	Количество анализов	Be	Sc	Au спх	Au н=а	Mn	Pb	Sn
Метапесчаники	23	0,0001	—	$1\cdot10^{-7}$	$1\cdot10^{-7}$	0,009	0,002	Сл.
Метаалевропесчаники	18	Сл.	Сл.	$3\cdot10^{-7}$	$1\cdot10^{-7}$	0,01	0,002	»
Метаалевролиты	12	0,0001	»	$2\cdot10^{-7}$	$2\cdot10^{-7}$	0,008	0,003	0,0001
Сланцы	24	0,0001	0,001	$3\cdot10^{-7}$	$2\cdot10^{-7}$	0,006	0,004	Сл.
Метаморфизованные вулканогенные породы	10	0,0001	0,001	$8\cdot10^{-7}$	$6\cdot10^{-7}$	0,02	0,002	0,0002

Примечание. As, W, Ge, In, Bi, Mo, Cd, Ta, Nb, La не обнаружены. Ag присутствует в по данным спектрохимических (спх) и нейтронно-активационных анализов (н-а), выполненных со ядерной физики г. Томска (аналитик В. Г. Паутов).

СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (?) ТЕРРИГЕННЫЕ И ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ (ОСОР-ХАЯТИНСКАЯ СВИТА)

Среднепротерозойские (?) породы, встреченные в низовьях руч. Сыгынахтах под базальными конгломератами нижнего рифея, представлены пестроцветными осадочными образованиями, резко отличающимися по своему вещественному составу как от метаморфизованных отложений эекитской серии, так и от вышележащих терригенных грубообломочных осадков основания платформенного чехла. Рассматриваемая группа представлена песчаниками, алевролитами и алевритистыми доломитами; их химический состав приведен в табл. 9.

Песчаники имеют кирпично-розовые и зелено-серые тона окраски, тонкоплитчатые формы отдельности, с ровными и бугристыми поверхностями напластования и примазками по этим поверхностям зеленого пелитоморфного материала. Текстура тонкая горизонтально-слоистая. Структура мелкозернистая псаммитовая. Обломочный материал состоит из угловатых и округло-угловатых зерен примерно одинаковой размерности (0,3—0,4 мм). Среди них преобладают (55—65%) полевые шпаты, представленные пелитизированными побуревшими калиевыми разностями. Содержание кварца колеблется от 10 до 25%. В подчиненном количестве присутствуют также хлоритизированный биотит (до 10%), мусковит (около 5%), микромозаичный бледно-зеленый глауконит (до 5%). Встречаются единичные зерна циркона, лейкоксена.

Обломочные частицы имеют плотное конформное соприкосновение, и лишь в отдельных микропорах породы наблюдаются обособления гидрослюд. Гидрослюды образуют также маломощные (до 2 мм) линзовидной формы прослойки, которые ориентированы параллельно длинным осям обломочных чешуек биотита и мусковита. Обращает на себя внимание проявление регенерационной калишпатизации всех обломочных зерен. Обломки калиевых полевых шпатов окружены регенерационными каймами, а кварцевые зерна подвержены интенсивной резорбции новообразованным калиевым полевым шпатом вплоть до полного их замещения этим минералом. Альбит замещен мелкочешуйчатым агрегатом гидрослюд. Основу тяжелой фракции пестроцветных песчаников постоянно составляет сильно окисленный пирит. В знаковых количествах содержатся зерна циркона, розового альмандина, ильменита, роговой обманки, ромбических пироксенов, эпидота, турмалина.

Таблица 8

ного спектрального, спектрозолотометрического и нейтронно-активационного анализов, %

Ga	V	Ti	Cu	Zn	Co	Ni	Zr	Sr	Cr	Ba	Yb	Y
0,005	0,01	0,1	0,001	0,001	Сл.	0,001	0,02	0,009	0,08	0,04	0,0001	0,0001
0,004	0,01	0,1	0,001	0,003	0,001	0,003	0,05	0,005	0,06	0,05	0,0001	Сл.
0,005	0,01	0,1	0,001	0,003	Сл.	0,002	0,02	0,007	0,07	0,04	0,0001	»
0,006	0,02	0,1	0,001	0,004	0,001	0,002	0,01	0,01	0,03	0,07	0,0001	»
0,004	0,01	0,1	0,001	0,004	0,001	0,002	0,02	0,005	0,06	0,03	0,0001	»

следах некоторых проб сланцев и метавулканитов. По золоту приводятся околокларковые значения ответственно в ИГ ЯФ СО АН СССР (аналитики Л. С. Сукнева, Н. Н. Олейникова) и в Институте

Химический состав (%) терригенных и терригенно-карбонатных пород среднего (?) протерозоя (руч. Сыгынахтах, 4 км выше устья)

Таблица 9

Петрографическая характеристика	№. обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	ΣFe_2O_3+FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	CO_2	П.п.п.	H_2O^-	P_2O_5	Сумма
Песчаник	75-501 *	75,15	0,41	11,17			2,67	Не обн.	1,23	0,07	0,26	7,95			1,02	0,05	0,26	99,98
	75-502 *	75,00	0,45	10,36			4,75	»	1,52	0,01	0,20	6,30			1,42	0,06	0,26	100,06
	75-503 *	75,45	0,32	11,71			2,20	»	0,77	0,01	0,17	8,37			0,88	0,05	0,26	99,93
	75-502/1	72,80	0,40	11,20	1,27	3,31	4,58	»	0,51	0,70	0,16	6,27	1,89	1,24	3,13	0,19	0,10	99,94
Алевролит	75-496	78,15	0,05	10,68	Не обн.	0,58	0,58	»	0,26	Не обн.	0,18	9,26	0,66	Не обн.	0,66	0,23	0,12	100,05
	75-497*	77,76	0,20	10,72			0,91	»	Не обн.	0,64	0,18	8,77			0,66	0,14	0,10	99,97
	75-498	65,78	0,10	14,51	1,99	1,58	3,57	»	3,92	Не обн.	0,15	8,10	3,11	Не обн.	3,11	0,31	0,04	99,55
	75-498/1*	64,97	0,18	14,56			3,43	»	5,78	0,09	0,19	8,19			2,71	0,17	0,58	100,26
Алевритовый доломит	75-500 *	49,59	0,11	8,53			1,65	0,05	7,97	10,65	0,09	6,17			14,63	0,10	0,16	99,54
Алевритистый доломит	75-499*	9,73	0,04	2,41			0,94	0,04	18,84	24,47	0,07	1,36			41,18	0,02	0,12	99,10

Примечание. Звездочкой отмечены анализы, выполненные на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитики Л. М. Егорова, З. А. Корякина, Л. М. Шеина. Остальные анализы выполнены в химической лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитик О. Н. Попова.

Алевролиты по своему внешнему облику и вещественному составу подобны описанным выше песчаникам. Цвет этих пород зеленовато-серый, светло-розовый. Текстура тонкая горизонтальная и пологоволнистая, которая подчеркивается вариацией более темных и светлых тонов окраски. Структура алевритовая. В зеленоцветных разностях алевритовый материал представлен ортоклазом (до 50%); кварцем, который корродирован новообразованным при эпигенезе калиевым полевым шпатом (около 10%); микроклином с решетчатыми двойниками, окруженным регенерационными каймами ортоклаза (около 5%); чешуйками хлоритизированного биотита и мусковита (5%); округлыми зернами микромозаичного бледно-зеленого глауконита (до 5%).

Размер зерен составляет в среднем 0,04—0,07 мм, форма их преимущественно угловатая. Цемент в зеленоцветных алевролитах поровопленочного типа. Состав его гидрослюдистый, содержание до 15%. В розовых алевролитах в отличие от зеленоцветных разностей, обломочный материал представлен в основном бурыми пелитизированными калиевыми полевыми шпатами (до 60%) и кварцем (до 30%). Кварцевые и полевошпатовые зерна имеют регенерационные каймы, отделенные от границ первично-обломочных частиц пленками бурых гидроокислов железа. Часты конформно-регенерационные соприкосновения зерен; при этом кварц отчетливо идиокластоморфен по отношению к калиевым шпатам. Поровые промежутки между алевритовыми частицами заполняют чешуйки гидрослюд. В розовых алевролитах содержатся вкрапленники (до 2 мм в поперечнике) микрозернистого кальцита, который резорбирует обломочные зерна.

В тяжелой фракции алевролитов помимо преобладающих гидроокислов железа, представляющих собой псевдоморфозы по кубическим кристаллам пирита, встречены единичные зерна пироксенов, турмалина, альмандина, лейкоксена, циркона.

Алевритистые доломиты — массивные микропористые породы светло-розового цвета. Они состоят из микрозернистой массы доломита с рассеянными в ней угловатыми и резорбированными карбонатом зернами кварца и гидрослюдизированного альбита. В породах содержатся тонкие (до 1,5 мм) линзовидные прослои, состоящие из бледно-зеленых гидрослюд и алевритовых частиц кварца, полевых шпатов.

В составе минералов тяжелой фракции встречен лишь окисленный пирит.

Анализ данных вещественного состава осор-хаятинской свиты позволяет сделать следующие выводы:

1. Древняя область седиментации представляла собой, вероятно, мелководную лагуну, на дне которой мелкозернистые алевропесчаные осадки перемежались с карбонатными илами. Источниками обломочного материала служили кислые и щелочные эффузивы, гранитоиды и метаморфические образования близлежащих областей.

2. Рассмотренный комплекс осадочных пород характеризуется крайне малой степенью зрелости обломочного материала и весьма низкой его окатанностью. Эти особенности сближают данные осадочные образования со среднепротерозойскими отложениями молассовой терригенной группы, которая венчает разрез позднеархейского — среднепротерозойского орогенного структурного комплекса Сибирской платформы (Тектоника Якутии, 1975; Петров, 1976).

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ (РИФЕЙСКИЙ) ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ

Кора выветривания

Образованию рифейского платформенного чехла Оленекского поднятия предшествовало формирование площадной коры выветривания. Субстратом этой коры являлись метаморфизованные породы нижнепротерозойской эекитской серии, ранне-среднепротерозойские интрузивные образования (граниты, диориты, габбро), а также, возможно, среднепротерозойские (?) терригенные отложения.

Поверхностные выходы предрифейской коры наблюдаются на правобережье р. Сололи, в 23 км выше устья (обн. 60), где базальные гравелиты и песчаники сыгынахтахской свиты нижнего рифея перекрывают рыхлые, дезинтегрированные и осветленные метаморфизованные алевропелиты и филлитовидные сланцы эекитской серии (см. табл. 6). Мощность зоны выветрелых пород составляет 3—4 м. Их петрографо-минералогическое изучение показало, что в комплексе новообразованных

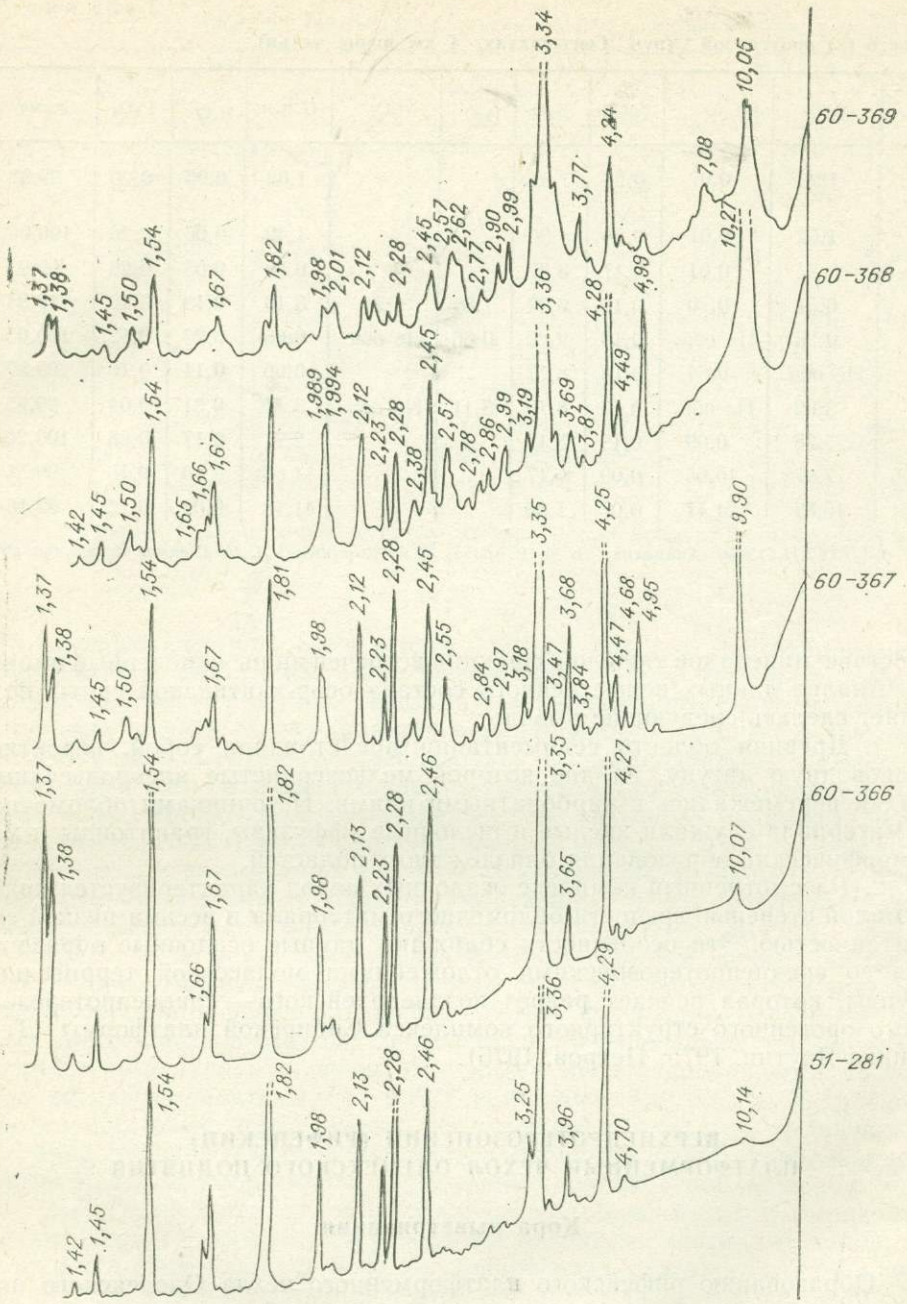


Рис. 25. Дифрактограммы пород базальной пачки сыгынахтахской свиты и выветрелых метапород эекитской серии из дорифейской коры выветривания.

60—367, 60—368 — выветрелые филлиты, 51—281, 60—366 — кварцевые конгломераты, 60—369 — кварцевый песчаник. Диагностические отражения гидрослюды (А): 10,27—9,90; 4,99—4,95. Остальные — см. на рис. 24.

минералов коры выветривания преобладают гидрослюды (рис. 25). Базальные гравелиты и песчаники сыгынахтахской свиты имеют почти мономинеральный кварцевый состав обломочного материала и каолинит-гидрослюдистый цемент.

Еще один выход предрифейской коры выветривания обнаружен в верховьях руч. Ортоку-Эекит, у водопада (обн. 51). Здесь, под кварце-

выми песчаниками с рассеянными гальками жильного кварца и слюдистых гранитов, залегают трещиноватые и осветленные граниты, затронутые процессами гипергенного преобразования. Петрографо-минералогическое изучение выветрелых гранитов выявило гидратацию слюд, гидрослюдизацию плагиоклазов, пелитизацию калиевых полевых шпатов.

Базальные терригенные отложения нижнерифейской толщи имеют такой же каолинит-гидрослюдистый состав цемента, как и в предыдущем обнажении (обн. 60).

Из-за плохой обнаженности мы не в состоянии восстановить полный разрез предрифейской коры выветривания, но состав перекрывающих кору отложений свидетельствует о высокой степени зрелости древних корообразовательных процессов. Судя по резкому преобладанию кварца в обломочном материале и постоянному присутствию каолинита в цементе базальных терригенных пород, сформировавшихся за счет размыва предрифейской площадной коры, можно заключить, что по своему типу эта кора выветривания является каолинитовой.

Терригенные породы

Мономиктовые кварцевые конгломераты, гравелиты, песчаники слагают базальную пачку верхнепротерозойского платформенного чехла Оленекского поднятия.

Конгломераты и гравелиты — крепкие белые, серовато-белые породы, иногда окрашенные в бурые тона гидроокислами железа. Грубообломочный материал в них составляет от 10 до 60% объема, распределен относительно равномерно, не образует локальных скоплений, что и придает рассматриваемой пачке пудинговый облик. Средний размер галек 2—5 см, изредка до 10 см. Окатанность их различная: преобладают средне- и плохо окатанные гальки, что снижает общее значение коэффициента окатанности до 30—36%. В составе галек и гравия доминирует кварц (более 95%), встречаются также кварциты, кремнистые породы типа яшмоидов, метаморфизованные песчаники, алевролиты, сланцы, обломки крупных кристаллов калиевого полевого шпата, турмалина.

Песчаники, цементирующие грубообломочный материал и образующие прослои в гравелитах и пудингах, имеют существенно кварцевый состав. Пользуясь классификацией, предложенной И. М. Симановичем (1975), среди обломков кварца песчано-алевритовой размерности можно выделить несколько разновидностей:

1. Кварцевые зерна с волнистым угасанием, линейной блочностью и криптоблочностью. В этих зернах часто встречаются мелкие (сотые доли миллиметра) включения серицитсодержащих углефицированных сланцев, близких по облику к метаморфизованным породам эекитской серии нижнепротерозойского возраста.

2. Кварцевые зерна с изометрично-полигональной мозаичностью, с частыми включениями рутила, турмалина, газово-жидкими включениями.

3. Кварцевые зерна, несущие следы катаклаза, с грануляционной мозаичностью вблизи трещин дробления. Иногда в интенсивно катаклазированных обломках наблюдалась мозаичность с изрезанными лапчатыми контурами индивидов.

Помимо преобладающего кварца в составе песчано-алевритовой фракции обломочного материала встречены метаморфические породы эекитской серии, представленные серицитовыми, хлорит-серицитовыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, калиевые полевые шпаты, циркон, турмалин. В верхней части разреза базальной пачки встречаются чешуйки хлоритизированного биотита, зерна амфиболов и пироксенов.

Окатанность песчаных и алевритовых частиц средняя; она хорошо устанавливается по кварцевым зернам, в которых сохранились скопления минеральных включений на границах обломочных частиц с регенерационными каймами. Аутигенный кварц в каймах имеет оптическую ориентировку обломочных зерен. В некоторых регенерационных каймах, толщина которых не превышает сотых долей миллиметра, можно видеть сетчатую структуру, обусловленную захватом новообразованным кварцем слюдистых минералов. По зональным скоплениям минеральных включений в каймах выделяются две генерации аутигенного кварца: наиболее ранний из них «достраивает» окатанные обломочные зерна до кристаллического внешнего габитуса, а более поздний обрастает эти кристаллические образования в виде неправильной формы водяно-прозрачных обособлений.

Обломки метаморфических пород ксенокластоморфны по отношению к регенерированным кварцевым зернам. От обломков слюдисто-глинистых сланцев отходят многочисленные «усы», создающие тончайшие прокладки между расположенными поблизости регенерированными кварцевыми частицами. Создается впечатление интенсивной пластической деформации метаморфических пород, обусловленной увеличением объема зерен кварца при их регенерации. В результате этого процесса алевритовые частицы кварца, содержащиеся в метаморфических породах, сближаются друг с другом и контактируют по конформным и инкорпорационным плоскостям, придавая всей породе еще более сливной облик.

Обломки калиевого полевого шпата также подвергнуты значительным постседиментационным преобразованиям, выраженным аутигенной калишпатизацией. Аутигенный калиевый полевой шпат, в отличие от слабопелитизированных обломков того же минерала, насыщен минеральными включениями, среди которых диагностируются газовые и жидкие округлые пузырьки, мельчайшие кристаллики анатаза, рутила, турмалина, чешуйки гидрослюд. Присутствие последних часто создает сетчатую структуру в периферических частях рассматриваемых зерен. Наибольшее развитие аутигенный калиевый полевой шпат имеет в нижних частях разреза, где он почти нацело замещает обломочные зерна этого же минерала, достраивая их до кристаллографической внешней формы. Аутигенный калиевый полевой шпат идиокластоморфен по отношению к новообразованному кварцу ранней генерации, что хорошо заметно по их взаимоотношениям в структурах, похожих на «языки пламени». Более поздний регенерационный кварц замещает аутигенный калиевый полевой шпат в его новообразованных агрегатах с кристаллографическим внешним габитусом.

Существенное постседиментационное преобразование претерпели также обломки биотита. Его чешуйки, находки которых приурочены к верхним частям базальной пачки, гидратированы, расщеплены на отдельные пластинки с выделением гидроокислов железа по периферии зерен.

Структура песчаников и цементирующей массы конгломератов конформно-регенерационная. Регенерированные обломочные зерна разделены тончайшими (тысячные доли миллиметра) прокладками слюдистых и глинистых минералов, в составе которых, по данным рентгеноструктурного и термического анализов, установлено присутствие гидрослюд и каолинита. К скоплениям слюдисто-глинистого цемента приурочены мельчайшие аутигенные кристаллики турмалина и титанистых минералов (анатаза, рутила, лейкоксена).

На участках конформного соприкосновения кварцевых зерен, а также регенерированных обломков калиевого полевого шпата нередко наблюдаются микростилолитовые швы, причем в них всегда присутствуют прокладки слюдисто-глинистого цемента пород. Очевидно, процесс

микростилолитизации происходил в породах несколько позже, чем регенерация обломков кварца, полевых шпатов и других минералов.

Изменения, которым были подвергнуты базальные отложения рифейского комплекса на Оленекском поднятии, могут рассматриваться как результат эпигенетического процесса, происходящего при постепенном погружении пород на большую глубину. При этом процессе, согласно исследованиям А. В. Копелиовича (1965) и И. М. Симановича (1966), основные компоненты песчаников — кварц, полевые шпаты — в большой степени деформируются и растворяются, что приводит к появлению ряда новых аутигенных минеральных образований и трансформации существовавшей структуры осадков.

Минералогическое изучение терригенных пород базального горизонта показало, что, несмотря на одинаковый качественный состав тяжелой фракции, количественные соотношения слагающих ее умеренно устойчивых и неустойчивых компонентов по трем выделенным выше палеофациальным зонам имеют значительные отличия. Так, по зоне прибрежных аккумулятивных форм (бассейн руч. Сыгынахтах) содержание амфиболов, пироксенов и биотита составляет, большей частью, лишь знаковые количества, в зоне волнового прибрежного мелководья (бассейн р. Ортоку-Эекит) содержание этих минералов возрастает до 25%, и в зоне спокойной прибрежной седиментации оно достигает 60%.

По комплексу кластогенных минералов и их количественным соотношениям по трем палеофациальным зонам можно выделить: сыгынахтахскую ассоциацию — рутил-ильменит-турмалин-цирконовую с биотитом, амфиболами; ортоку-эекитскую — биотит-ильменит-лейкоксен-циркон-турмалиновую с гранатами, эпидотом и бургалдинскую ассоциацию — биотит-амфибол-циркон-турмалиновую с гранатами, апатитом. В целом базальные осадки нижнерифейской толщи на Оленекском поднятии могут быть отнесены к единой терригенно-минералогической провинции, представленной ильменитом, лейкоксеном, цирконом, турмалином с незначительным количеством гранатов, биотита, амфиболов.

Палеогеографическая обстановка накопления терригенных осадков в некоторой мере определена характером концентрации в них микроэлементов (табл. 10). Наиболее высокие содержания циркония, титана, бора фиксируются в грубообломочных отложениях зоны аккумулятивных прибрежных форм, а в зоне волнового прибрежного мелководья возрастают относительные количества молибдена, серебра, цинка.

Еще более контрастно по палеофациональным зонам распределены околокларковые концентрации золота (табл. 11). Изучение состава тяжелой фракции дает возможность реставрировать источники сноса в палеофациальных зонах. На Сыгынахтахском участке, наиболее приближенном к области суши, отмечается самая зрелая минеральная ассоциация; накопление осадков здесь происходило в основном за счет размыва гипергенно преобразованных метаморфических пород эекитской серии нижнего протерозоя и незначительного количества магматических пород кислого и, возможно, щелочного состава. В две другие палеофациальные зоны морского мелководья в раннерифейское время поступали обломки более перемытых и менее выветрелых пород, среди которых преобладали кислые и щелочные магматические образования.

Кварц-полевошпатовые и полевошпатово-кварцевые терригенные породы встречены на нескольких стратиграфических уровнях. Наиболее грубообломочные разности (мелкогалечные конгломераты, гравелиты), перемежающиеся с песчаниками, обнаружены в нижних частях разрезов хайпахской, мастахской и хатыспытской свит. Кварц-полевошпатовые песчаники и алевропесчаники с примесью слюдистых минералов и вкрапленниками глауконита слагают верхнюю пачку нижнерифейской сыгынахтахской свиты.

Распределение микроэлементов в породах базальной пачки сыгынахтахской

Порода	Количество анализов	Место отбора	Фациальная обстановка осадконакопления	As	B
Конгломераты, гравелиты	91	бас. руч. Сыгынахтах	Зона аккумулятивных прибрежных форм	0,002	0,003
Гравийные и грубозернистые песчаники	17	бас. руч. Ортоку-Эекит	Зона волнений прибрежного мелководья	0,0008	0,0002
Грубозернистые песчаники, гравелиты, галечные пуддинги	34	бас. руч. Бургалды	Зона слабых течений прибрежного мелководья	0,002	0,0005
Грубозернистые песчаники, гравелиты	25	бас. р. Сололи		0,002	0,0006

Порода	Количество анализов	Место отбора	Фациальная обстановка осадконакопления	Ti	Cu
Конгломераты, гравелиты	91	бас. руч. Сыгынахтах	Зона аккумулятивных прибрежных форм	0,3	0,001
Гравийные и грубозернистые песчаники	17	бас. руч. Ортоку-Эекит	Зона волнений прибрежного мелководья	0,1	0,002
Грубозернистые песчаники, гравелиты, галечные пуддинги	34	бас. руч. Бургалды	Зона слабых течений прибрежного мелководья	0,09	0,002
Грубозернистые песчаники, гравелиты	25	бас. руч. Сололи		0,1	0,002

Примечание. Li, Be, Ge, Sb, W, Bi, In, Sc, Cd, Y, Yb, Ta, La в пробах не обнаружены. ского управления. Аналитик В. Д. Шалинкая. Полуколичественные спектральные анализы прочих

В базальных гравелитах и мелкогалечных конгломератах хайпахской свиты большая часть галечно-гравийного материала состоит из кварца. В песчаном цементе также преобладает кварц (70%), представленный разностями с облачно-волнистым (35%), облачным (20%) и микромозаично-лапчатым погасанием (15%). В меньшем количестве содержатся калиевый полевой шпат с микроклиновой решеткой (20%) и обломки калишпатово-кварцевых пород (7%). Единичные зерна сложены турмалином и биотитом. Окатанность песчаных зерен средняя, размер их в основном 0,4—0,7 мм. Структура пород конформно-регенерационная (табл. V, фиг. 3) с хорошо проявленными новообразованными каймами кварца и калиевого полевого шпата. На участках соприкосновения регенерированных кварца и калиевого шпата заметна инкорпорация калиевого полевого шпата в виде характерных «языков пламени». В прокладках между обломочными зернами и в порах между ними присутствует каолинит с показателями преломления $Ng \geqslant 1{,}558$ и $Np \leqslant 1{,}552$, а также мелкочешуйчатые гидрослюды (всего 3%). В минеральном составе тяжелой фракции гравелитов и конгломератов доминируют гидроокислы железа (35%) и лейкоксен (30%). В меньших количествах содержатся кристаллы и окатанные зерна буро-зеленого и сине-зеленого турмалина (15%), окатанный розовый альмандин (10%) и сильно изношенный мелкий циркон (10%). Единичные зерна представлены дистеном, рутилом. В целом минеральный состав глинистой и галечно-гравийно-песчаной фракций базальных гравелитов и конгломератов хайпахской свиты соответствует составу продуктов коры выветривания, щелочных эффузивов и метаморфических пород, переотложенных в зоне прибрежно-морской седиментации.

Гравелиты и песчаники мастахской свиты юдомия имеют сущест-

Таблица 10

свиты по данным полуколичественного спектрального анализа, %

P	U	Mn	Pb	Sn	Ga	Mo	V
0,05	0,0002	0,007	0,0009	0,0002	0,0007	0,00007	0,0009
0,05	0,0007	0,008	0,001	0,0002	0,0006	0,0001	0,0005
0,04	0,0001	0,009	0,0009	0,0002	0,0004	0,00005	0,0003
0,05	0,0002	0,007	0,0004	0,0002	0,0007	0,00008	0,001

Ag	Zn	Co	Ni	Zr	Sr	Cr	Ba	Nb
0,00002	Сл.	0,0003	0,001	0,008	0,0008	0,001	0,004	
0,00008	0,001	0,0003	0,001	0,002	—	0,0007	—	0,001
0,00001	—	0,0002	0,002	—	—	0,0009	—	0,001
0,00003	0,0008	0,0001	0,001	0,003	Сл.	0,001	—	0,002

Околокларковые количества урана определены химическим анализом в ЦАЛ Якутского геологиче- элементов выполнены там же.

венно калишпатово-кварцевый состав гравийных и песчаных частиц с конформно-регенерационным типом структуры. Около 5% объема этих пород составляют вулканические стекла, превращенные в микрозернистый каолинит-гидрослюдистый агрегат; при эпигенетическом преобразовании терригенных пород, происходившем под давлением, они играли роль своеобразной смазки между обломочными зернами, располэаясь в виде тончайших прокладок от поровых промежутков к зонкам конформного соприкосновения гравийных и песчаных частиц. Минеральный состав тяжелой фракции песчаников и гравелитов характеризуется циркон-турмалин-лейкоксеновой ассоциацией с рутилом, ильменитом, шпинелью, биотитом.

В гравийных песчаниках и гравелитах хатыспытской свиты наиболее грубообломочные (2—3 мм) зерна представлены кварцем (90%), прокварцованными калишпатсодержащими эффузивами (7%), гематитовыми алевропелитами (3%). Максимальное количество гравийного материала в прослоях составляет около 30%, окатанность его невысокая (табл. VI, фиг. 1, 2). Песчаная цементирующая масса одинакова по набору терригенных компонентов с рассмотренными выше алевропесчаниками. В тяжелой фракции грубозернистых песчаников и гравелитов доминируют (90—95%) окислы и гидроокислы железа. По акцессориям устойчиво выделяется лейкоксен-турмалиновая ассоциация с цирконами, альмандином, рутилом, моноклинными пироксенами, амфиболами.

В целом для базальных отложений хатыспытской и мастахской свит юдомия характерен примерно одинаковый состав минеральных ассоциаций, только в хатыспытской свите отмечается несколько меньшая степень окатанности терригенного материала, что связано, по всей вероятности, с накоплением его не в прибрежно-морской обстановке (как

Таблица 11

Распределение околокларковых содержаний золота в базальных отложениях рифейского комплекса на Оленекском поднятии

Порода	Количество проб	Спектрозолотометрический анализ			Пробирный анализ			
		Следы — $n \cdot 10^{-7}$ %, проб	$n \cdot 10^{-6}$ %, проб	общая частота встречаемости золотоносных проб, %	общее количество проб	следы проб	$n \cdot 0{,}1$ г/т, проб	общая частота встречаемости золотоносных проб, %
Зона прибрежных аккумулятивных форм (бас. руч. Сыгыннахтах)								
Конгломераты	50	18	2		23	10	6	
Гравелиты	25	9	1		12	2	1	
Песчаники	5	1	—		4	—	—	
Всего	80	28	3	38,8	39	12	7	48,7
Зона волнового прибрежного мелководья (бас. руч. Ортоку-Эекит)								
Конгломераты	1	—	—	—		—		
Гравелиты	9	9	—		3	2	1	
Песчаники	10	3	1		3		3	
Всего	20	12	1	65,0	6	2	4	100,0
Зона спокойной седиментации прибрежного мелководья (бас. руч. Бургалды и р. Сололи)								
Конгломераты	25	12	3		6	1	1	
Гравелиты	8	3	1		1	1	—	
Песчаники	27	8	—		8	2	1	
Всего	60	23	4	46,1	15	4	2	40,4
Общая характеристика по трем зонам								
Конгломераты	76	30	5	46,0	2,9	11	7	62,6
Гравелиты	42	21	2	55,0	16	5	2	43,7
Песчаники	42	12	1	31,0	15	2	4	40,0
Всего	160	63	8	44,4	60	17	13	50,0

Примечание. Спектрозолотометрические анализы выполнены в лаборатории физических методов исследования ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитик Н. Н. Олейникова. Пробирные анализы выполнены в Арбитражной лаборатории ИРГИРЕДМЕТ. Аналитик Л. И. Чечулина.

в раннемастахское время), а в условиях прибрежной аллювиальной равнины, в руслах временных водотоков. Источниками обломочного материала при формировании терригенных пород обеих свит юдомия служили, судя по вещественному составу песчаников и гравелитов, калишпатсодержащие (щелочные и кислые) эффузивы, подвергнутые поствулканическим и, возможно, гипергенным преобразованиям.

Песчаники, слагающие верхнюю пачку сыгынахтахской свиты, представляют собой желтовато-серые с зелеными вкрапленниками глауконита породы с неясно выраженной горизонтальной слоистостью. Размер зерен в песчаниках в среднем 0,3—0,4 мм. В их составе преобладает (до 80%) трещиноватый угловато-окатанный кварц с волнистым и блочным угасанием, часто с проявлениями деформационного пластинкования и деформационных поясов («смятие» кварца — по терминологии И. М. Симановича, 1975). В меньшем количестве (10—15%) встречаются обломки сильно пелитизированных калиевых полевых шпатов, окруженные аути-

генными каймами того же минерала. Калиевый полевой шпат идиокластоморфен по отношению к обломочному кварцу. Третьим постоянным компонентом песчаников является глауконит, содержание которого колеблется от 5 до 30%. Он представлен зернами песчаной размерности эллипсоидальной и округлой формы бледно-зеленого цвета, микромозаичного строения. Единичные обломочные зерна в песчаниках сложены карбонатами, хлоритизированным и гидратизированным биотитом, мусковитом, лейкоксенизированным сфеном, турмалином. Тонкие пленки и поры, разделяющие обломочные зерна, состоят из микрозернистого доломита, резорбирующего обломочные зерна.

По разрезу пачки песчаники сменяются зеленовато-серыми алевропесчаниковыми разностями примерно с равными соотношениями алевритовых и песчаных частиц. Содержание зерен кварца не превышает 15%. Основное количество обломочков представлено бурыми от пелитизации калиевыми полевыми шпатами (50%), альбитизированными и серицитизированными плагиоклазами (10%), чешуйками хлоритизированного биотита и мусковита (около 20%). Широко проявлена аутигенная калишпатизация, при которой обломочные зерна калиевого полевого шпата обрастают регенерационными каймами того же минерала, а плагиоклазовые и кварцевые песчано-алевритовые частицы подвергаются частичному замещению. Цементом алевропесчаников служит агрегат мелких чешуек гидрослюд, образующих прокладки и заполняющих поры между зернами.

Минеральный состав тяжелой фракции алевропесчаных пород пестроцветной пачки сыгынахтахской свиты довольно разнообразный. Наряду с преобладающими сфеном (40%), биотитом (15%), цирконом (15%), турмалином (10%), апатитом (5—10%) постоянно встречаются амфиболы (до 5%), пироксены (3—5%), альмандин, эпидот (знаки).

В целом вещественный состав пестроцветной пачки сыгынахтахской свиты свидетельствует об участии в формировании алевропесчаных отложений малозрелых продуктов выветривания дорифейских кислых и щелочных эффузивов, гранитоидов, а также метаморфических образований.

Глауконит-кварцевые и гематит-глауконит-кварцевые песчаники и гравелиты встречены только в нижней части разреза дебенгдинской свиты, где они образуют линзовидные прослои мощностью 0,3—1,5 м, сменяющие друг друга как по разрезу, так и по простиранию. Внешне они представлены среднеплитчатыми светло-серыми и кирпично-красными разностями с яркими изумрудно-зелеными глауконитовыми вкрапленниками. Слоистость пород тонкая горизонтальная, полого-волнистая, линзовидная. На поверхностях напластования сохранены знаки пологой волновой ряби с индексами высоты к длине 0,5:20 см.

Микроскопическое изучение данных пород показывает, что основу в них (60—90%) составляют хорошо окатанные овальной формы зерна кварца (0,9—0,7 мм), окруженные пленками гематита и регенерационными кварцевыми каймами (табл. V, фиг. 1). Среди кварцевых зерен преобладают разности с облачно-волнистым погасанием; в них нередко встречаются включения мелких кристалликов зелено-бурого турмалина и апатита. В значительно меньшем количестве (около 20%) отмечаются зерна с блоковым погасанием, деформационными поясами и пластинкованием. Единичные обломочки имеют мозаично-лапчатое строение слагающих их микроскопических индивидов.

Глауконит образует округлые и овальные ярко-зеленые выделения, размером 0,3—0,6 мм, микромозаичного строения, с тонкими трещинками синерезиса (табл. V, фиг. 2). Агрегатный показатель преломления равен 1,611. В глауконитовых зернах наблюдаются прожилочки (сотые и тысячные доли миллиметра) с заливообразными апофизами, запол-

ненные низкодвупреломляющим агрегатом мелких чешуек хлорита. Краевые зонки прожилочков и заливов оторочены сыпью хлопьевидных гидроокислов железа. Содержание глауконитовых зерен в песчаниках и гравелитах колеблется от 5 до 25%.

Кроме кварца и глауконита в составе обломочного материала встречаются в количестве 5—15%, а иногда и в единичных зернах гравийные и песчаные окатыши глауконит-кварцевых песчаников и алевролитов с базальным и поровым гематитовым цементом, ожелезненных и хлоритизированных темно-желтых вулканических стекол (табл. VI, фиг. 1), гематит-калишпатово-кварцевых измененных эффузивов с неровной лапчатой формы контурами микрозерен.

Особый интерес представляют обломки двух последних пород, указывающих на состав областей питания, поставлявших в зону прибрежно-морской седиментации преобразованный гипергенными процессами вулканогенный материал.

Обращает на себя внимание высокая степень сортировки и окатанности песчаных зерен и приближающихся к ним по размерам (1—3 мм) гравийных окатышей. Алевритовый материал в песчаниках и гравелитах практически отсутствует. Обломочные зерна в песчаниках и гравелитах имеют чаще всего конформно-регенерационный тип соприкосновения. Прокладками между ними служат чешуйки бледно-зеленого низкодвупреломляющего хлорита, запыленного буро-черными хлопьевидными гидроокислами железа. В отдельных сохранившихся при регенерации порах отмечалось заполнение хлоритом ($Ng=1{,}655$; $Np=1{,}638$) и гематитом, причем хлорит слагает центральные части микропор, а гематит — их периферию. Содержание хлорит-гематитового цемента в песчаниках и гравелитах составляет около 5—7%.

При рентгеноструктурном анализе цемента песчаников выявлен шамозит (железисто-хлоритовый)-гематитовый состав (рис. 26). Шамозит (железистый хлорит) диагностируется по рефлексам 002 в интервале 7,02—7,10Å, 003 — около 4,7Å и 004 — в интервале 3,51—3,54Å. При этом наибольшей интенсивностью отличается 1 рефлекс 002. Отношение интенсивностей рефлексов $I_{002}=I_{001}=10:1$, иногда рефлекс 001 (14 Å) совершенно отсутствует. Рентгеноструктурный анализ глауконитовых выделений в песчаниках показывает наличие их 10 Å решетки (межплоскостные расстояния 9,95—10,2; 5; 4,45—4,49 Å и т. д.).

Парагенез минералов железистый хлорит — гематит — глауконит — кварц в рассматриваемых терригенных образованиях следует, по-видимому, связывать с размывом эффузивов (лав) субщелочного основного состава, подвергнутых процессам подводного выщелачивания.

Мезомиктовые кварцевые песчаники и алевролиты слагают средние части арымасской, дебенгдинской, хайпахской и хатыспытской свит, занимая чаще всего промежуточное стратиграфическое положение между вулканогенными, вулканогенно-терригенными и терригенными образованиями основания свит и терригенно-карбонатными и карбонатными осадками в их кровлевых частях. Внешне они представляют собой пестроцветные и зеленоцветные тонко-среднеплитчатые породы с тонкой горизонтальной и пологоволнистой слоистостью. Песчаники и алевролиты часто перемежаются друг с другом по разрезу, причем песчаники образуют лишь линзовидные обособления в общей массе алевритовых образований. Поверхности их напластования разбиты трещинами усыхания, покрыты налетом бордово-красного гематита или примазками зеленого пелитоморфного материала, обогащенного закисным железом, присыпаны чешуйками гидратированного биотита. Иногда наблюдаются следы мелкой островершинной волновой ряби

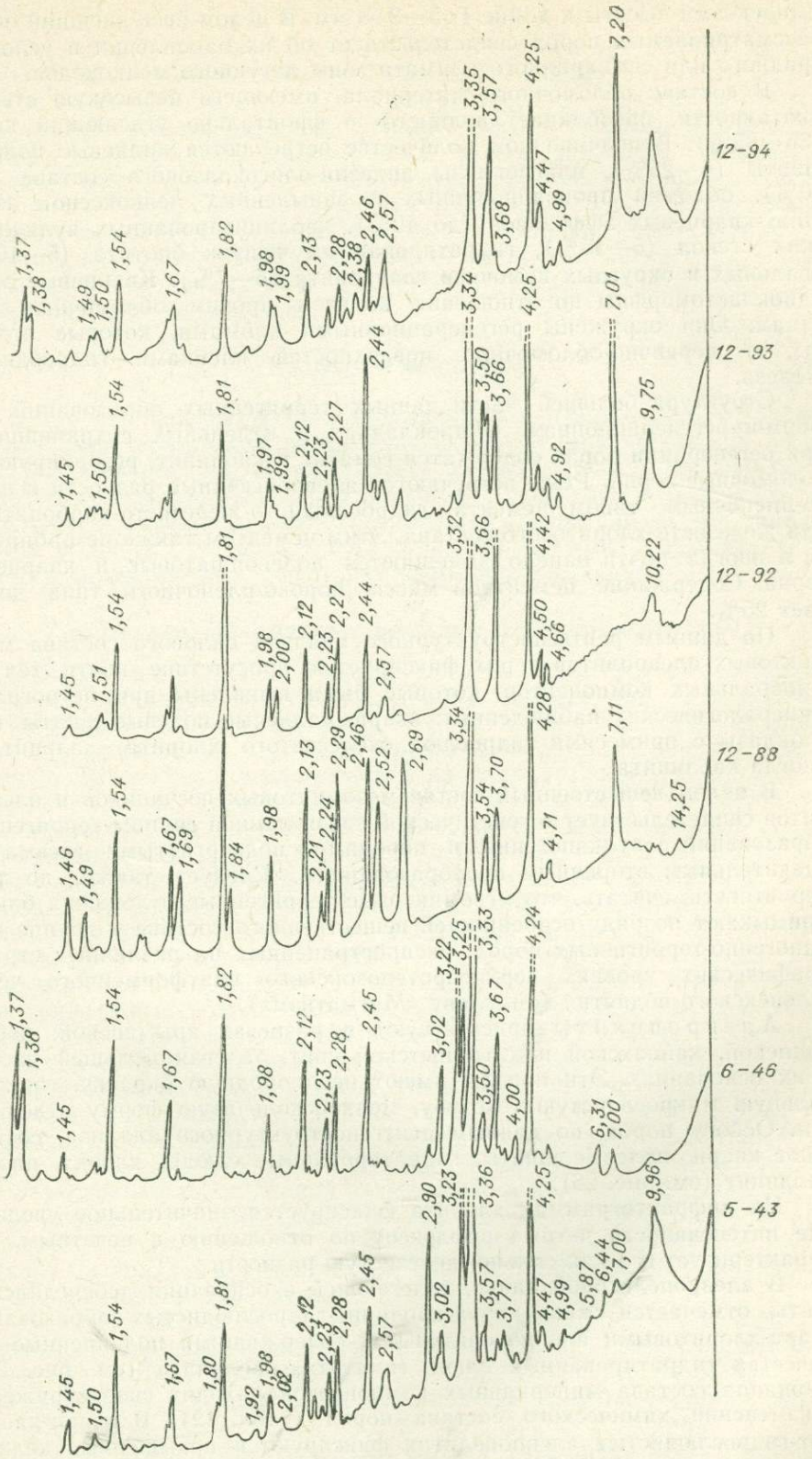


Рис. 26. Дифрактограммы осадочных пород дебенгдинской свиты.

Песчаники: 12—88; 12—92; алевролиты: 5—43, 6—46; алевропелиты: 12—93; 12—94; диагностические отражения (Å) шамозита: 7,00—7,10; 3,50—3,54; гематита: 2,69; 2,52; 1,83; 1,69; 1,48; 1,45; глауконита: 9,75—10,22; 4,92—4,99 и т. д. Остальные — см. на рис. 24.

с индексами высоты к длине 1 : 5—2 : 8 мм. В целом весь внешний облик рассматриваемых пород свидетельствует об их накоплении в условиях аридного или семиаридного климата зоны лагунного мелководья.

В составе обломочного материала, имеющего невысокую степень окатанности, преобладает волнисто- и фронтально угасающий кварц (35—85%). В подчиненном количестве встречаются калиевые полевые шпаты (5—25%), плагиоклазы андезин-олигоклазового состава (5—10%), обломки прокварцованных и запыленных лейкоксеном калишпат-кварцевых эффузивов (до 40%), каолинизированных вулканических стекол (5—15%), гидратированных чешуек биотита (5—10%), овальных и округлых комочков глауконита (5—7%). Кварцевые зерна идиокластоморфны по отношению ко всем прочим обломочным частицам. Они окружены регенерационными каймами, которые отделены от первично-обломочных поверхностей пленками гидроокислов железа.

Структура большей части данных терригенных образований конформно-регенерационная; в прокладках и отдельных сохранившихся при регенерации порах содержатся гематит и каолинит, резорбирующие обломочные зерна. Реже встречаются алевропесчаные разности с порово-пленочным типом цемента гидрослюдисто-железисто-карбонатного или железисто-хлоритового состава. Этим цементом также резорбируются и иногда почти нацело замещаются полевошпатовые и кварцевые зерна. Содержание цементной массы порово-пленочного типа достигает 25%.

По данным рентгеноструктурного анализа валового состава мезомиктовых алевролитов в них фиксируется присутствие почти тех же минеральных компонентов, которые были выявлены при петрографо-минералогических наблюдениях: кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы с примесями гидрослюд, железистого хлорита, кальцита и иногда каолинита.

В целом вещественный состав мезомиктовых песчаников и алевролитов свидетельствует о генетической связи данной группы терригенных образований с вулканогенными породами, подвергнутыми весьма незначительным вторичным преобразованиям. Следует также, по всей вероятности, считать, что мезомиктовые терригенные отложения близко примыкают по ряду особенностей вещественного состава к группе вулканогенно-терригенных пород, распространенных на различных стратиграфических уровнях верхнепротерозойского платформенного чехла Оленекского поднятия (см. главу «Магматизм»).

Алевропелиты присутствуют в разрезах арымасской, дебенгдинской, хайпахской и хатыспытской свит, залегая большей частью в их основаниях. Эти породы имеют неоднородную окраску, горизонтальную микрослоистую текстуру, мелкооскольчатую форму отдельности. Основу пород, по данным рентгеноструктурного анализа, составляют кварц, полевые шпаты, гидратированные слюды, хлорит, иногда каолинит (см. рис. 26).

На дифрактограммах хлорита фиксируется значительное увеличение интенсивности четных рефлексов по отношению к нечетным, что характеризует его как сильно железистую разность.

В алевропелитовой пачке, залегающей в основании дебенгдинской свиты, отмечается смена кварц-каолинит-гидрослюдистых образований кварц-хлоритовыми алевропелитовыми, содержащими подчиненные количества гидратированных слюд, гематита, каолинита (см. рис. 26). Вариации состава минеральных компонентов находят свое отражение в изменении химического состава пород (табл. 12). В кварц-каолинит-гидрослюдистых алевропелитах фиксируются повышенные количества глинозема (23,01%), двуокиси титана (1,48%), окислов калия (3,70%), в то время как перекрывающие их гематитовые алевропелиты

характеризуются значительно меньшими содержаниями тех же компонентов (Al_2O_3 — 13,94%; TiO_2 — 0,59%; K_2O — 2,28%).

По соотношению химических компонентов все рассматриваемые алевропелиты весьма близки к пепловым туфам, туффитам и туфоалевропелитам, содержащим вулканическое стекло щелочного (калиевого) состава, подвергнутое наложенной постмагматической хлоритизации и каолинизации (см. главу «Магматизм»). Можно, по всей вероятности, считать, что алевропелитовые породы представляют собой продукты перемыва каолинитовой и хлоритовой подзон постмагматически преобразованных щелочных пепловых туфов, отложенных в древних областях морского мелководья.

Карбонатные породы

Среди карбонатных пород, занимающих в целом около 70% объема верхнепротерозойской толщи Оленекского поднятия, можно выделить две основные подгруппы. В одну из них входят обломочно-хемогенные и сгустковые разности, карбонатные гравелиты и брекчии с переменным количеством мелкоалевритового терригенного материала. Другая подгруппа включает органогенные разности, представленные строматолитовыми и микрофитолитовыми образованиями.

I подгруппа. Обломочно-хемогенные карбонатные породы

Обломочно-хемогенные доломиты слагают большую часть кютюнгдинской и туркутской свит. Внешне они представляют средне-толстоплитчатые породы с тонкой полого-волнистой слоистостью, подчеркиваемой вариацией бледно-желтых и светло-серых тонов окраски. В шлифах хорошо заметны волнистые микрослойки, мощностью 0,3—1,0 мм, темного микрозернистого доломита с размером частиц около 0,01 мм и светлого тонкозернистого доломита с еще большей степенью перекристаллизации (до 0,02 мм). Осветленные слойки иногда загружены (до 60%) доломитовыми окатышами округлой и эллипсоидальной формы, отороченными тонкими пелитоморфными каймами и имеющими размеры в поперечнике 0,10—0,25 мм. Изредка встречаются отдельные зерна такого же размера кальцита, кварца, хлорита, чешуйки слюд. Между доломитовыми окатышами нередки плотные конформные соприкосновения. Породам присуща высокая пористость, связанная с постседиментационным выщелачиванием и, возможно, также с существованием первичных полостей. В обломочно-хемогенных доломитах кютюнгдинской свиты часто встречаются кремнистые обособления неправильной сгустковой и эллипсоидальной формы, которые, по нашим представлениям, имеют вулканогенное происхождение (более детальное описание см. в главе «Магматизм»). Химический анализ карбонатных пород данной разновидности подтверждает их доломитовый состав (табл. 13). Вариации содержаний нерастворимого остатка объясняются изменениями количеств примеси пелитоморфного глинистого материала, а в доломитах кютюнгдинской свиты дополнительно еще и степенью окремнения.

Обломочно-хемогенные доломитистые известняки встречены в составе арымасской и дебенгдинской свит. Они сложены базальной кальцитовой массой, в которую погружены мелкие (от 0,05 до 0,25 мм в поперечнике) доломитовые обломки округлой, овальной, удлиненно-пластинчатой и угловатой формы с суммарным содержанием 10—25%. Цементирующая кальцитовая масса нацело перекристаллизована; размер новообразованных, часто полисинтетически сдвойникованных зерен в ней составляет 0,05—0,15 мм. Кальцитовым цементом резорбируются и иногда почти нацело замещаются доломито-

Таблица 12

Химический состав рифейских терригенных пород Оленекского поднятия, %

Стратиграфическое положение	Петрографическая характеристика	Место отбора	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	$\Sigma Fe_2O_3 + FeO$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	CO_2	П.п.п.	P_2O_5	Сумма
Предрифейская кора выветривания	Выветрелый филлитовидный сланец	р. Сололи, 23 км выше устья	60—368*	68,47	0,57	15,35			5,29	Не обн.	2,15	0,01	0,13	5,18	0,33			2,75	0,04	99,94
То же	То же	Там же	60—367*	77,15	0,49	13,23			0,99	»	1,18	Не обн.	0,16	4,45	0,30			2,26	Не обн.	99,91
Сыгынахтахская свита нижнего рифея	Базальный кварцевый конгломерат	»	60—366*	94,28	0,03	2,90			1,54	»	Не обн.	»	Не обн.	0,88	0,26			0,22	»	99,84
Дебенгдинская свита среднего рифея	Глауконит-кварцевый песчаник	р. Улахан-Юеттех, 7,5 км выше устья	12-92*	90,62	0,03	3,46			3,29	»	0,45	»	0,31	0,94	0,08			1,12	»	100,23
То же	То же	Там же	12—87*	87,73	0,02	3,70			5,33	0,01	0,57	»	Не обн.	1,43	0,08			1,52	»	100,33
»	»	»	12—86	95,60	Не обн.	0,17	1,43	0,93	2,36	Не обн.	Не обн.	0,53	0,06	0,15	0,12	0,39	0,55	0,94	»	99,81
»	»	»	12—88	61,35	0,03	4,22	23,79	2,08	25,87	1,00	»	1,23	0,06	0,46	0,48	4,16	1,38	5,54	»	99,76
»	Гематит-глауконит-кварцевый песчаник	»	12—89 *	84,14	0,03	3,68			8,93	0,22	0,47	Не обн.	Не обн.	1,03	0,16			1,84	»	100,34
»	Гематит-глауконит-кварцевый гравелит	»	12—91 *	78,76	0,01	1,75			13,48	0,58	0,75	0,69	0,02	0,65	0,20			3,48	»	100,15
Верхнехайпахская подсвита верхнего рифея	Глауконит-кварцевый алевролит	р. Хорбусуонка, 15 км выше устья руч. Хатыспыт	23—148*	80,96	0,36	8,87			2,52	Не обн.	0,04	6,11	Не обн.	0,96	0,32			0,96	»	100,24
То же	То же	Там же	23—150*	80,07	0,24	8,66			3,38	»	0,59	Не обн.	0,16	5,36	0,32	1,24		1,24	»	99,70
Дебенгдинская свита среднего рифея	Алевропелит из основания свиты	р. Улахан-Юеттех, 7,5 км выше устья	12—94	60,20	1,48	23,01	2,84	0,58	3,42	»	Не обн.	0,76	0,11	3,70	0,40	6,43	0,55	6,98	»	99,63
То же	Гематитовый алевропелит	Там же	12—93*	67,99	0,59	13,94			9,74	»	1,38	Не обн.	0,43	2,28	0,52			3,40	0,02	99,77
Хатыспытская свита юдомия	То же	р. Хорбусуонка, 0,5 км выше устья руч. Хайпах	38—223	61,75	0,80	11,55	4,82	0,93	5,75	0,14	1,62	4,68	0,22	3,17	0,36			9,93	Не обн.	99,61

Примечание. Звездочкой отмечены анализы, выполненные на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитик О. М. Попова. Остальные анализы выполнены в химической лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитик Е. М. Изотова.

вые обломки. Слойки с повышенным количеством доломитовых обломочных частиц обычно содержат также зерна кварца, глауконита, чешуйки гидратированных слюд.

Обломочно-хемогенные битуминозные доломито-известковые породы слагают верхнюю карбонатную пачку хатыспытской свиты. Соотношение кальцитовой и доломитовой составляющих колеблется в них в широких пределах (см. табл. 13). Вероятно, эти вариации отражают изменения солености в древней области карбонатонакопления. При петрографическом изучении данных пород отчетливо выявляется их микрослоистая текстура (табл. VI, фиг. 3, 4), обусловленная чередованием слойков (0,3—0,4 мм) темных пелитоморфных, преимущественно доломитовых разностей с более светлыми слойками (0,5—0,8 мм мощности) известкового и известково-доломитового состава, затронутыми, как правило, перекристаллизацией (0,03—0,04 мм). Распределение кальцита в доломите имеет кружевной облик. По темным пелитоморфным каймам в светлых перекристаллизованных слойках распознаются окатыши округлой и овальной формы, размером 0,03—0,15 мм как кальцитового, так и доломитового состава.

В большинстве слойков эти окатыши погружены в базальную карбонатную массу, где их содержание не превышает 15%, но иногда они образуют послойные скопления с высокой (до 90%) степенью сгруженности и имеют плотные конформные соприкосновения. В обломочных слойках постоянно содержится небольшая примесь мелкоалевритовых зерен кварца. К группе обломочно-хемогенных карбонатных пород примыкают алевритовые и песчаные карбонатные разности, участвующие в строении сыгынахтахской, дебенгдинской и хайпахской свит. Внешне они имеют облик зеленоцветных и красноцветных среднеплитчатых пород с тонкой горизонтально-слоистой текстурой. В них содержатся плохо и средне окатанные обломки, размером от 0,05 до 0,20 мм, сложенные кварцем (15—20%), калиевыми полевыми шпатами (5—7%),а также округлые выделения глауконита (до 5%) и иногда обрывки вулканического пепла (1—3%). Обломочный материал цементируется базальной перекристаллизованной (0,10—0,25 мм) доломитовой массой (табл. V, фиг. 5).

В сгустковых известковисто-доломитовых породах, встреченных только в составе туркутской свиты, под микроскопом

Таблица 13

Химический состав карбонатных пород верхнепротерозойского платформенного чехла Оленекского поднятия, %

Стратиграфическое положение	Петрографическая характеристика	Место отбора	№ обр.	Нераст. ост.	FeO	Fe_2O_3	MnO	CaO	MgO	CO_2	Сумма
I подгруппа. Обломочно-хемогенные карбонатные породы											
Кютюнгдинская свита, нижний рифей	Обломочно-хемогенный окремнелый доломит	р. Кютюнгде у устья р. Улахан-Юеттех	14—99	8,44	0,39	0,01	0,05	30,31	17,69	42,35	99,23
То же	Обломочно-хемогенный доломит	Там же	14—102	1,00	0,40	Не обн.	0,04	30,43	20,94	45,10	97,91
	То же	р. Кютюнгде, 7,5, км ниже р. Улахан-Юеттех	17—106	4,74	0,29	»	0,03	31,74	18,46	43,45	98,71
Хатыспытская свита, юдомий	Обломочно-хемогенный известняк	р. Хорбусуонка, 3,3 км ниже устья руч. Хайпах	39—228	0,76	0,11	0,05	Сл.	53,40	2,32	44,00	100,64
	Обломочно-хемогенный известковый доломит, битуминозный	Там же	39—234	14,58	0,50	0,61	0,01	33,16	10,16	36,30	95,31
	Обломочно-хемогенный доломит	р. Хорбусуонка, устье руч. Анабыл	40—236	2,34	0,32	0,07	Сл.	30,65	20,49	46,65	100,53
Туркутская свита, юдомий	То же	р. Улахан-Юеттех, 6 км ниже устья руч. Куччугуй-Юеттех	5—32	0,16	0,14	0,16	0,02	32,56	20,30	47,30	100,64
	»	р. Кютюнгде, 2 км выше устья руч. Балаганнах	19—112	0,72	0,14	0,10	0,02	29,93	21,25	47,02	99,18
		р. Хорбусуонка, устье руч. Анабыл	40—238	1,04	0,12	0,13	Сл.	30,29	21,69	46,75	100,02
Хайпахская свита, верхний рифей	Алевритистый доломит	р. Хорбусуонка, 13—15 км выше руч. Хатыспыт	23—151	11,20	3,66	0,46	0,42	26,10	16,14	38,50	96,48
Кютюнгдинская свита, нижний рифей	Доломитовый гравелит	р. Кютюнгде, 7,5 км ниже р. Улахан-Юеттех	17—107	29,62	0,43	0,05	0,02	20,57	17,44	31,90	100,03
Туркутская свита, юдомий	Доломитовая брекчия (подошва свиты)	р. Хорбусуонка, устье руч. Анабыл	40—337	6,74	0,45	0,80	Сл.	27,30	19,11	40,70	95,10
	То же	руч. Балаганнах, 1 км выше устья	21—126	22,42	2,91	1,54	0,33	23,35	13,21	33,00	96,76
Мастахская свита юдомия	Окремнелый доломит	р. Хорбусуонка, 13 км выше устья руч. Хайпах	31—196	20,14	0,86	0,07	0,05	24,54	16,42	37,40	99,48
	То же	р. Хорбусуонка, 1,5 км выше устья руч. Хайпах	37—219	23,20	0,36	0,06	0,04	24,30	16,16	35,75	99,87
Хайпахская свита верхнего рифея	Туфопесчаник с базальным карбонатным цементом	р. Хорбусуонка, 7,2 км выше устья руч. Хайпах	36—217	54,46	4,28	0,19	0,07	13,43	6,58	18,70	97,71
II подгруппа. Фитогенные карбонатные породы											
Кютюнгдинская свита, нижний рифей	Строматолитовый доломит	р. Кютюнгде, 5,0 км выше устья, руч. Балаганнах	18—109	16,32	0,43	Не обн.	0,04	25,91	17,44	37,95	98,09
Дебенгдинская свита, средний рифей	Строматолитовый гематитизированный доломит	р. Улахан-Юеттех, 6 км ниже устья руч. Куччугуй-Юеттех	5—40	9,48	0,79	0,17	0,07	29,36	18,38	41,25	99,50
То же	Строматолитовый доломитистый известняк	р. Улахан-Юеттех, 8,3 км ниже устья руч. Куччугуй-Юеттех	7—60	3,02	0,29	0,07	0,10	50,76	3,08	41,25	98,57
»	То же	р. Улахан-Юеттех, 10,2 км выше устья	8—63	9,10	0,23	0,09	0,06	47,43	3,59	36,85	97,35
»	»	Там же	8—66	12,14	0,57	0,08	0,14	45,65	3,67	36,85	99,10
»	Строматолитовый окремнелый доломит	р. Хорбусуонка, 7,8 км от края	29—180	12,30	0,21	0,20	0,03	26,58	19,10	41,80	100,22
Хайпахская свита, средний рифей	Строматолитовый доломитистый известняк	р. Хорбусуонка, 7,2 км выше устья руч. Хайпах	36—214	6,60	0,22	0,22	0,04	49,93	1,88	39,05	97,92
Хайпахская свита, верхний рифей	Строматолитовый доломит	р. Хорбусуонка, 13—15 км выше устья руч. Хатыспыт	23—139	8,04	0,36	0,09	0,09	29,24	18.89	41,80	98,51
Туркутская свита юдомия	То же	р. Улахан-Юеттех, 6 км ниже устья руч. Куччугуй-Юеттех	4—29	0,42	0,14	0,06	0,02	30,65	21,51	47,30	100,10
То же	»	р. Улахан-Юеттех, 6 км ниже устья руч. Куччугуй-Юеттех	5—38	0,22	0,21	0,09	0,02	31,85	20,69	46,20	99,28
»	Онколитовый доломит	р. Улахан-Юеттех, 3 км ниже устья руч. Куччугуй-Юеттех	3—20	0,44	0,14	0,08	Сл.	29,70	22,04	47,30	99,70

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии ЯФ СО АН СССР. Аналитики Г. Н. Охлопкова, В. Е. Тегина.

наблюдаются расплывчатые округлые и червеобразные обособления темного пелитоморфного доломита, сцементированные перекристаллизованной (до 0,025 мм) доломитовой или известково-доломитовой массой. В известково-доломитовом цементе отмечается коррозия доломитовых зерен кальцитом.

Доломитовые гравелиты встречаются в верхних частях разреза кютюнгдинской свиты, где они образуют маломощные (10—20 см) линзовидные прослои среди полого волнисто-слоистых обломочно-хемогенных доломитов. Гравийные обломки, размером от 1 до 6 мм, составляют около 30% объема породы. Форма обломков эллипсоидальная и реже шарообразная. Они сложены микрослоистыми доломитами, в которых наблюдается чередование волнистых слойков, мощностью 0,1—0,2 мм, пелитоморфных разностей, запыленных глинистым материалом и мельчайшими вкрапленниками окисленного пирита, и чуть более светлых доломитов, лишенных пиритовых вкрапленников. Обломки подвергнуты гнездовидной и линзовидно-гнездовидной перекристаллизации с новообразованием микрозернистых (0,04—0,05 мм) ромбоэдров. Цементирующая масса перекристаллизована полностью, причем размер кристаллитов в отдельных обломках достигает 0,2 мм. Различная степень перекристаллизации доломитового материала обусловливает высокую степень рельефности обломков в цементирующей их массе.

Доломитовые брекчии, залегающие в основании туркутской свиты, состоят из хаотично ориентированных угловатых обломков размером в поперечнике до 20 см. Цементом является перекристаллизованный доломит, содержащий гнезда и прожилки крупнокристаллического кальцита. Химический анализ брекчий (см. табл. 13) показывает присутствие в их составе значительной (до 22,4%) примеси терригенного материала, состоящего из кварца, полевых шпатов и единичных зерен других минералов.

II подгруппа. Органогенные карбонатные породы

Строматолитовые доломиты и известковистые доломиты широко распространены по разрезам кютюнгдинской, арымасской, дебенгдинской, хайпахской и туркутской свит. Описание слагающих их водорослевых построек приведено в монографии Вл. А. Комара (1966), а также дано выше в главе «Биостратиграфия». В шлифах строматолитовых пород наблюдается перемежаемость пелитоморфных слойков кальцит-доломитового состава, почти не затронутых перекристаллизацией, и светлых доломитовых тонкозернистых (0,05—0,06 мм) слойков со сплошной перекристаллизацией. В осветленных слойках встречаются округлой формы обломочные кальцитовые частицы, корродированные цементирующей доломитовой массой. Диаметр кальцитовых обломочков колеблется от 0,04 до 0,15 мм; содержание их составляет около 10—15%. Темные пелитоморфные слойки обогащены гематитом; в их краевых частях, частично затронутых перекристаллизацией, гидроокислы железа перераспределяются по периферийным зонам новообразованных индивидов, слагая своеобразную полигональную сетку. Строматолитовые доломиты кютюнгдинской свиты подвергнуты наложенному окремнению, связанному, видимо, с фумарольно-эксгаляционной деятельностью.

Микрофитолитовые доломиты и известковые доломиты обнаружены в составе карбонатных пачек кютюнгдинской, хайпахской и туркутской свит. Они состоят из округлых и овальных карбонатных образований (онколитов) размером по длинным осям от 0,15 до 0,35 мм. Ядрами онколитов служат угловатой формы обломки пелитоморфного и микрозернистого доломита или кальцита и иногда об-

рывки карбонатизированного вулканического пепла. Ядра оторочены серией концентрически-зональных микрокаемок, сложенных более темным, чем центральные части, пелитоморфным доломитом (табл. V, фиг. 6; табл. VI, фиг. 5, 6). Иногда несколько зонально построенных онколитов обволакиваются по периферии группой концентрических пелитоморфных полосок; диаметр таких обособлений достигает 4 мм. Онколиты цементируются пористым микрозернистым (до 0,02 мм) доломитом. Характерна приуроченность микрофитолитовых карбонатных пород к тем частям разрезов, свит, где встречались вулканогенные (пирокластические) и вулканогенно-осадочные (туффиты, туфоалевролиты) образования. Возможно, при процессах подводной эксгаляционно-фумарольной деятельности возникала благоприятная обстановка с повышенной температурой и увеличенным содержанием фумарольной углекислоты, способствующей фотосинтезу для активного развития древних водорослей в зоне прибрежно-морского мелководья.

Выводы

1. Кварцевые песчаники, гравелиты, залегающие в основании верхнепротерозойского чехла, представляют собой продукты перемыва дорифейской площадной коры выветривания каолинит-гидрослюдистого типа. Субстратом коры служили нижнепротерозойские метаморфические образования, прорывающие их интрузии гранитоидов, среднепротерозойские молассоидные осадочные породы и, возможно, среднепротерозойские кислые и щелочные эффузивы, невскрытые на дневной поверхности современного эрозионно-денудационного среза.

2. Полевошпат-кварцевые терригенные породы являются продуктами переотложения щелочных калишпатсодержащих эффузивных пород, подвергнутых поствулканическим и гипергенным преобразованиям. Эти породы слагают обычно основания трансгрессивных осадочных серий в верхнепротерозойском чехле, фиксируя большей частью начало очередного цикла седиментации после перерыва в осадконакоплении.

3. Глауконит-кварцевые и гематит-глауконит-кварцевые терригенные породы также обнаруживают генетическую связь с эффузивными образованиями, но состав этих эффузивов заметно отличается от указанной выше щелочной калишпатсодержащей группы, соответствуя, по всей вероятности, субщелочным базитам. Эпигенетически преобразованное вулканическое стекло базальтоидов являлось источником гематита, а также железистого хлорита, трансформированного в зоне прибрежно-морской седиментации в глауконит. Накопление глауконит-кварцевых и гематит-глауконит-кварцевых осадков, занимающих базальное положение в терригенно-карбонатной дебенгдинской свите с трансгрессивным типом построения, происходило после перерыва в осадконакоплении и формирования на вулканогенном субстрате площадной коры выветривания.

4. Мезомиктовые терригенные породы примыкают по ряду особенностей своего вещественного состава к вулканогенно-терригенным образованиям. Они содержат в повышенном количестве (до 30%) обрывки вулканического стекла и обломки кварца, калиевых полевых шпатов, плагиоклазов, слюд, источниками которых являлись местные щелочные и субщелочные эффузивные породы. Накопление мезомиктовых песчаников и алевролитов происходило в зонах прибрежно-морского мелководья древних бассейнов.

5. Алевропелиты по соотношению слагающих их компонентов весьма близки к пепловым вулканогенным образованиям калиевого щелочного состава и являются, по всей вероятности, продуктами перемыва каолинитовой и хлоритовой подзон постмагматически преобразованных пирокластических пород. Алевропелиты слагают большей частью осно-

вания трансгрессивных осадочных серий, формирующихся после перерывов в осадконакоплении.

6. Карбонатные породы подразделяются на две основные подгруппы: обломочно-хемогенные и фитогенные разновидности. В обломочно-хемогенных разностях главными компонентами являются алевритовой и, реже, песчаной размерности доломитовые и известковые частицы, погруженные в базальный карбонатный цемент переменного известково-доломитового состава. Примесь терригенного материала большей частью незначительная. Строматолитовые карбонатные породы также содержат небольшую примесь терригенного материала; иногда в них присутствуют гематит и кремнистые обособления, имеющие эксгаляционно-фумарольное происхождение. Для прослоев онколитовых разностей характерна приуроченность к тем частям разреза толщи, где встречаются вулканогенные и вулканогенно-терригенные образования. В целом карбонатные породы накапливались, по-видимому, в те отрезки геологического времени, когда происходило затухание вспышек вулканической деятельности и уменьшалось соответственно количество выносимых в бассейн седиментации продуктов разрушения пирокластических и лавовых образований.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ (РИФЕЙСКИЙ) ЧЕХОЛ ВЕРХОЯНСКОГО ПРОГИБА (ЧЕКУРОВСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ)

Терригенные породы

К наиболее древним терригенным образованиям относятся брекчированные кварцевые песчаники, заключенные среди вулканогенно-терригенных пород уктинской свиты. До катаклаза они представляли собой породы с мелко-среднезернистой (0,2—0,5 мм) структурой и состояли из средне- и хорошо окатанных кварцевых частиц с плотными конформными соприкосновениями. Отдельные поры и межзерновые прокладки заполнял каолинит-гидрослюдистый агрегат. Кварц в песчаниках имел монозернистое строение и характеризовался бедностью минеральными включениями. В результате проявления вулканической деятельности кварцевые зерна были растресканы, смяты, а возникшие трещины заполнились бледно-зеленым щелочным вулканическим стеклом, содержание которого достигало примерно 30% объема пород (табл. VII, фиг. 2). Для брекчированных песчаников характерно развитие порфиробластических ромбоэдров сидерита. Основу тяжелой фракции песчаников составляет сидерит, пирит, лейкоксен. В качестве акцессориев содержатся окатанные турмалин, циркон, рутил, ильменит.

Химический состав рифейских терригенных

Стратиграфическое положение	Петрографическая характеристика	Место отбора	№ обр.
Утес в эсэлэхской свите	Кварцевый песчаник	р. Лена, правый берег напротив пос. Чекуровка	81—663
То же	То же	Там же	81—665
Нижнехараюэтехская подсвита юдомия	Гравийный калишпатово-кварцевый песчаник	р. Лена, левый берег у пос. Чекуровка	80—619
То же	То же	Там же	80—622
»	»	»	80—623
»	»	»	80—624
»	»	»	80—625

Примечание. Анализы выполнены на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР.

Однотипные кварцевые песчаники слагают крупный утес и отдельные экзотические глыбы, которые заключены в карбонатных породах эсэлэхской свиты (обнажения на правом берегу р. Лены, напротив пос. Чекуровка). Поступление глыб кварцевых песчаников в карбонатные осадки эсэлэхского возраста и образование песчаникового утеса происходило, по всей вероятности, вследствие среднерифейских землетрясений.

Эти песчаники состоят из средне- и хорошо окатанных кварцевых зерен (0,2—0,6 мм) с конформно-регенерационным соприкосновением (табл. VII, фиг. 1). Кварц — трещиноватый, со следами «смятия», лишенный минеральных включений. Помимо кварца как акцессории встречаются зерна турмалина, циркона, рутила, ильменита. Основу тяжелой фракции составляет пирит. В отдельных микропорах песчаников и в ответвляющихся от пор тончайших межзерновых прокладках содержится агрегат каолинита и гидрослюд.

В целом вещественный состав кварцевых песчаников соответствует составу продуктов переотложения древней зрелой коры выветривания (табл. 14).

Калишпат-кварцевые гравелиты и гравийные грубозернистые песчаники слагают основания нижне- и среднехараюэтехской подсвит. Они имеют пестроцветную (зеленовато-серую, бордовую) полосчатую окраску. Полосчатости примерно соответствует тонкая перекрестная слоистость с сериями горизонтальных и пучковидных слойков, выполаживающихся к основанию пластов. Замеры косой пучковидной слоистости в основании нижнехараюэтехской подсвиты показали, что при переменных углах падения слойков, достигающих 35°, азимуты падения остаются довольно выдержанными (СВ—45—60°) и свидетельствуют о переносе обломочного материала в раннехараюэтехское время с юга-запада на северо-восток, из района Оленекского поднятия в Верхоянский прогиб.

При микроскопическом изучении гравелитов и песчаников устанавливается, что среди них можно выделить две группы терригенных образований. Для пород первой группы — гравийных песчаников, залегающих в нижних частях базальных горизонтов, характерна хорошая окатанность обломочных зерен, имеющих друг с другом плотное конформно-регенерационное соприкосновение, с размером частиц 0,7—1,5 мм (табл. VII, фиг. 3). В их составе преобладает однородный, лишенный минеральных включений кварц (50—60%). В меньшем количестве содержатся калиевые полевые шпаты (30—35%), представленные микроклином и ортоклазом с веретенообразными пертитовыми вростками (анортоклазом), а также окатыши бледно-зеленого раскристаллизованного вулканического стекла (10—15%), сложенного аллотриоморфно-

Таблица 14

пород Чекуровской антиклинали, %

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$\Sigma Fe_2O_3 + FeO$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	П. п. п	P_2O_5	Сумма
89,33	0,12	4,27	1,57	Не обн.	0,46	0,55	0,11	2,05	0,18	1,22	0,02	99,69
95,34	0,02	2,13	0,87	»	Не обн.	Не обн.	0,03	1,15	0,12	0,32	0,01	99,86
95,51	0,04	2,08	0,70	»	»	0,01	0,07	1,29	Не обн.	0,20	0,01	99,89
93,31	0,14	2,37	2,42	Не обн.	0,10	0,14	0,03	0,57	0,18	0,74	0,01	99,81
89,43	0,30	3,95	3,32	»	0,35	0,09	0,13	1,13	0,16	0,90	0,04	99,68
86,26	0,38	4,69	4,86	0,04	0,56	0,18	0,40	1,35	0,12	0,93	0,06	99,71
80,13	0,52	6,52	7,35	0,04	0,90	0,25	0,45	2,01	0,18	1,54	0,06	99,78

Аналитики Л. М. Егорова, З. А. Корякина, Л. М. Шеина.

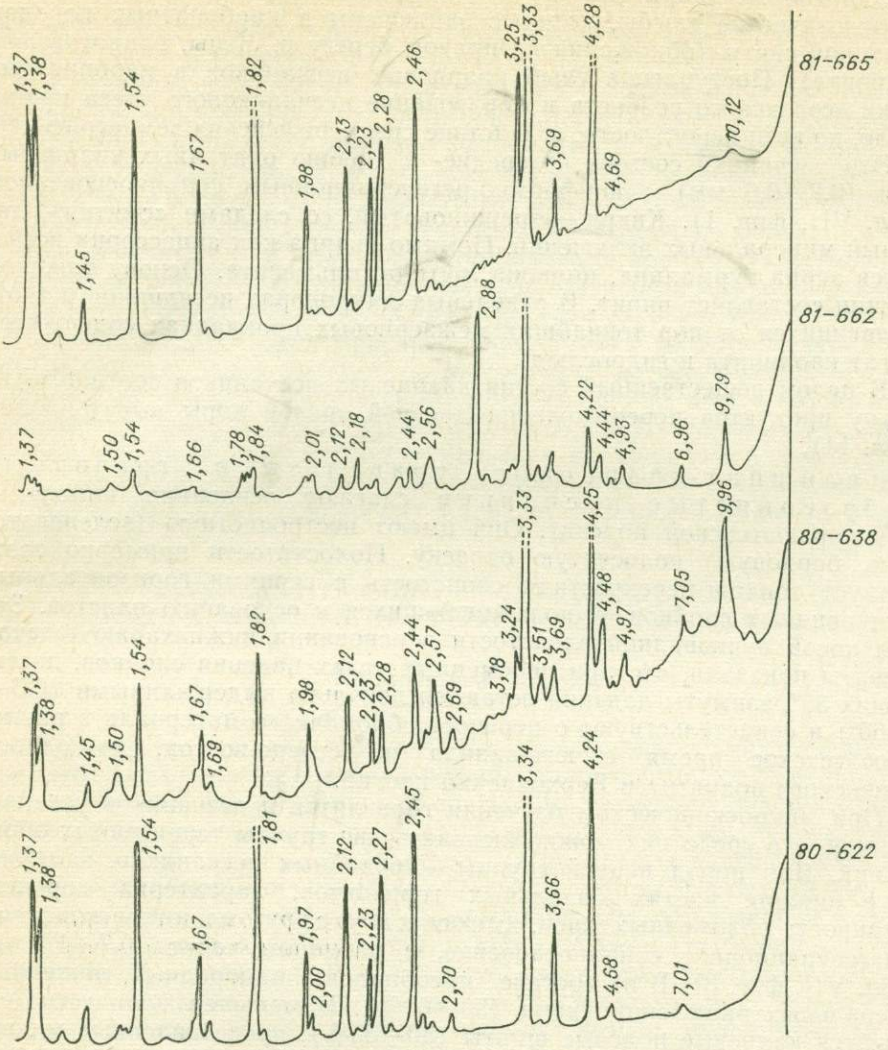


Рис. 27. Дифрактограмма осадочных и вулканогенно-осадочных пород хараюэтехской свиты.

Калишпат-кварцевые песчаники: 80—622; 81—665; туфоалевролит: 80—638; вулканогенно-карбонатная порода: 81—662. Диагностические отражения см. на рис. 24—26.

зернистым полевошпатово-кварцевым агрегатом (рис. 27). Вулканическое стекло инкорпорируется регенерированными гравийно-песчаными частицами кварца и калиевого полевого шпата; под их давлением оно пластично раздавливается и образует щупальцеподобные тончайшие межзерновые прокладки, отходящие от отдельных деформированных пепловых окатышей. Вся масса пород катаклазирована, и обломочные зерна в ней несут следы «смятия».

Вторая группа терригенных пород, залегающих в кровлевых частях базальных пачек, представлена гравийными песчаниками, состоящими из плохо отсортированных и слабо окатанных зерен гравийной, песчаной и алевритовой поверхности. Гравийно-песчаного материала не более 35% объема, остальная часть приходится на алевритовую и глинистую фракции. Среди обломочных частиц доминируют однотипный, без минеральных включений, «смятый» кварц (30—50%) прокварцованные ще-

лочные эффузивы с микромозаично-лапчатым строением и реликтами незамещенного кварцем калиевого полевого шпата (20—40%). Встречены также ожелезненные эффузивы калишпат-кварцевого состава (10—30%) и одиночные зерна метаморфогенного мозаичного кварца с изрезанными лапчатыми контурами индивидов. Глинистый цемент пород, занимающий около 7—10% общего объема, порово-пленочного типа, гематит-гидрослюдистого состава (табл. VII, фиг. 4). Породы катаклазированы, разбиты линейной системой трещин.

Минеральный состав тяжелой фракции базальных песчаников и гравелитов нижне- и среднехараюэтехской подсвит характеризуется по обеим выделенным группам умеренно зрелой циркон-лейкоксен-турмалиновой ассоциацией с альмандином, рутилом, биотитом, монацитом, апатитом, сфеном, эпидотом.

Несомненно, что в формировании пачек участвовали продукты размыва щелочных кварцсодержащих вулканогенных пород, а также метаморфогенных образований. Судя по присутствию тонкодисперсных гидрослюд, развитых часто по вулканическому стеклу, породы областей сноса подвергались гипергенному преобразованию, хотя степень зрелости и длительность этого процесса были, по-видимому, относительно невелики.

Карбонатные породы

Верхнепротерозойские карбонатные породы Верхоянского прогиба можно, как и в одновозрастной толще Оленекского поднятия, разделить на две основные подгруппы: обломочно-хемогенные и органогенные образования.

I подгруппа. Обломочно-хемогенные карбонатные породы

Обломочно-хемогенные известняки и доломитовые известняки слагают значительные части эсэлэхской, нэлэгерской, сиэтачанской и хараюэтехской свит. Повсеместно в них присутствует примесь битумоидов, в зависимости от содержания и степени окисленности которых цвет пород варьирует от бледных серовато-желтых до темно-серых, почти черных тонов.

Под микроскопом выявляется микрослоистая текстура, обусловленная чередованием слойков с весьма высокой (от 30 до 80%) степенью сгруженности известковых и реже доломитовых обломочных зерен от мелкоалевритовой (0,01—0,03 мм) до песчаной размерности (0,2—0,5 мм), часто с плотным конформным соприкосновением, а также слойков темного пелитоморфного известняка. Мощности слойков с карбонатными окатышами, достигающие 5 см, заметно превосходят мощности слойков пелитоморфных разностей (первые миллиметры). Обломочно-хемогенные известняки нередко содержат угловатой и сглаженной формы обрывки бледно-зеленого вулканического стекла, замещаемого крупнозернистым (до 0,2 мм) кальцитом. По данным карбонатных анализов в таких породах содержание нерастворимого остатка иногда достигает 47,06% (табл. 15, обр. 21). Химический состав карбонатной массы этих пород почти чисто кальцитовый.

В нижней части разреза нэлэгерской свиты и в верхней части хараюэтехской обломочно-хемогенные карбонатные породы имеют кремнисто-известково-доломитовый состав (табл. 15, обр. 13—15, 31). Кальцитом сложены здесь лишь алевритовые и песчаные окатыши овальной и округлой формы, а цементирующая и резорбирующая их мелкозернистая (0,01 мм) масса — доломитом с линзовидными и желваковыми обособлениями кремнезема. Данные образования имеют, по всей вероятности, вулканогенно-осадочное происхождение.

Таблица 15

Химический состав верхнедокембрийских карбонатных пород Верхоянского прогиба (Чекуровская антиклиналь)

№ обр.	Пачка, слой	Литологическая характеристика	Нерастворимый ост.	R_2O_3	FeO	CaO	MgO	CO_2	Сумма	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$	Избыток CO_2
		Эсэлэхская свита											
1	1	Выщелоченный строматолитовый доломит	0,44	0,8	—	30,12	21,44	47,15	99,95	53,76	44,85	—	0,10
2	1	То же	0,62	0,8	—	30,12	21,23	46,50	99,27	53,76	43,8	—	0,29
3	2	Глинистый известняк из подошвы среднеэсэлэхской подсвиты	18,96	1,38	—	43,11	1,06	33,70	98,21	76,64	0,17	—	—
4	2	Хемогенно-обломочный известняк	0,56	1,16	—	54,93	—	43,20	98,85	98,05	0,08	—	—
5	4	То же	1,06	0,5	—	54,33	0,43	43,60	99,92	96,97	0,9	—	0,49
6	4	»	1,96	0,98	—	53,15	0,64	42,7	99,33	94,87	1,33	—	0,31
7	4	Глинисто-алевритовый известняк	30,02	1,02	—	37,78	0,21	30,0	99,03	67,44	0,44	—	0,11
8	5	Хемогенно-обломочный известняк	2,30	0,74	—	53,08	0,32	42,45	98,89	94,75	0,67	—	0,44
9	5	То же	1,36	0,96	—	53,74	0,21	42,75	99,02	95,93	0,44	—	0,33
10	7	»	0,70	0,56	—	54,93	0,21	43,9	100,3	98,05	0,44	—	0,55
11	7	Строматолитовый доломит	0,7	0,88	—	31,30	20,38	47,13	100,41	55,87	42,63	—	0,33
12	7	Хемогенно-обломочный известняк	4,92	0,56	—	52,56	—	41,5	99,54	93,82	—	—	0,24
		Нэлэгерская свита											
13	1	Окремнелый доломит	20,10	2,24	—	25,29	15,39	37,25	100,27	45,14	32,2	—	0,59
14	2	То же	9,86	0,84	—	27,26	18,04	41,85	98,35	49,55	37,74	—	0,36
15	2	»	90,56	0,62	—	24,8	11,46	31,7	99,14	99,14	23,43	—	0,26
16	3	Хемогенно-обломочный известняк с обрывками вулканического пепла	186	0,48	—	53,45	0,11	42,15	98,05	95,41	0,23	—	0,09
17	3	То же	2,6	0,74	—	42,52	10,19	44,3	100,35	75,89	20,29	—	0,18
18	4	»	2,72	0,66	—	52,27	0,64	41,9	98,19	93,3	1,34	—	0,17
19	4	»	4,28	0,5	—	51,38	1,48	41,3	98,94	91,71	1,86	—	0,59
20	5	Хемогенно-обломочный известняк	3,42	0,76	—	51,97	1,06	42,7	99,91	92,71	2,22	—	0,74
21	5	Хемогенно-обломочный известняк с обрывками вулканического пепла	47,06	3,1	—	15,47	9,26	22,15	97,04	27,61	19,18	—	0,11
22	6	Карбонатизированный пепловый туффит	60,24	3,24	—	15,47	2,46	13,05	94,46	27,61	1,74	—	1,63
23	6	То же	66,26	3,68	2,67	9,45	4,03	7,7	93,79	16,86	7,72	3,24	—
24	7	Хемогенно-обломочный известняк с обрывками вулканического пепла	2,82	0,85	—	52,27	0,85	42,0	98,84	93,3	1,78	—	0,04
25	7	То же	4,4	0,96	—	51,48	0,85	41,65	99,24	91,78	1,78	—	0,39
26	7	Хемогенно-обломочный известняк	0,8	0,36	—	53,74	1,48	43,5	99,88	95,92	2,53	—	0,27
		Сиэтачанская свита											
27	1	Хемогенно-обломочный известняк с обрывками вулканического пепла	6,68	0,67	—	49,61	1,17	40,75	98,97	88,55	2,45	—	0,53
28	2	Вулканогенно-карбонатная обломочная порода	3,22	0,83	0,89	28,94	19,53	45,55	99,28	51,66	41,53	1,43	0,61
29	3	То же	15,42	1,23	0,72	25,39	16,77	39,05	98,59	42,32	35,08	1,16	0,37
30	3	»	5,94	0,58	1,18	28,05	19,32	44,05	99,12	50,07	40,42	1,90	0,21
		Хараюэтехская свита											
31	1	Окремнелый хемогенно-обломочный доломит	1,42	0,54	1,58	29,23	20,27	46,25	99,29	52,18	42,40	2,54	0,11
32	4	Карбонатизированный пепловый туффит	0,94	2,26	—	30,2	19,96	45,8	99,08	53,76	41,35	—	0,37
33	5	Хемогенно-обломочный известняк	1,26	0,5	—	54,33	—	42,5	98,59	96,66	—	—	0,17
34	6	То же	3,2	1,04	—	52,56	0,21	41,9	98,91	93,82	0,44	—	0,41
35	8	»	0,36	0,68	—	30,12	21,23	47,2	99,59	53,76	44,41	—	0,42
36	9	»	0,62	0,54	—	54,33	0,21	43,3	99,0	96,98	0,44	—	0,42
37	8	»	6,54	0,72	—	54,04	0,64	43,5	99,44	96,46	1,34	—	0,38

Примечание. Данные карбонатных анализов приводятся по статье И. Н. Крылова и др. (1971).

Доломитовые брекчии залегают в кровле сиэтачанской свиты. Они состоят из довольно крупных (до 5 см в поперечнике) угловатых обломков пелитоморфных доломитов со сгустковой структурой, сцементированных микрозернистым (0,02 мм) перекристаллизованным доломитом, содержащим также овальные пелитоморфные сгустки (0,05—0,10 мм). Иногда встречаются шлироподобные обособления (до 0,5 мм) микрозернистой кремнистой массы.

Известковые брекчии обнаружены в верхней части разреза хараюэтехской свиты. Они включают угловатые обломки (до 2 см) пелитоморфных известняков, которые оторочены тонкой (0,02—0,03 мм) кремнистой каймой. Цементирующая масса крупнозернистая (0,5 мм), с полисинтетическими двойниками. Карбонатные брекчии несут следы наложенного окремнения и связанной с окремнением перекристаллизации.

II подгруппа. Органогенные карбонатные породы

Строматолитовые доломиты и известковистые доломиты встречены в составе нижне- и среднеэсэлэхской подсвит.

Строматолитовые доломиты нижнеэсэлэхской подсвиты представляют собой светло-серые, почти белые, выщелоченные породы с большим количеством крупных пор и мажущейся поверхностью. При микроскопическом изучении доломитов наблюдается гнездовидно-послойная перекристаллизация (до 0,3 мм) осветленных участков, где встречаются одиночные и крупные (до 0,5 мм) концентрически-зональные онколитовые образования с пелитоморфными доломитовыми ядрами. Пористость породы связана с выщелачиванием и перекристаллизацией. Края пор неровные, щелевидные. Вблизи от пор доломиты слагают крупные одиночные разобщенные ромбоэдры и группы ромбоэдрических кристаллов. В целом данные породы находятся на стадии перехода от массивных образований к рыхлой доломитовой муке. Химический анализ (см. табл. 15, обр. 1—3) этих выщелоченных образований показывает их чисто доломитовый состав. Нерастворимый остаток пород, судя по данным рентгеноструктурного анализа (рис. 28), состоит из кварца и полевых шпатов. Степень зрелости древнего гипергенного процесса была относительно невысокой, но продолжительность его была весьма долгой, так как мощность выщелоченных пород составляет не менее 200 м. Граница между выщелоченными строматолитовыми доломитами и вышележащими карбонатными породами, не подвергнутыми гипергенному преобразованию, проходит по тонкому (2—4 см) извилистому прослойку бурых глинисто-известковых пород, пропитанных гидроокислами железа. В вышележащем полутораметровом интервале залегают темно-серые пелитоморфные известняки с гнездами пирита, которые перемежаются с линзовидными слойками тонкоплитчатых зеленых глинисто-известковистых разностей, содержащих в своем составе, по данным химического анализа (см. табл. 15, обр. 3, 4), около 19% нерастворимого остатка (гидрослюды, мелкоалевритовый кварц).

Строматолитовые доломиты, не затронутые процессами выветривания (среднеэсэлэхская подсвита), имеют более сложный известково-доломитовый состав. И. Н. Крылов и др. (1971) отмечали, что строматолитовые постройки в них сложены доломитом, а вмещающая их карбонатная масса представлена чисто известковым образованием (см. табл. 15, обр. 10—12).

Микрофитолитовые (онколитовые) известняки и доломитистые известняки распространены по всей карбонатной части разреза верхнепротерозойской толщи, где они образуют линзовидные прослои среди обломочно-хемогенных разностей. Размер онколитов достигает в них нескольких миллиметров, форма их овальная

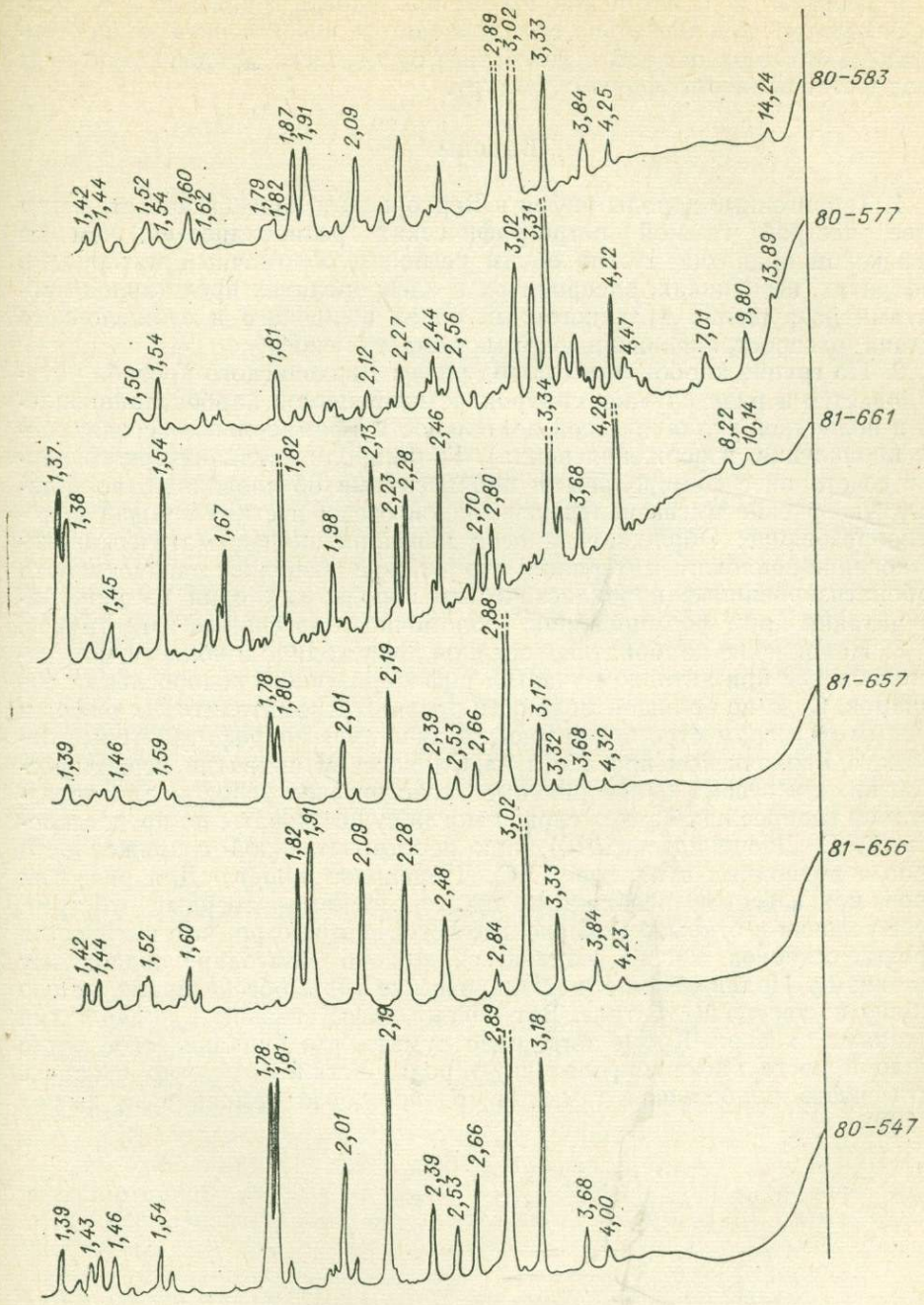


Рис. 28. Дифрактограммы осадочных пород эсэлэхской свиты и вулканогенно-осадочных пород нэлэгерской свиты.

Доломит: 80—547; известняк: 81—657; глинистый известняк из подошвы среднеэсэлэхской подсвиты: 81—656; охра с поверхности утеса кварцевых песчаников: 81—661; карбонатизированный пепловый туффит: 80—577; вулканогенно-карбонатная порода: 80—583. Диагностические отражения см. на рис. 24—26.

и округлая. Ядра онколитов состоят из пелитоморфного известняка, карбонатизированного вулканического пепла или микрозернистой кремнистой массы. За ядром следует осветленная промежуточная зона из перекристаллизованного известняка, а затем — периферическая кайма, состоящая из тонких пелитоморфных микрооболочек. Ядра в онколитах

часто занимают асимметричное положение. Иногда группы по 2—5 мелких онколитов дополнительно обволакиваются новой серией концентрических пелитоморфных кайм. Цементирующая масса микрофитолитовых пород имеет пелитоморфную структуру.

Выводы

1. Терригенные породы рифея в Верхоянском прогибе представлены менее пестрой гаммой петрографических разновидностей, чем на Оленекском поднятии. Но по обоим регионам обломочный материал в гравелитах, песчаниках, алевролитах и алевропелитах представлен продуктами разрушения вулканогенных пород щелочного и субщелочного состава, распространенных в местных областях сноса.

2. По группе карбонатных пород рифея Верхоянского прогиба устанавливается в ряде случаев синхронность процессов карбонатонакопления и подводной вулканической деятельности (фумарольно-эксгаляционные проявления, извержения пепла). Гальмиролиз вулканического пепла в сочетании с фумарольными проявлениями обусловливал, по-видимому, увеличение магнезиальности водной среды и стимулировал доломитообразование. Обращает на себя внимание постмагматическое известкование пеплового материала; это явление позволяет рассматривать карбонатизированные пирокластические породы как один из источников питания при формировании обломочно-хемогенных известняков.

3. Накопление карбонатных осадков происходило в области морского мелководья при активном участии рифообразующих водорослевых организмов. Судя по большой мощности древних строматолитовых рифов и крупным размерам строматолитовых и зачастую микрофитолитовых построек, в Верхоянском прогибе и на Оленекском поднятии периодически возникали весьма благоприятные экологические условия для произрастания водорослей. Такие условия могли существовать, по представлениям Г. С. Дзоценидзе (1970), при пространственной сопряженности рифов и подводных вулканов. Г. С. Дзоценидзе пишет: «Для развития рифов, как известно, необходимы малые глубины и твердый субстрат. Такие условия в открытом океане, где встречаются огромные количества рифовых островов, могли создаваться только благодаря подводному вулканизму. Поднимающиеся вулканические горы обеспечивали малую глубину и твердый субстрат. Вот почему рифы связаны с подводными вулканами океанов. Кроме того, надо думать, что вулканическое тепло играло в росте рифов определенную роль. Установлено, что скорость роста рифов наибольшая там, где среднегодовая температура выше» (с. 108).

МАГМАТИЗМ

Докембрийские магматические образования северо-восточной окраины Сибирской платформы подразделяются на три основные группы. В первую группу включены раннепротерозойские метаморфизованные вулканогенные породы щелочного состава, входящие в эекитскую серию. Вторая группа объединяет ранне-среднепротерозойские глубинные интрузивные образования гранитного и габбро-диорит-гранодиоритового состава, которые прорывают эекитскую серию. К третьей группе отнесены вулканогенные субщелочные, щелочные и кислые образования, а также интрузивы близповерхностного генезиса и лавы основных пород верхнепротерозойского чехла Оленекского поднятия и Чекуровской антиклинали Верхоянского прогиба. Первые две группы пород, по представлениям К. Б. Мокшанцева (Тектоника Якутии, 1975), характеризуют магматизм орогенного структурно-вещественного комплекса региона, а третья группа — магматические проявления основания платформенного чехла.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Метаморфизованные вулканогенные породы слагают мощное (около 100 м) пластовое тело в основании видимой части разреза эекитской серии. Они встречаются также в виде линз, согласно залегающих среди сланцев и метаалевропесчаников в ее средней части, и наблюдаются в форме своеобразных микроинъекционных обособлений в метапесчаниках верхней песчаниковой толщи (см. рис. 4, 5).

Нижнее пластовое тело, ранее описанное сотрудниками НИИГА как силл метадиабазов (Вишневский, Красильщиков, 1963), сложено светло-зелеными рассланцованными породами с реликтовой литокристалловитрокластической структурой (табл. VIII, фиг. 1, 3, 4). Микроскопическое изучение этих образований показало, что вкрапленники в них представлены решетчатым микроклином (до 25% объема), кварцем (20%), ортоклазом (10%), микропегматитами (до 5%), флогопитом (до 5%), измененным вулканическим стеклом (до 10%). Часто встречаются скопления лейкоксенизированного сфена и шестоватых, хорошо образованных кристалликов сине-зеленого турмалина. Форма вкрапленников неправильно-угловатая, размеры их варьируют от 4 до 2,0 мм.

Основная масса микрозернистая биотит-полевошпат-кварцевого состава. В ней выделяются мелкие (до 0,1 мм) таблички решетчатого микроклина. Биотит образует более крупные (до 0,3 мм) чешуйчатые выделения, плеохроирующие в зеленых с бурым оттенком тонах. Агрегаты биотитовых чешуек замещают вкрапленники и полевошпат-кварцевую массу. В метапородах 5% объема составляют линзовидной формы включения микрослоистых метапелитов с графитоидом.

Таблица 16

Химический состав хромшпинелидов из метавулканогенных пород эекитской серии, %

Окислы	1	2	3	4
MgO	2,78	1,24	3,44	2,87
Al_2O_3	12,28	13,19	11,38	13,58
SiO_2	0,05	0,06	0,06	0,06
TiO_2	3,82	4,35	2,96	3,03
Cr_2O_3	37,88	37,94	42,15	39,66
MnO	0,18	0,27	0,20	0,19
ΣFeO	41,42	42,92	38,08	39,48
Сумма	98,40	99,98	98,29	98,88

Формулы хромшпинелидов:

1. $(Mg_{0,15}Al_{0,52}Ti_{0,10}Cr_{1,08}Fe_{1,24})_{3,10}O_4$;
2. $(Mg_{0,07}Al_{0,55}Ti_{0,12}Cr_{1,06}Fe_{1,27})_{3,08}O_4$;
3. $(Mg_{0,18}Al_{0,48}Ti_{0,07}Cr_{1,20}Fe_{1,14})_{3,08}O_4$;
4. $(Mg_{0,15}Al_{0,57}Ti_{0,08}Cr_{1,11}Fe_{1,17})_{3,08}O_4$;

Примечание. Химический состав хромшпинелидов определен микроанализатором «Jeol» 50 JXA. Аналитик В. Ф. Махотко. 1—4 — номера исследованных зерен из пробы 63—421. FeO— суммарное содержание окислов железа.

Эндоконтактовая зона рассматриваемого тела также сложена микрозернистой калишпат-кварцевой массой, содержащей редкие вкрапленники (до 1 мм) пятнисто-калишпатизированного кислого плагиоклаза и решетчатого микроклина. Основная масса и вкрапленники замещаются мелкочешуйчатым агрегатом хлорит-биотитового состава, который занимает около 15% объема породы.

В экзоконтактовой зоне метаморфизованных порфировидных пород залегают однотонные бледно-зеленые песчаниковидные образования с микрослоистой текстурой (табл. VIII, фиг. 5, 6). В шлифах отчетливо выявляется их калишпат-кварц-хлоритовый состав и своеобразная перьевидная структура основной мелкозернистой массы. В ней заметны мелкой формы кристаллики турмалина ($Np=1{,}650—1{,}658$), пирит (5—10%), общего объема. Порода содержит тонкие пленки и линейно-вытянутые скопления частичек графитоида, имеющие полого-волнистую конфигурацию.

Основу тяжелой фракции метавулканогенных пород пластового тела составляют биотит, флогопит ($Ng=1{,}575$; $Np=1{,}545$) и лейкоксенизированный сфен. В меньшем количестве (5—10%) встречены шестоватой формы кристаллики турмалина ($Np=1{,}650—1{,}658$), пирит (5—10%), а также хромшпинелиды (до 10%), имеющие облик корродированных с поверхности октаэдрических кристаллов черного цвета, изотропных в иммерсионном препарате и просвечивающих в тонких сколах в коричневатых и зелено-коричневых тонах. Шпинелиды дополнительно диагностированы с помощью рентгенофазового анализа. По отражениям (800), (553), (642), (444) хромшпинелиды имеют кристаллическую решетку с параметром 8,30Å. Химический состав хромшпинелидов приведен в табл. 16. В единичных зернах в тяжелой фракции содержатся неокатан-

ные эпидот (Ng=1,737; Nm=1,718), ромбический пироксен (Ng= =1,710; Nm=1,692), бледно-розовый циркон. В форме окатанных зерен встречен розовый альмандин, зеленая шпинель.

Химический анализ порфировидных метавулканитов (табл. 17) показал повышенное содержание кремнезема (до 56,3%), глинозема (до 22,6%) и калия (почти 4%) при крайне низких концентрациях натрия (0,16%) и кальция (0,18%). Высокая глиноземистость пород обусловлена двумя причинами: первично увеличенным количеством этого компонента в вулканогенном образовании и гипергенным преобразованием метапород в каолинитовой подзоне предпермской площадной коры выветривания.

Линзовидные тела метавулканитов, залегающие в средней части разреза эекитской серии (верхняя часть нижней толщи), сложены белесыми бледно-зелеными породами песчаниковидного облика, часто с микрослоистой текстурой. В шлифах под микроскопом они обнаруживают микропорфировидное строение (табл. VIII, фиг. 2). Основная масса в них имеет хлорит-калишпат-кварцевый состав (рис. 29), а вкрапленники таблитчатой формы состоят большей частью из ортоклаза и реже альбита. Размер вкрапленников, общее содержание которых составляет 20—40%, не превышает 0,2 мм. Часто встречаются порфиробластические выделения железистого карбоната. Кварц и хлорит заполняют промежутки между вкрапленниками калиевого полевого шпата; отмечается также присутствие отдельных кварцевых частиц песчаной и алевритовой размерностей, имеющих контуры слабо окатанных обломочных зерен. Иногда среди микрозернистой массы появляется тонковолнистые слойки, сложенные кварцем и графитоидом. По-видимому, при формировании линзовидных тел метавулканитов происходило перемешивание пеплового материала с тонкозернистыми терригенными осадками.

В тяжелой фракции этих пород, обработанной соляной кислотой для удаления железистого карбоната, преобладают мелкие неокатанные зерна циркона двух разновидностей: бледно-розового, почти бесцветного и мутно-желтого, подвергнутого метамиктному распаду. В знаковых количествах встречены октаэдрические кристаллы черных (темно-бурых в тонких сколах) хромшпинелидов, ромбических пироксенов (Ng=1,710, Nm=1,680), роговой обманки, эпидота.

Весьма симптоматично появление муассанита, диагностированного рентгенофазовым анализом (табл. 18). Муассанит встречается в виде мелких (0,1—0,15 мм) осколков пластинчатой формы, зеленовато-синего цвета, с алмазным блеском. Минерал одноосный, положительный. По значениям межплоскостных расстояний и их интенсивности он соответствует природному карбиду кремния $\alpha - SiC$ политипу 6H. Такой же политип карбида кремния $\alpha - SiC$ был обнаружен в траппах (в интрузивах и гломеропорфировых лавах) Сибирской платформы (Олейников и др., 1977). По заключению Б. В. Олейникова и соавторов, находки гексагональной модификации $\alpha - SiC$ 6H дают основание считать, что расплавы, сформировавшие интрузивные и эффузивные тела, начали свое развитие в восстановительной обстановке докамерного периода при температурах не менее 1527°С.

В эту же группу вулканогенно-осадочных пород относятся метапесчаники с различимыми лишь под микроскопом обособлениями раскристаллизованного туфогенного (пеплового) материала. Форма этих обособлений — шлироподобная или согласная общей микрослоистости пород, линзовидная, с тупым выклиниванием. Размеры этих выделений в шлифах составляют обычно несколько миллиметров в поперечнике. Сложены они микрозернистым агрегатом лапчатых частичек кварца и таблитчатых кристалликов (сотые доли миллиметра) калиевого полевого шпата.

Таблица 17

Химический состав нижнепротерозойских метаморфизованных вулканогенных пород, %

Петрографическая характеристика	Место отбора	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	$\Sigma Fe_2O_3 + FeO$	Mn	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^-	H_2O^+	CO_2	П. п. п.	Сумма
Метаморфизованные пирокластические образования	р. Сололи, 15—18 км выше устья	63-421	56,32	1,17	22,56	3,33	3,07	6,40	Не обн.	1,46	0,18	0,16	3,94	0,06	0,48	7,40	Не обн.	7,40	99,65
То же	Там же	С-6-2в*	54,65	1,22	24,26	1,31	4,79	6,10	0,001	1,21	0,22	0,25	3,96	0,04	0,92			6,99	98,89
»	»	С-6-2г*	45,13	0,86	18,53	2,68	4,83	7,51	0,15	1,18	10,01	0,38	3,48	0,16	1,17			12,30	99,67
»	»	С-6-2ж*	48,46	0,68	14,65	2,27	5,43	7,70	0,19	1,95	4,78	0,06	3,12	0,01	10,95			17,33	99,93
»	»	С-6-2и*	39,46	0,71	15,75	1,03	8,53	9,56	0,46	0,93	11,94	0,13	2,55	0,04	0,64			17,32	98,85
Корневая система: метаморфизованные трахитовые порфиры из даек	р. Сололи, 15 км выше устья	63-428	62,17	0,56	14,83	4,77	3,75	14,52	0,12	4,11	Не обн.	0,11	3,97	0,13	0,36	4,93	0,27	5,20	99,72
	Там же	63-429/1	53,29	0,61	13,12			19,16	0,13	1,38	0,19	0,10	2,10	0,09	1,02			9,56	99,73
То же	»	63-429*	51,30	0,674	12,56	13,2	8,8	22,00	0,142	1,42	0,093	Не обн.	2,189	0,07	0,70			9,78	100,21
»	р. Сололи, 12 км выше устья	444	68,71	0,41	13,57	1,63	3,46	5,09	Не обн.	2,51	Не обн.	0,67	6,71	0,17	0,16	2,82	Не обн.	2,82	100,06
»	Там же	444/1*	67,43	0,443	13,826	2,02	4,03	6,05	0,01	2,43	»	0,12	6,66	0,12	0,12			2,82	99,95
Вулканогенно-осадочные породы: метаморфизованные пепловые туффиты трахитов	р. Сололи, 18 км выше устья	63-405	69,55	0,75	18,19	0,85	0,5	1,35	Не обн.	Не обн.	0,7	0,17	3,16	Не обн.	0,14	5,44	0,55	5,99	99,86
То же	Там же	63-408*	78,37	0,725	14,17			0,81	0,003	0,14	Не обн.	0,04	2,15	»	0,35			3,55	99,98
»	р. Сололи, 14 км выше устья	63-418*	79,01	0,486	12,62	0,908	0,454	1,36	Не обн.	0,11	0,086	0,77	1,353	0,02	0,5			3,92	99,75

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому для нижнепротерозойских вулканогенных пород

№ обр.	a	c	b	s	f′	m′	C′	n	t	φ	a′	a/c	Q	$\frac{Q}{S}$	$\frac{K_2O}{K_2O+Na_2O}$
Пирокластические образования															
63-421	5,87	0,21	30,94	62,97	18,03	7,73	—	7,73	1,53	8,91	74,23	27,67	13,98	22,20	95,0
С-6-2в	6,10	0,25	32,37	61,26	16,97	6,13	—	8,75	1,65	3,35	76,88	23,48	10,05	16,40	91,2
С-6-2г	7,43	11,96	14,83	65,76	59,82	17,02	23,15	14,23	1,41	19,52	—	0,62	4,69	7,15	85,8
С-6-2ж	5,81	7,26	17,37	69,54	52,31	23,73	—	2,83	1,04	13,95	23,94	0,79	20,18	29,00	97,2
С-6-2ц	5,31	11,41	22,63	60,63	55,49	9,27	35,22	7,18	1,33	5,18	—	0,46	—0,76	—1,60	92,9
Среднее	6,10	6,21	23,62	64,03	40,52	12,77	—	8,14	1,39	10,18	35,01				
Корневая система															
63-428	5,67	0	27,03	67,29	27,12	24,35	—	4,04	0,67	14,27	48,52		23,17	34,4	95,9
63-429	3,24	0,11	36,40	60,23	55,54	6,75	—	0	0,97	31,70	37,70	28,02	13,85	23,0	100
444	10,68	0	15,16	74,15	29,41	26,72	—	13,17	0,45	8,76	43,85	—	26,87	36,3	86,9
444/1	9,42	0	17,36	73,20	30,42	22,51	—	2,66	0,49	9,45	47,05	—	27,48	37,6	97,3
Среднее	7,25	0	23,98	68,71	35,62	20,08	—	4,96	0,64	16,04	44,28				

Примечание. Звездочкой отмечены анализы, выполненные на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитик О. М. Попова. Остальные анализы выполнены в химической лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитик Е. М. Изотова.

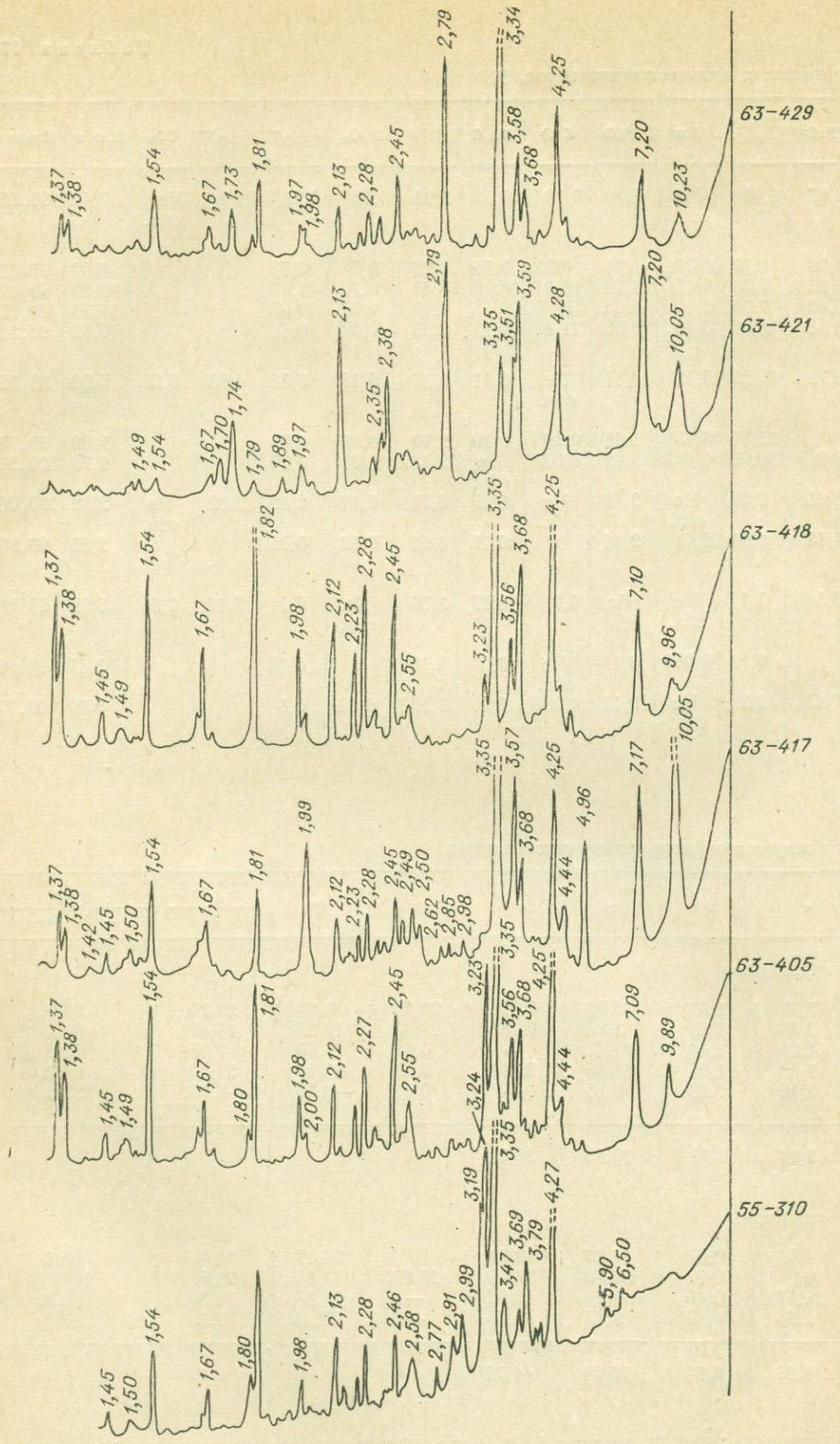


Рис. 29. Дифрактограммы метаморфизованных вулканогенных пород эекитской серии.

Метапесчаник: 55—310; туфоалевролиты: 63—405; 63—417; метатуффит: 63—418; метаморфизованный туф: 63—421; метаморфизованный трахитовый порфир из дайки: 63—429.

Диагностические отражения сидерита (Å): 3,59; 2,79; 2,13; 1,73. Остальных минералов —см. на рис. 24—26.

Таблица 18

Результаты рентгеновского анализа муассанита

1		2		3	
I	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
<	2,921	—	—	—	—
1	(2,779)	—	—	—	—
2—3	2,606	4	2,621	с., ср.	2,63
10	2,508	10	2,511	о.с., с.	2,52
4	2,344	2	2,352	с., ср.	2,36
2	2,165	1	**2,174**	ср. о. сл.	2,18
1	1,972	—	—	ср., сл.,	2,00
1	(1,692)	—	—	—	—
1	1,669	—	—	ср.	1,68
7	1,527	4	1,537	о. с.	1,54
<1	(1,440)	—	—	—	—
3	1,411	2	1,418	с.-ср.	1,420
4	1,305	4	1,311	с.-о.с.	1,311
<1	1,283	2	1,286	—	—
<1	1,252	<1	1,256	—	—
<1	1,083	2	1,087	—	—
1	1,039	<1	1,042	—	—
2	0,999	2	1,004	—	—
1	(0,986)	—	—	—	
1	0,972	2	0,9727	—	—
<1	0,941	—	—	—	—
<1	0,909	—	—	—	—
3	0,887	2	0,8876	—	—
2	0,862	<1	0,8624	—	—
3	0,8377	1	0,837	—	—
1	0,8363	—	—	—	—
1	0,804	1	0,8021	—	—

Примечание. 1 — исследуемый минерал; 2 — муассанит α—SiC, политип 6H, данные ICPDS карт 22—1273; 3 — муассанит, политип 6H, данные взяты из кн. «Минералогия карбида кремния» (1972, с. 52, табл. 1,17). Обозначения: о. с. — очень сильная, с. — сильная, ср. — средняя, сл. — слабая, о. сл. — очень слабая. Анализ выполнен в ИГ ЯФ СО АН СССР (аналитик Н. В. Заякина).

Переход от калишпат-кварцевых микрозернистых обособлений к обломочной части пород последовательный, без резких ограничений. Приконтактовые части в метапесчаниках как бы пропитываются калишпат-кварцевой массой, которая замещает обломочные зерна полевых шпатов и слюдистый заполнитель. Характерно, что на таких участках перехода в метапесчаниках отсутствуют следы каких-либо динамических воздействий на обломочные зерна; кварц по-прежнему имеет монозернистое строение с облачным погасанием, чешуйки слюд в заполнителе прямолинейны и не изогнуты, полевошпатовые зерна не растресканы.

Поступление калишпат-кварцевого материала, представленного до раскристаллизации при процессах метаморфизма частицами вулканического пепла, по всей вероятности, проходило в диагенетическую стадию преобразования терригенных пород, когда они представляли собой

нелитифицированную песчаную массу в мелководной зоне древнего (эекитского) шельфа.

Химический состав метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород из линзовидных тел почти идентичен составу рассмотренных выше порфировидных метавулканитов из мощного пластового тела (см. табл. 17), хотя и отличается повышенным содержанием кварца, значительная часть которого является терригенной примесью.

Характеризуя в целом метаморфизованные пирокластические породы эекитской серии, можно отметить, что по составу слагающих их минералов тяжелой фракции (шпинелиды, пироксены, амфиболы, муассанит), они, несомненно, тяготеют к магматическим образованиям повышенной основности. С другой стороны, увеличенные концентрации калия и повышенное содержание в тяжелой фракции титанистых минералов и отчасти циркона указывают на их калиевую щелочнометальную специфику.

В составе эекитской серии обнаружены две дайки метаморфизованных трахитовых порфиров, которые залегают вблизи от выходов покровных пирокластических образований, на левобережье р. Сололи, в 13—14 км выше устья (см. рис. 2). Вмещающими породами для них служат метаалевролиты и метапесчаники нижней толщи эекитской серии, совместно с которыми магматические образования даек подверглись зеленосланцевому изменению. Мощность одной из даек 1,5 м, другой — 3,5—5 м. Контакты даек с вмещающими метапородами близки к вертикальным (около 80°). В висячем боку вмещающие метапороды брекчированы, в лежачем боку наблюдается лишь их осветление; мощность зон экзоконтактов не превышает 0,6 м. Магматические породы в телах даек разбиты трещинами отдельности, имеющими такие же простирания (аз. 60—70°), как и трещины отдельности в метаморфизованных терригенных отложениях нижней толщи эекитской серии.

Измененные трахитовые порфиры представляют собой светло-серые тонкозернистые рассланцованные породы с отдельными мелкими (до 1 мм) вкрапленниками полевых шпатов и аллотриоморфнозернистой структурой перекристаллизованной основной массы. Порфировых вкрапленников, состоящих большей частью из ортоклаза и реже из кислого плагиоклаза (альбит № 9—12), содержится около 15%. В основной кварц-полевошпатовой массе заметны таблитчатой и квадратной формы микролиты (0,04—0,05 мм) ортоклаза, альбита. Вкрапленники и основная масса замещаются в одной из даек агрегатом чешуек зеленого хлоритизированного биотита с ксеноморфными выделениями кварца, а в другой — агрегатом чешуек серицита. Слюдистые чешуйки ориентированы длинными осями почти параллельно друг другу; содержание их в породах колеблется от 15 до 25%. В ассоциации со слюдистыми компонентами встречаются мелкие (тысячные доли миллиметра) иголочки сине-зеленого турмалина. Отдельные участки пород в обеих дайках подвержены также интенсивному замещению карбонатом, который оставляет неизмененными лишь чешуйки серицита. В основной массе содержатся мелкие (0,03—0,05 мм) вкрапленники сульфидов.

Тяжелая фракция рассматриваемых магматических метапород сложена почти нацело пиритом, биотитом и турмалином; в небольших количествах (в знаках) присутствуют также октаэдрические кристаллы буро-коричневых, почти черных, хромшпинелидов, радиально-лучистые сростки шестоватых кристаллов зеленой роговой обманки ($Ng=1{,}681$; $Nm=1{,}672$; $Np=1{,}658$, $cNg=12°$, двуосный, отрицательный), шестоватые зерна бурого амфибола группы куммингтонита — грюнерита ($Ng=1{,}689$; $Nm=1{,}681$; $Np=1{,}663$; $cNg=10—12°$, двуосный, отрицательный), призматические кристаллы серо-зеленых моноклинных пироксенов пижонитового состава ($Ng=1{,}715$; $Np=Nm=1{,}692$, $cNg=45°$),

а также комплекс свинцово-цинковых минералов, представленных сфалеритом, галенитом, буланжеритом (рудные минералы дополнительно диагностировались рентгеноструктурным анализом).

По химическому составу (см. табл. 17) метаморфизованные трахитовые порфиры, слагающие дайковые тела, принадлежат к породам, пересыщенным кремнекислотой и глиноземом. Наиболее характерной чертой, отличающей их по составу от типичных трахитов (по А. Н. Заварицкому, 1956), является повышенное содержание калия при весьма низких концентрациях натрия и малых количествах кальций-магниевых компонентов (за исключением тех случаев, когда имеет место наложенная карбонатизация).

Сравнение химических составов пород даек и метаморфизованных пирокластических пород обнаруживает их значительную близость. Особенно высока сходимость полученных данных для одной из даек (обр. 63—428, 429), расположенной поблизости (около 1 км) от мощного (100 м) покрова метавулканитов. Породы их содержат такой весьма характерный акцессорный компонент, как буро-коричневые, почти черные шпинелиды, имеющие параметры кристаллической решетки, близкие к шпинелидам повышенной хромистости.

Все перечисленное дает возможность рассматривать дайковые и покровные пирокластические образования как единый вулканический комплекс, сформировавшийся в диагенетическую стадию преобразования нижнепротерозойской осадочной толщи, но в этап, предшествующий ее зеленосланцевому метаморфогенному изменению и складчатости. Дайковые тела в данном комплексе представляют собой корневую систему древних вулканических аппаратов.

Вулканогенные образования всего данного комплекса оказывали заметное влияние на состав вмещающих их терригенных пород. Особенно ярко это проявилось в обогащении графитоидсодержащих сланцев калием и бором, «запечатанными» соответственно в калиевых полевых шпатах (10—24% от общего объема по нормативному составу) и турмалине (первые проценты).

Существенно калиевая щелочнометальная специализация метавулканитов дает основание для сопоставления их с щелочными породами «средиземноморского» типа, для которых характерно преобладание K_2O над Na_2O. По классификации калиевых щелочных пород, предложенной Т. Сахама (1976), вулканогенные образования эекитской серии в наибольшей мере соответствуют орендитовой калиевой магматической группе, слабо пересыщенной или недосыщенной кремнеземом. Построенный нами график зависимости отношения щелочных металлов от степени насыщенности кремнеземом для вулканогенных пород эекитской серии (рис. 30) хорошо сопоставляется с графиком распределения щелочных металлов и кремнезема для магматических образований орендитовой группы, который приводит Т. Сахама. На нашем графике расчетные параметры пирокластических образований и пород корневой системы располагаются вблизи друг от друга, а точки расчетных величин вулканогенно-терригенных пород располагаются от них в некотором отдалении, так как содержат значительную примесь первично-осадочного кластогенного материала.

Существенно калиевая специализация раннепротерозойских метавулканитов может быть обусловлена рядом причин. Одной из них могла быть глубинная ассимиляция магмой пород гранитного основания, другой — заимствование калия из морской воды при подводных излияниях и третьей — привнос калия магмой непосредственно из глубинных верхнемантийных источников. По комплексу вещественных признаков (ассоциации калиевой минерализации с появлением таких глубинных минералов, как шпинелиды и муассанит, выдержанности калиевой минерализации по всему мощному четырехкилометровому разрезу эекитской

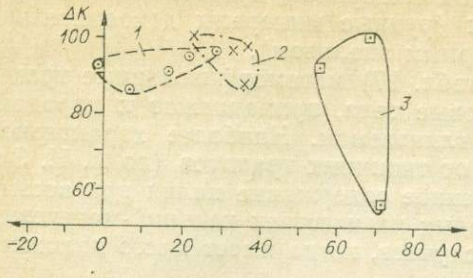


Рис. 30. График зависимости отношения щелочей $\frac{K_2O}{K_2O + Na_2O} \cdot 100$ от степени недосыщенности $\frac{Q}{S} \cdot 100$ для метаморфизованных вулканогенных пород нижнепротерозойской эекитской серии.

1 — метаморфизованные туфы калиевых трахитов; *2* — метаморфизованные калиевые трахитовые порфиры из даек (корневой системы вулканогенных пород); *3* — метаморфизованные туффиты.

серии) нами принимается глубинный верхнемантийный вариант. К более полному рассмотрению этой проблемы мы вернемся после описания всех протерозойских магматических образований Оленекского поднятия и Верхоянского прогиба.

РАННЕ-СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Среди ранне-среднепротерозойских магматических образований, вскрытых в пределах Оленекского поднятия, выделяются два вещественных комплекса: кислый, гранитоидный, и более основной, представленный кварцевым габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами.

Гранитоиды

Выходы гранитоидных пород сосредоточены на юго-восточном крыле Оленекского поднятия (см. рис. 2). Наиболее древними являются порфировидные биотитовые граниты, которые слагают ряд пространственно разобщенных массивов, вытянутых в северо-северо-западном направлении, т. е. согласно с общим простиранием структур вмещающих метаморфических пород. Наиболее крупные тела гранитов отмечены в верховьях ручьев Согуру-Эекит- и Ортоку-Эекит, а также на горе Осор-Хаята.

Интрузивный характер контактов гранитов с вмещающими метаморфическими породами эекитской серии не вызывает сомнения. Проявляется он в ороговиковании вмещающих метаморфических образований и в послойной инъекции в них гранитоидного материала. В свою очередь, в гранитах нередко наблюдаются ксенолиты метаморфических пород эекитской серии. По данным геологов ВАГТ, в ходе формирования гранитоидного комплекса могут быть выделены три фазы:

1. Фаза внедрения крупнозернистых порфировидных биотитовых гранитов меланократового облика. Граниты, относящиеся к этой фазе внедрения, слагают все массивы, выделяемые на площади.

2. Фаза формирования средне- и крупнозернистых биотитовых, реже биотит-мусковитовых гранитов мезократового и лейкократового облика, которые слагают штоки, дайки и жильные тела незначительной мощности (от 0,2 до 3 м), секущие гранитоиды 1-й фазы внедрения. Простирание протяженных жильных и дайковых тел, сложенных этими гранитами, северо-восточное (10—40°); падают они на северо-запад под углами 45—90°.

3. Фаза образования пегматитов, которые так же, как и граниты 2-й фазы, слагают маломощные тела (от 0,15 до 2 м). Простирание их северо-западное, иногда приближающееся к широтному, падение северо-западное и северное под пологими углами 10—30°. Пегматитовые жилы пересекают дайковые и жильные тела гранитов 2-й фазы, смещая последние в узлах пересечений на несколько метров.

Пространственные соотношения гранитоидных тел 1,2 и 3-й фаз формирования нами наблюдались в коренных обнажениях долины

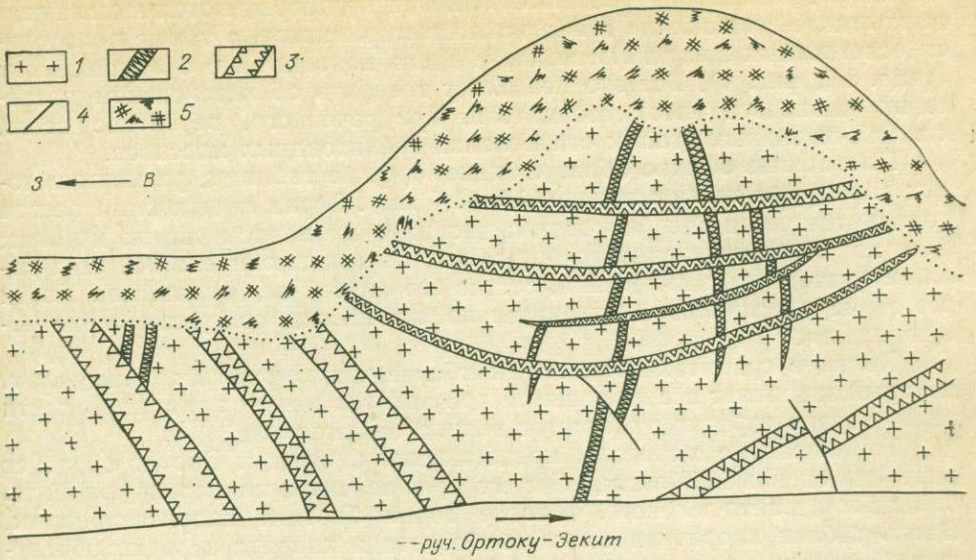


Рис. 31. Зарисовка обнажения ранне-среднепротерозойских гранитоидов.
1 —граниты 1-й фазы внедрения; *2* — граниты 2-й фазы внедрения; *3* — пегматиты; *4* — линии сбросов; *5* — задернованные участки.

руч. Ортоку-Эекит, где развита мощная кора выветривания предпермского возраста (рис. 31). Однако использовать породы этих тел для целей петрографо-минералогического изучения из-за высокой степени их дезинтеграции и каолинизации не представляется возможным.

Коренные обнажения гранитов 1-й фазы внедрения редки и встречаются только по долинам ручьев Ортоку-Эекит и Согуру-Эекит. Макроскопически граниты представляют собой бледно-розовые крупнозернистые породы с неясной трахитоидной текстурой. Почти повсеместно в них присутствуют порфировидные вкрапленники микроклина с линейной и плоскопараллельной ориентировкой. Вкрапленники преимущественно прямоугольные; наиболее крупные из них имеют размеры до 1×3 см. Структура породы порфировидная, а на участках, где вкрапленники отсутствуют, гипидиоморфнозернистая.

В составе гранитов принимают участие калиевые полевые шпаты (25—50%), плагиоклазы (20—40%) и кварц (15—30%), а из темноцветных минералов — биотит (5—15%). Общая сумма акцессорных и рудных минералов обычно не превышает 1%.

Калиевый полевой шпат встречается в виде решетчатой и нерешетчатой разностей. Нерешетчатый калиевый полевой шпат, являющийся, по-видимому, ортоклазом, характеризуется относительным идиоморфизмом, контакты его с плагиоклазом обычно четкие, без следов реакционных взаимоотношений. На зернах почти всегда видно наличие двух систем спайности и местами наблюдается микропертитовое строение. Вторичные процессы выражаются в побурении и помутнении ортоклаза.

Решетчатая разновидность калиевого полевого шпата (микроклин) в количественном отношении резко преобладает над ортоклазом. Он слагает крупные порфиробласты или в виде ксеноморфных выделений заполняет промежутки между зернами плагиоклаза и биотита. Наряду с резко выраженной ксеноморфностью, микроклин характеризуется отсутствием спайности и пертитов, водянопрозрачностью, наличием реакционных взаимоотношений с другими салическими минералами. В шлифах четко устанавливается разрастание микроклина за счет плагиоклаза. Реликты плагиоклаза нередко наблюдаются в центральных частях крупных зерен микроклина (табл. IX, фиг. 3). Помимо изрезанно-

сти линий, реакционные взаимоотношения подтверждаются и наличием на контакте микроклина и плагиоклаза мирмекитов, а также появлением осветленных зон на плагиоклазе вдоль контакта его с микроклином (табл. IX, фиг. 4). Все это позволяет говорить об интенсивном проявлении калиевого автометасоматоза, приуроченного, вероятнее всего, к заключительным этапам становления гранитоидных массивов.

Плагиоклаз обычно образует идиоморфные таблицы, размеры которых варьируют незначительно (1,0—1,5 мм). Зерна плагиоклаза всегда полисинтетически сдвойникованы; двойниковые полосы частые и узкие; судя по углу симметричного погасания, показателю преломления и характеру вторичных изменений, состав его альбит-олигоклазовый. Почти все зерна плагиоклаза незначительно изменены, содержат серицитовую «сыпь».

Кварц в гранитах является наиболее ксеноморфным минералом, который заполняет все имеющиеся промежутки между зернами. В части зерен кварца изредка отмечается волнистое погасание.

Темноцветные минералы представлены биотитом. Биотит образует резко удлиненные таблицы, цвет его буро-зеленый, плеохроирующий до бледно-желтовато-зеленого. Многие зерна биотита хлоритизированы. Вдоль таблиц хлоритизированного биотита и хлорита нередко образуются оторочки, сложенные мельчайшими кристалликами анатаза или рутила (табл. IX, фиг. 5). В таблицах биотита ($Nm=1{,}656$) нередко наблюдаются включения циркона, вокруг которых образуются плеохроичные дворики. Изредка встречаются длинностолбчатые кристаллы апатита.

Из акцессорных минералов в гранитах встречены апатит, циркон, сфен (частично лейкоксенизированный), муассанит и сульфиды.

Апатит был обнаружен как в шлифах, так и в протолочках. Размеры кристаллов апатита колеблются от 0,01 до 0,3 мм по длинной оси. Формы кристаллов — идеально ограненные, сильно удлиненные призмы. В отдельных случаях удлинение кристаллов достигает 5—6, концевые грани отсутствуют или сглажены, на боковых гранях крупных кристаллов иногда видна поперечная штриховка. Большинство кристаллов апатита водянопрозрачны. Судя по шлифам, наибольшая концентрация кристаллов апатита наблюдается вблизи крупных выделений биотита.

Циркон также был встречен в шлифах и протолочках. В шлифах он чаще всего присутствует в виде включений в биотите, где его размеры обычно невелики (до 0,01 мм). Более крупные зерна циркона (до 0,3 мм) обнаружены в протолочках. Для них характерны короткостолбчатые формы, с цирконовым типом головки и малым количеством граней, усложняющих основную форму кристаллов. Среди кристаллов, встречающихся в протолочках, можно выделить две разновидности. Одна из них — это крупные зональные кристаллы темно-коричневого или темно-бурого цвета, с темноокрашенным ядром. Двупреломление их несколько ниже обычного, что позволяет говорить о частичной метамиктности. Вторая разновидность представлена более мелкими розоватыми и желтоватыми кристаллами, с хорошей огранкой длинностолбчатого габитуса, удлинением выше 3; форма головки цирконовая, отмечен комплекс дополнительных граней.

Сфен обнаружен только в шлифах, где он образует оторочки вокруг зерен рудного минерала. В протолочках присутствует лейкоксенизированный сфен, который характеризуется скорлуповатой формой обломков и светло-желтым цветом; при надавливании обломки легко рассыпаются в светло-желтый порошок.

Кроме перечисленных минералов в протолочках еще иногда встречались единичные зерна сульфидов (видимо, пирита) золотисто-красноватого цвета с формами, близкими к кубу.

Таблица 19

Химический состав гранитоидов, %

Окислы	Граниты 1-й фазы					Граниты 2-й фазы				Выветрелые граниты	
	414-1	54-303	57-356	2288	2	1	1185	4	3	51-283	51-282
SiO_2	65,90	67,73	68,12	68,35	69,50	70,36	70,57	73,00	73,10	68,32	72,70
TiO_2	0,78	0,48	0,79	0,46	0,16	0,40	0,61	0,22	0,24	—	0,04
Al_2O_3	14,22	14,25	14,41	15,01	15,68	14,89	14,10	14,24	13,62	16,40	14,51
Fe_2O_3	1,45	1,01	1,76	0,66	1,79	2,59	1,18	2,19	2,49	0,19	0,30
FeO	4,55	3,00	3,40	3,71	1,46	1,97	3,21	1,86	1,58	0,40	0,80
MnO	0,10	0,02	0,03	0,06	0,04	0,05	0,07	0,04	0,05	—	—
MgO	2,20	2,17	1,46	1,35	0,34	1,53	0,76	0,34	0,52	0,04	0,29
CaO	2,10	2,09	1,69	2,51	0,97	0,93	1,46	0,79	0,93	—	—
Na_2O	2,63	2,70	2,72	2,90	2,04	2,65	2,53	2,98	3,42	0,33	—
K_2O	4,54	5,37	4,71	4,35	8,04	5,14	4,52	5,14	4,65	13,87	10,81
P_2O_5	0,14	0,07	0,12	0,07	0,27	0,22	0,25	0,15	0,15	0,01	0,03
П. п. п.	2,17	0,56	0,40	1,01	—	—	0,61	—	—	0,41	0,48
Сумма	100,27	99,46	99,61	100,57	100,29	100,73	99,67	100,95	100,75	99,97	99,96
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому											
a	12,2	13,5	12,5	12,5	15,7	12,5	11,7	13,3	13,6	20,8	15,1
c	2,5	2,5	2,0	3,0	1,2	1,1	1,7	0,9	1,1	—	—
b	10,8	7,6	9,4	7,6	5,9	10,5	8,4	7,0	5,9	1,7	5,1
s	74,5	76,4	76,1	76,9	77,2	75,9	78,2	78,8	79,4	77,5	79,8
a'	14,3	3,5	24,7	16,8	41,4	39,5	37,2	42,4	27,2	65,1	71,4
f'	51,7	48,6	49,6	53,6	49,0	37,2	47,8	49,8	58,7	31,0	19,3
m	34,0	47,9	25,7	29,6	9,6	23,3	14,9	7,8	14,1	3,9	9,3
n	47	43	47	50	28	44	46	47	53	4	—
a/c	4,8	5,4	6,2	4,2	13,7	11,7	6,8	14,6	12,6	—	—
Q	22,1	23,3	25,2	25,8	21,8	25,7	31,3	30,1	30,5	13,4	29,4

Примечания: 1. Анализы 414-1, 2288 и 1185 цитируются по А. А. Красильщикову и А. Н. Вишневскому (1963); анализы 1—4 заимствованы из рукописных работ Н. А. Цейдлер, Ю. И. Минаевой. Анализы 54-303, 51-283 выполнены на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР аналитики Л. М. Егорова, Е. М. Изотова, З. А. Корякина, М. А. Слепцова и Л. М. Шеина. Анализ 57-356 выполнен в химической лаборатории аналитиком О. Н. Поповой.

2. Места взятия образцов: обр. 414-1, 2288 и 57-356 —гора Осор-Хаята; обр. 54-303 — водораздел рек Ортоку и Хотугу-Эекит; 2 — водораздел рек Ортоку и Согуру-Эекит; 3 и 4 — водораздел рек Сыгынахтах и Ортоку-Эскит: 1 —верховье р. Согуру-Эекит; 1185 —р. Ортоку-Эекит; 51-282 и 51-283 — верховье р. ОртокуЭекит.

Заканчивая петрографическое описание гранитоидов, необходимо упомянуть о присутствии в них ксенолитов метаморфических пород. Последние представлены турмалин-биотитовыми метапесчаниками, в сложении которых, наряду с турмалином и биотитом, участвуют кварц и полевые шпаты. Породы подобного ксенолитам облика и состава встречаются в разрезе нижнепротерозойской эекитской серии.

Граниты 1-й и 2-й фаз внедрения в петрографическом отношении близки друг другу. Единственной отличительной чертой гранитов 2-й фазы является несколько пониженное содержание темноцветных минералов.

Пегматиты (3-я фаза внедрения) состоят в основном из кварца и микроклина, находящихся в пегматоидных срастаниях. В центральных

частях жил нередко наблюдаются выделения темноцветных минералов, сложенные черным турмалином или слюдами — мусковитом и биотитом, причем одна из слюд, как правило, преобладает. Размеры монокристаллов слюды иногда достигают 3—5 см². Содержание слюды в призальбандовых частях жил обычно увеличивается, здесь же нередко появляются линзовидные гнезда, выполненные турмалином.

Характеристика химизма гранитов основывается на 12 анализах, 5 из которых оригинальны, а остальные заимствованы из ранее опубликованных работ. Анализы распределяются следующим образом: 7 характеризуют граниты 1-й фазы, 3 — граниты 2-й фазы и 2 — выветрелые граниты (табл. 19). Граниты 1-й и 2-й фаз весьма близки между собой и различаются только по содержанию кремнезема и соответственно свободного кварца (Q) и по количеству темноцветных (коэффициент b). По остальным параметрам граниты обеих фаз весьма близки. Им свойственны пересыщенность кремнеземом и глиноземом и обогащение щелочнометальными компонентами; наиболее полно они соответствуют гранитам щелочноземельной группы. Из щелочных металлов для всех проб характерно преобладание калия над натрием, что подтверждается и более высоким содержанием в них калиевого полевого шпата. По сравнению со средним составом гранита по Р. Дэли рассматриваемые нами граниты беднее темноцветными.

Особо следует остановиться на выветрелых гранитоидах. Последние по химизму сильно отличаются от нормальных гранитов. Это также породы, пересыщенные кремнеземом и особенно глиноземом. В них полностью отсутствует CaO, в связи с чем нет и параметра «c». Из щелочных металлов в них резко преобладает K_2O. Na_2O присутствует в крайне незначительных количествах, что хорошо видно по значению параметра «n». Такое своеобразие состава связано с выносом в процессе выветривания почти всей темноцветной части породы (железа, магния, кальция, марганца и титана), а также частично Na_2O.

Кварцевые габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты

Породы, отвечающие по составу кварцевому габбро, обнажены на правобережье р. Сололи, в 16 км выше устья. Небольшая площадь выхода и крутые контакты тела с вмещающими породами позволяют предполагать, что оно имеет штокообразную форму.

Более широко, чем габбро, распространены породы, отвечающие по составу ряду диорит — кварцевый диорит — гранодиорит. Они слагают несколько разобщенных массивов, сосредоточенных на водоразделе р. Сололи и руч. Хотугу-Эекит, а также в долине р. Сололи. Выходы представлены в основном глыбовыми развалами и отдельными останцами высотой не более 10 м.

В русле правого притока р. Сололи (обн. 62) вскрыт контакт диоритов с метаалевролитами эекитской серии, которые превращены в роговики. Мощность зоны ороговикования составляет более 3 м; здесь же были обнаружены гранатовые скарны. Отсутствие достаточного количества коренных выходов габброидов долгое время не позволяло однозначно решить вопрос о характере соотношений между габбро и диоритами. Проведенные нами исследования позволяют считать, что формирование габбро и диоритов разобщено во времени, хотя они и связаны, по-видимому, с единым магматическим очагом.

Кварцевые габбро макроскопически представляют собой темные, буровато-черные породы, хорошо раскристаллизованные, с массивной текстурой. На поверхностях скалывания обычно видны лейсты плагиоклаза, достигающие иногда 0,5 см в длину. Какой-либо ориентировки в их расположении установить не удалось. По внешнему облику порода

практически однородна. Основными породообразующими минералами кварцевого габбро являются пироксены (20—40%) и плагиоклаз (40—60%), помимо них в породе постоянно встречаются вторичные темноцветные амфибол и биотит (до 20%), а в незначительных количествах — кварц (до 15%) и калиевый полевой шпат (до 15%). Общее содержание в породе рудных и акцессорных минералов обычно не превышает 5%. Структура породы в основном габброофитовая, местами переходящая в габбровую. Для некоторых участков структура более близка к криптовой.

Плагиоклаз характеризуется резко выраженным идиоморфизмом, что находит отражение в структуре породы (табл. X, фиг. 1). Размеры зерен плагиоклаза в среднем 2—3 мм. Зональный плагиоклаз, на присутствие которого указывают другие исследователи, нами встречен не был. В шлифах обычно наблюдаются нормальные полисинтетические двойники с узкими и частыми полосками двойникования. Определение состава плагиоклаза по симметричному погасанию, показателю преломления и характеру вторичных продуктов свидетельствует о том, что он ближе всего к олигоклаз-андезину (до 40% анортита). Такой кислый состав плагиоклаза для подобной группы пород следует рассматривать как их специфическую особенность. Вторичными процессами плагиоклаз почти не захвачен; наблюдается лишь незначительная серицитизация по трещинам спайности.

Основными темноцветными минералами кварцевых габбро являются пироксены, среди которых преобладает авгит. Пироксены встречаются в виде неправильных, но в целом изометричных зерен; размеры последних обычно несколько меньше размеров зерен плагиоклаза. Большинство зерен бесцветные, но встречаются и бледно-зеленоватые. На некоторых зернах хорошо видна спайность, напоминающая диаллаговую отдельность. Оптические константы авгита: $2V=+45°$; $Ng=1{,}710$; $Np=1{,}687$. Как правило, пироксены сильно изменены вторичными процессами, благодаря чему от крупных зерен иногда сохраняются только разобщенные реликты; такие зерна часто приобретают грязно-бурую окраску. С краев зерна пироксена бывают амфиболизированы. В таких случаях они окружены каймой волокнистого амфибола. Иногда совместно с амфиболом в сложении этой каймы принимает участие биотит. Реже он становится основным вторичным минералом.

Биотит образует отдельные пластины, в центральной части которых присутствует рудный минерал (табл. X, фиг. 2). Создается впечатление, что биотит образует оторочки вокруг рудных зерен. Цвет его красновато-коричневый, плеохроирующий почти до бесцветного. В измененных габбро он приобретает зеленую окраску, а первоначальная коричневая сохраняется на нем только в виде неправильных расплывчатых пятен. Включения акцессорных минералов в биотите встречаются редко.

Кварц присутствует обычно во всех шлифах, причем наиболее распространенная форма выделений — ксеноморфные зерна, зажатые между более крупными выделениями основных породообразующих минералов, или пойкилитовые включения. Наиболее интересным является присутствие кварца в остаточном мезостазисе, который, кристаллизуясь на последних этапах, дает гранофировые срастания кварца и калиевого шпата (табл. X, фиг. 4). Наличие таких срастаний однозначно говорит о присутствии в кварцевых габбро первичного калиевого полевого шпата. Калиевый полевой шпат в виде межгранулярных пленок или крупных таблиц, представленных микроклином, имеет явно вторичное происхождение. Появление его свидетельствует, вероятнее всего, о процессах наложенного калиевого метасоматоза. Макроскопически это фиксируется в появлении у породы розоватого оттенка.

Акцессорные и рудные минералы кварцевых габбро представлены в основном сульфидами и апатитом. В значительно меньших количе-

ствах встречается сфен, магнетит и совсем незначительных — циркон и шпинель.

Группа пород диорит — кварцевый диорит — гранодиорит — это средне- и крупнозернистые породы, в которых всегда четко выделяется темноцветная и салическая часть, соотношение которых и определяет окраску породы. Часто в породах преобладают зеленоватые тона, характерные для пород, претерпевших существенные вторичные изменения (главным образом, хлоритизацию).

Основными породообразующими минералами пород ряда диорит — гранодиорит являются плагиоклаз (30—50%), кварц (15—30%), калиевый полевой шпат (до 25%), а из темноцветных — биотит (10—25%) и амфибол (до 5%). Общее количество рудных и акцессорных минералов составляет 3%.

Плагиоклаз образует таблитчатые зерна, степень идиоморфизма которых обычно несколько меньше, чем у плагиоклаза габброидов. Все зерна полисинтетически сдвойникованы; по составу они соответствуют олигоклазу или олигоклаз-андезину. В некоторых зернах плагиоклаза наблюдаются пойкилитовые вростки кварца. Вторичными изменениями плагиоклаз захвачен незначительно.

Кварц наблюдается в шлифах в виде резко ксеноморфных зерен, выполняющих промежутки между зернами других минералов. Весьма специфической формой нахождения кварца является присутствие в породе кварц-биотитовых симплектитов.

Для калиевого полевого шпата характерны две структурные разновидности: ортоклаз со свойственным пертитовым строением и наличием двух систем спайности и микроклин, отличительная черта которого заключается в присутствии микроклиновой решетки. Калиевый полевой шпат, особенно микроклин, всегда водянопрозрачный, не затронутый вторичными процессами. Появление микроклина связано, вероятно, с процессами калиевого метасоматоза.

Биотит встречается в породах в виде удлиненных пластин. Цвет зеленовато-коричневый, плеохроирующий до бледного зеленовато-желтоватого. В крупных зернах биотита нередко присутствуют включения апатита и циркона; вокруг последних всегда наблюдаются плеохроичные дворики. Показатель преломления биотита $Nm=1{,}649$.

Амфибол образует самостоятельные зерна, характеризующиеся неправильной, но в целом удлиненной формой. Края зерен обычно неровные, изрезанные, цвет минерала бледно-зеленоватый, плеохроизм практически отсутствует. Спайность выражена слабее, чем это вообще характерно для амфиболов, угол погасания в зависимости от разреза колеблется от 5 до 17°, редко до 20°. На многих зернах амфибола наблюдаются двойники, причем конфигурация их часто весьма причудливая (табл. X, фиг. 5). Показатели преломления $Ng=1{,}655$; $Np=1{,}648$ позволяют с некоторой долей условности считать данный амфибол актинолитом.

В качестве вторичного минерала по биотиту и амфиболу нередко развивается хлорит. Окраска его грязно-зеленоватая, плеохроирующая до бесцветной; в скрещенных николях она аномальная, серо-синяя.

Акцессорные и рудные минералы группы диорит — гранодиорит аналогичны установленным в габброидах. Отличительной чертой акцессорной минерализации диоритов является увеличение количества циркона. Последний был встречен почти во всех пробах в знаковых количествах. Обычно это хорошо ограненные кристаллы светло-розового цвета, короткостолбчатого габитуса с удлинением не выше 3, цирконовым типом головки и с незначительным количеством дополнительных граней. Большая часть зерен прозрачна, хотя иногда в них отмечены непрозрачные включения. В шлифах для некоторых кристаллов циркона устанавливается зональное строение, проявляющееся в помутнении цен-

тральной части зерен и в изменении характера и интенсивности их интерференционной окраски.

В диоритах встречаются овальной формы ксенолиты, имеющие размеры до 10 см по длинной оси. Контакты между вмещающей породой и ксенолитами четкие, без зон взаимопереходов, что не позволяет рассматривать их как шлировые выделения. Окраска ксенолитов всегда более темная, только вдоль контакта иногда отмечаются тонкие светлые оторочки, присутствие которых в шлифах никакими изменениями состава не подчеркивается. По петрографическому составу они могут быть разделены на три неравноценные по объему группы.

Первая, самая многочисленная группа (обр. 13) ксенолитов представлена породами, отвечающими по составу габбро. Макроскопически это темные, почти черные мелкозернистые породы с массивной или слабогнейсовидной текстурой; структура их габбровая (табл. X, фиг. 6). В составе присутствуют моноклинный и ромбический пироксены (до 50%) и плагиоклаз (до 70%). Пироксены иногда в различной степени амфиболизированы. В незначительных количествах в состав породы входят биотит и кварц.

Вторая группа (обр. 8) ксенолитов внешне похожа на вышеописанную, но отличается от нее некоторой неравнозернистостью, связанной с появлением относительно более крупных, до 2 мм, выделений биотита. Макроскопически порода темная, с более четко видимой гнейсовидностью, гипидиоморфнозернистой структурой. Пироксены в этих породах отсутствуют. Основными темноцветными минералами являются частично хлоритизированный биотит и эпидот. В двух шлифах, помимо указанных минералов, отмечалось еще появление единичных зерен турмалина. Светлая часть породы представлена альбитом, кварцем и калиевым шпатом; количество последнего иногда достигает 25%. Такой петрографический состав позволяет условно относить эти породы к слюдяным известково-щелочным сиенитам.

Третья разновидность ксенолитов (два образца) представлена породами весьма необычного состава. Основу ее составляют крупные зерна калиевого полевого шпата, местами с хорошо видимой микроклиновой решеткой, в которых в виде пойкилитовых вростков отмечены такие минералы, как амфибол и, реже, пироксены. Эти же минералы встречаются в породе и в виде самостоятельных зерен. Амфибол имеет синевато-зеленоватую окраску, плеохроирующую до зеленовато-желтой. Пироксен главным образом ромбический, с углом $cNg = 3°$. Биотит красновато-коричневый, встречается только в виде самостоятельных зерен. По петрографическому составу данная порода ближе всего к габбро-сиениту.

Присутствие в диоритах ксенолитов магматических пород, отвечающих по составу габбро, габбро-сиенитам и известково-щелочным сиенитам, свидетельствует, во-первых, о том, что возможно нахождение интрузивов третьего гомолога рассматриваемого комплекса — известково-щелочных сиенитов, а во-вторых, о более раннем возрасте формирования габброидов и сиенитов по сравнению с диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Весьма вероятно, что в соответствии с представлениями А. Н. Заварицкого (1956), магматические образования ряда диорит—кварцевый диорит—гранодиорит возникали как гибридные породы в результате взаимодействия габбро-сиенитовой и гранитной магм.

По данным химических анализов (табл. 20) породы, входящие в группу габбро—кварцевое габбро—диорит—гранодиорит, составляют единый непрерывный ряд, в котором содержание отдельных компонентов изменяется постепенно и во взаимосвязи между собой. Особенно четко эти переходы прослеживаются по изменению концентрации таких окислов, как SiO_2, CaO, K_2O, Na_2O.

Таблица 20

Химический состав пород ряда габбро—гранодиорит, %

Окислы	Габбро (ксенолиты в кварцевых диоритах)			Кварцевое габбро			Кварцевые диориты				Гранодиорит
	58-359/27	58-359/26	58-359/1	5-1в	5-2б	65-440	5-2а	5-1а	64-437	5-1д	61-380	59-360	58-358	62-386	64-442
SiO_2	46,38	50,26	51,90	56,25	56,40	56,62	56,71	56,96	57,05	57,40	58,22	59,09	62,95	63,64	65,52
TiO_2	0,94	0,91	0,79	0,82	0,78	0,79	0,80	0,82	0,75	0,74	0,86	0,84	0,62	0,62	0,62
Al_2O_3	23,41	22,12	21,57	16,89	16,94	17,00	16,84	16,49	15,86	16,48	15,42	15,34	16,81	15,02	14,72
Fe_2O_3	1,51	1,62	1,34	1,06	0,92	3,30	0,65	0,03	1,70	1,20	3,14	2,74	0,73	1,81	1,72
FeO	7,33	6,46	5,21	6,82	7,13	5,50	7,03	6,64	6,41	7,27	5,50	5,80	3,81	4,50	4,00
MnO	0,10	0,09	0,08	0,09	0,06	0,06	0,09	0,10	0,16	0,05	0,07	0,07	0,04	0,07	0,04
MgO	6,53	5,62	4,24	5,22	5,71	4,73	5,08	3,77	4,86	5,53	4,27	3,32	2,04	2,28	2,66
CaO	4,99	3,55	6,71	7,64	4,77	4,73	7,44	7,93	6,82	3,45	6,17	4,50	3,45	2,15	2,84
Na_2O	3,34	4,28	5,04	2,84	2,51	2,46	2,73	2,87	2,60	2,07	2,81	2,53	3,29	2,29	2,91
K_2O	4,58	4,85	2,66	2,52	1,83	1,65	2,53	2,54	2,40	2,77	2,21	3,67	4,25	3,67	4,84
P_2O_5	0,16	0,14	0,17	0,18	0,17	0,16	0,18	0,18	0,22	0,19	0,16	0,19	0,26	0,18	0,09
П. п. п.	0,10	0,22	0,70	—	2,69	2,85	—	2,32	1,23	2,70	1,35	1,53	1,56	3,27	0,40
Сумма	100,11	100,12	100,41	100,33	99,91	99,85	100,08	100,65	100,06	99,85	100,18	99,62	99,81	99,50	100,36
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому															
a	14,2	16,4	15,6	9,9	8,2	8,0	9,7	10,2	9,3	8,5	9,5	9,8	13,7	10,4	13,2
c	6,2	4,3	7.2	6,3	5,9	5,9	6,4	6,2	6,1	4,1	5,7	5,7	4,3	2,6	3,1
b	25,1	21,6	15,1	19,2	20,4	19,9	18,6	16,8	18,4	22,2	17,2	14,2	8,6	14,2	9,9
s	54,5	57,7	62,1	64,6	65,5	66,2	65,3	66,8	66,2	65,2	67,6	70,3	73,4	72,8	73,8
a'	21,2	20,9	—	—	14,4	17,6	—	—	—	22,7	—	1,1	8,4	31,7	—
f'	33,9	35,1	42,4	38,8	37,7	41,4	39,5	39,1	42,2	35,6	46,7	57,8	50,7	41,2	52,4
m	44,9	44,0	49,3	45,9	47,9	41,0	46,4	38,9	45,2	41,7	42,3	41,1	40,9	27,1	44,5
c'	—	—	8,3	15,3	—	—	14,1	22,0	12,6	—	11,0	—	—	—	3,1
n	53	57	74	63	68	69	62	63	62	53	66	59	54	49	48
a/c	2,3	3,8	2,1	1,5	1,4	1,4	1,5	1,6	1,5	2,1	1,7	1,7	3,2	4,0	4,3
Q	—25,6	—21,7	—14,2	3,1	8,7	10,5	4,8	7,0	7,7	9,3	8,5	15,3	15,1	22,2	18,1

Примечание. Все анализы (кроме 437 и 358) выполнены на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР аналитиками Л. М. Егоровой, Е. М. Изотовой, З. А. Корякиной, М. А. Слепцовой и Л. М. Шеиной. Анализы 437 и 358 выполнены в химической лаборатории ИГ аналитиком О. М. Поповой. Места взятия образцов: 58-359/27, 58-359/26, 58-359/1, 58-358 и 59-360 — водораздел р. Сололи и руч. Хотугу-Эекит; все образцы кварцевого габбро, а также гранодиорит обр. 64-442 взяты из обнажения по р. Сололи в 16 км выше устья; обр. 62-386 — правый приток р. Сололи в 20 км выше ее устья.

При сопоставлении наших данных (см. табл. 20) с петрохимическими характеристиками однотипных пород по Р. Дэли установлено, что исследованные интрузивные образования относятся к мезократовым разностям, насыщенным (кварцевое габбро) или слабо пересыщенным (кварцевые диориты) кремнекислотой. В группе щелочных металлов преобладает окись калия, концентрации которой колеблются от 1,65 до 4,85%; такие содержания калия не характерны для стандартных составов пород габбро-диоритовой группы.

Сравнение минеральных составов габбро и диоритов, полученных путем пересчета химических анализов, отражает те же закономерности, т. е. увеличение содержания кварца и калиевого полевого шпата за счет уменьшения количества плагиоклаза и темноцветных минералов. При этом необходимо отметить, что количество микроклина, который мы рассматриваем как результат метасоматических процессов, в шлифах габбро и диоритов обычно меньше, чем общее содержание калиевого полевого шпата в породе, полученное расчетным путем. Это позволяет еще раз сделать заключение о том, что повышенное содержание K_2O в породах габбро-диоритового комплекса является первичным генетическим признаком, указывающим на их связь с магматическими образованиями сиенитовой группы.

Соотношения между магматическими образованиями и метаморфическими породами, развитыми на Оленекском поднятии, позволяют достаточно однозначно считать, что более древним является гранитоидный магматизм. Абсолютный возраст гранитоидов по данным А. Н. Вишневского и А. А. Красильщикова 1800—2050 млн. лет свидетельствует о приуроченности их к границе нижнего и среднего протерозоя. Этим же возрастным интервалом характеризуются и гранитоиды, широко распространенные на Анабарском и Алданском щитах.

Однозначное решение вопроса об абсолютном возрасте более основного магматизма (кварцевые габбро, диориты) пока отсутствует. Несомненен послеэекитский возраст этих магматических образований, поскольку метаалевролиты эекитской серии в зонах контактов с диоритами и кварцевым габбро подвергаются ороговикованию. С другой стороны, присутствие выходов данных магматических пород только в поле распространения эекитской серии и отсутствие их среди рифейских отложений позволяет ограничить минимальную возрастную датировку внедрения нижней границей рифейского комплекса, что составляет, по данным М. А. Семихатова (1974), 1700±50 млн. лет.

Анализ гравимагнитного поля Сололийского блокового выступа Оленекского поднятия (см. главу V. «Строение докембрийского основания») дает возможность заключить, что кварцевые габбро, диориты (и возможно, сиениты) окаймляют, как краевая фация, гранитный интрузив, являясь, таким образом, комплексом несколько более молодых магматических образований.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ

Большая часть позднекембрийских магматических образований Оленекского поднятия представлена эффузивами, среди которых преобладают туфовые накопления с пепловой размерностью обломков. Значительно реже встречаются лавовые образования и интрузивные тела близповерхностного генезиса.

Ранний рифей (кютюнгдинское время)

Сведения о раннерифейском магматизме базируются на нахождении в разрезе кютюнгдинской свиты пачки карбонатизированных туфоалевролитов и пепловых туффитов. Эта пачка обнажена на правобережье р. Сололи, в 2 км выше устья руч. Бургалды (обн. 69) и на левобережье р. Кютюнгде, в 7,5 км ниже устья р. Улахан-Юеттех (обн. 17). В разрезах пачки наблюдается переслаивание тонкоплитчатых туфоалевролитов и средне-толстоплитчатых доломитизированных пепловых туффитов. Тонкоплитчатые туфоалевролиты несут на поверхностях напластования знаки пологой ($h:l$=30:5 мм) и островершинной ($h:l$=15:3) волновой ряби, разбиты трещинами усыхания. На этих же поверхностях встречены отпечатки кубических кристаллов каменной соли с размером граней до 10 мм.

В шлифах туфоалевролитов наблюдаются средне- и слабо окатанные обломочки калиевых полевых шпатов (30%), кварца (10%), кислых плагиоклазов (5%), угловатые обрывки зелено-бурого слабо раскристаллизованного вулканического стекла (15%), округлой формы частички нацело перекристаллизованного доломита (5%), единичные чешуйки слюд. Калишпатовые зерна регенерированы; вместе с регенерационными каймами они имеют облик табличек. При соприкосновении калишпатовых и кварцевых зерен заметен эпигенетический идиокластоморфизм калиевого полевого шпата по отношению к кварцу. Цементирующая масса — базального типа; она сложена доломитизированным вулканическим стеклом с соотношением вулканического стекла и новообразованного доломита, как 1:5. Доломит цемента резорбирует все обломочные зерна.

В постседиментационном преобразовании данной породы можно выделить два последовательных этапа. В раннем этапе, в условиях глубинного эпигенеза, происходила регенерация обломочных зерен калиевого полевого шпата с развитием на отдельных участках конформно-

регенерационной структуры. При последующем преобразовании имела место доломитизация вулканического стекла и резорбция доломитом обломочных зерен.

Толстоплитчатые породы, заключающие прослои туфоалевролитов, сложены микрозернистой нацело перекристаллизованной доломитовой массой, размер ромбоэдров в которой достигает 0,02 мм. В породе рассеяны таблитчатой формы вкрапленники (до 0,1×0,05 мм) калиевого полевого шпата. В ряде доломитовых частиц, имеющих неправильную амебообразную форму, наблюдались мельчайшие округлой и чуть сплюснутой формы пузырьки, подобные тем, которые встречаются обычно в обломках вулканических стекол. Данные породы, принимая во внимание их ассоциацию с туфогенными отложениями, калишпатовый характер содержащихся в них вкрапленников и реликтовое пузырчатое строение некоторых частиц, мы рассматриваем как вулканогенные (пепловые), подвергнутые в постседиментационный период доломитизации.

Первичный химический состав пепловой массы вследствие наложенной карбонатизации резко искажен (табл. 21), но если снять вторичный доломитовый фон, то исходные соотношения основных химических компонентов могут быть приблизительно выражены так: SiO_2 — 66%, TiO_2—0,2, Al_2O_3—14, ΣFe_2O_3+FeO—6, MnO—0,02, Na_2O—0,2, K_2O — 6,1, P_2O_5 — 0,2%. Такой состав пирокластических образований указывает на их принадлежность к группе щелочных магматических пород с контрастно проявленной калиевой специализацией щелочнометальности. Этот вывод подтверждается также данными петрографо-минералогического исследования туфоалевролитов, содержащих повышенные количества калиевых полевых шпатов и кварца.

Рентгеноструктурным анализом туфогенных пород кютюнгдинской свиты (рис. 32) регистрируется присутствие тех же характерных для кисло-щелочных магматических образований минералов (кварц, калиевый полевой шпат, гидратированная слюда).

Примечательной чертой нижнерифейских карбонатных пород является их окремнение. Ранее отмечалось (см. главу III), что в доломитах кютюнгдинской свиты постоянно встречаются черные кремнистые обособления линзовидной (до 100×10 см) и желваковой формы с неровными извилистыми и иногда шиповидными краями. Кремнистые линзы и желваки не прерывают тонкую слоеватость доломитов, которая трассируется насквозь через силицитовые обособления. Крайне низкая степень раскристаллизованности кремней, отсутствие сильно перекристаллизованных карбонатов вокруг кремнистых выделений, послойное и желваковое их распределение при общем сгустковом облике — все это свидетельствует о почти синхронном накоплении кремнезема с карбонатными илами. С другой стороны, окремнение строматолитов и микрофитолитов, в которых кремни замещают фитогенные карбонатные постройки, указывает на некоторое перераспределение кремнезема в постседиментационные эпигенетические этапы преобразования пород. Источником кремнезема являлись, по всей вероятности, подводные вулканогенные эксгаляции, сопутствующие поступлению в карбонатные илы пеплового материала.

Гальмиролиз хлоритизированного вулканического пепла обусловливал поступление ионов магния в водную среду древнего мелководного бассейна, что в сочетании с повышенным количеством фумарольной углекислоты могло генерировать процесс доломитообразования.

Средний рифей (арымасское и раннехайпахское время)

Начало среднего рифея знаменовалось излиянием субщелочных базальтовых лав, щелочными пепловыми выбросами, образованием вулканических аппаратов центрального типа. В более позднее арымас-

Химический состав вулканогенно-осадочных пород

Петрографическая характеристика	Место отбора	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3
Карбонатизированный туффит	р. Сололи, 2 км выше устья руч. Бургалды	69-455	11,41	0,04	2,35
Карбонатизированный туфоалевролит	Там же	69-456	51,70	0,45	11,72

Примечание. Анализы выполнены на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР.

ское время сформировалось близповерхностное пластовое тело, сложенное толеитовыми базальтами. В раннехайпахское время снова происходило внедрение щелочной магмы, сопровождающееся проявлением эксгаляционно-фумарольной деятельности.

Разрез туфолавовых образований обнажен на левобережье р. Сололи, в 3 км ниже слияния ее истоков Улахан-Сололи и Оччугуй-Сололи (обн. 70). Здесь вскрыты три покрова общей мощно-

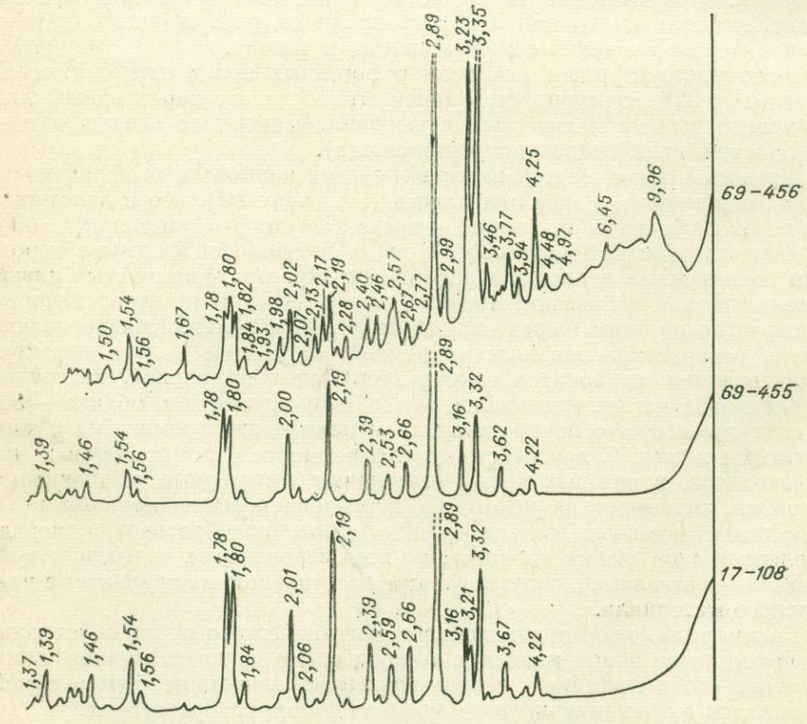


Рис. 32. Дифрактограммы вулканогенных и вулканогенно-карбонатных пород кютюнгдинской свиты.

Карбонатизированный туфоалевролит: 69—456; карбонатизированный туффит: 69—455: туфоалевролит: 17—108.

Диагностические отражения доломита (А): 3,68; 2,89; 2,19; 1,80; 1,78; остальных минералов — см. на рис. 24—26.

Таблица 21

кютюнгдинской свиты нижнего рифея, %

$\Sigma FeO+Fe_2O_3$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	H_2O^-	Сумма
1,04	0,004	18,28	24,60	0,03	1,03	0,04	40,45	0,42	99,27
1,47	Не обн.	6,73	7,45	0,11	6,92	0,19	12,88	0,48	99,62

Аналитики Л. М. Егорова, З. А. Корякина, Л. М. Шеина.

стью около 22 м. Нижний покров (3—4 м) сложен горизонтально-полосчатыми перекристаллизованными базальтовыми туфами, разбитыми сеткой трещин с прожилками кальцита. Второй покров (10 м) состоит из тонко-среднеплитчатых карбонатизированных базальтов; в кровле покрова залегают мелкообломочные туфоагломераты. Верхний покров начинается с массивных базальтов, выше которых следуют миндалекаменные разности и затем горизонтально-полосчатые пепловые туфы трахитов. Мощность покрова 8 м.

Юго-западнее данного обнажения, в долине притока р. Сололи, впадающего в 9 км ниже устья р. Бургалды, на том же стратиграфическом уровне прослеживаются развалы светло-розовых и бледно-зеленых пористых вулканических шлаков и пепловых туфов трахитового состава. Развалы глыб миндалекаменных базальтов и трахитовых туфов встречаются также на водоразделе рек Сололи и Сыгынахтах и в верховьях р. Сыгынахтах. Общая протяженность туфолавового поля, вытянутого от долины р. Сололи в юго-западном направлении вдоль границы среднерифейских и нижнерифейских отложений, составляет около 20 км.

Базальты, наиболее часто встречающиеся в разрезах лавовых покровов, имеют призматически-зернистую, офитовую, гиалофитовую структуру (табл. XI, фиг. 1—4). Они состоят из крупных (до 0,5 мм) лейст зональных плагиоклазов (55—70%) переменного лабрадор (№ 67—70)-олигоклаз-андезинового состава (№ 20—35), а также призматических зерен клинопироксенов, представленных авгитом и титанистым авгитом (10—30%), и скелетных выделений магнетита, ильменита и сфена (3—10%). Интерстиции между зернами заполнены темно-зеленым хлоритизированным и ожелезненным стеклом.

Постмагматические преобразования базальтов проявлены чрезвычайно интенсивно (табл. XI, фиг. 5, 6). К их начальной стадии следует, по-видимому, относить калишпатизацию плагиоклазовых лейст. В последующие стадии происходило замещение полевошпатовых зерен, пироксенов и интерстиционного вулканического стекла бледно-зеленым хлоритом и, иногда, кварцем, которые образовывали в массе породы сеть тончайших (тысячные доли миллиметра) ветвящихся прожилков. К этим же стадиям приурочено развитие цеолитов, игольчатые кристаллиты которых пронизывают плагиоклазы и интерстиционные промежутки. Дальнейшие постмагматические преобразования проявлялись в карбонатизации всех хлоритовых выделений и лейст плагиоклазов, а также в их частичной гидрослюдизации.

Наиболее контрастно постмагматические изменения выражены в базальтах, содержащих миндалины, которые заполнены радиально-лучистым крупнозернистым кварцем либо мелкочешуйчатым хлоритом, чере-

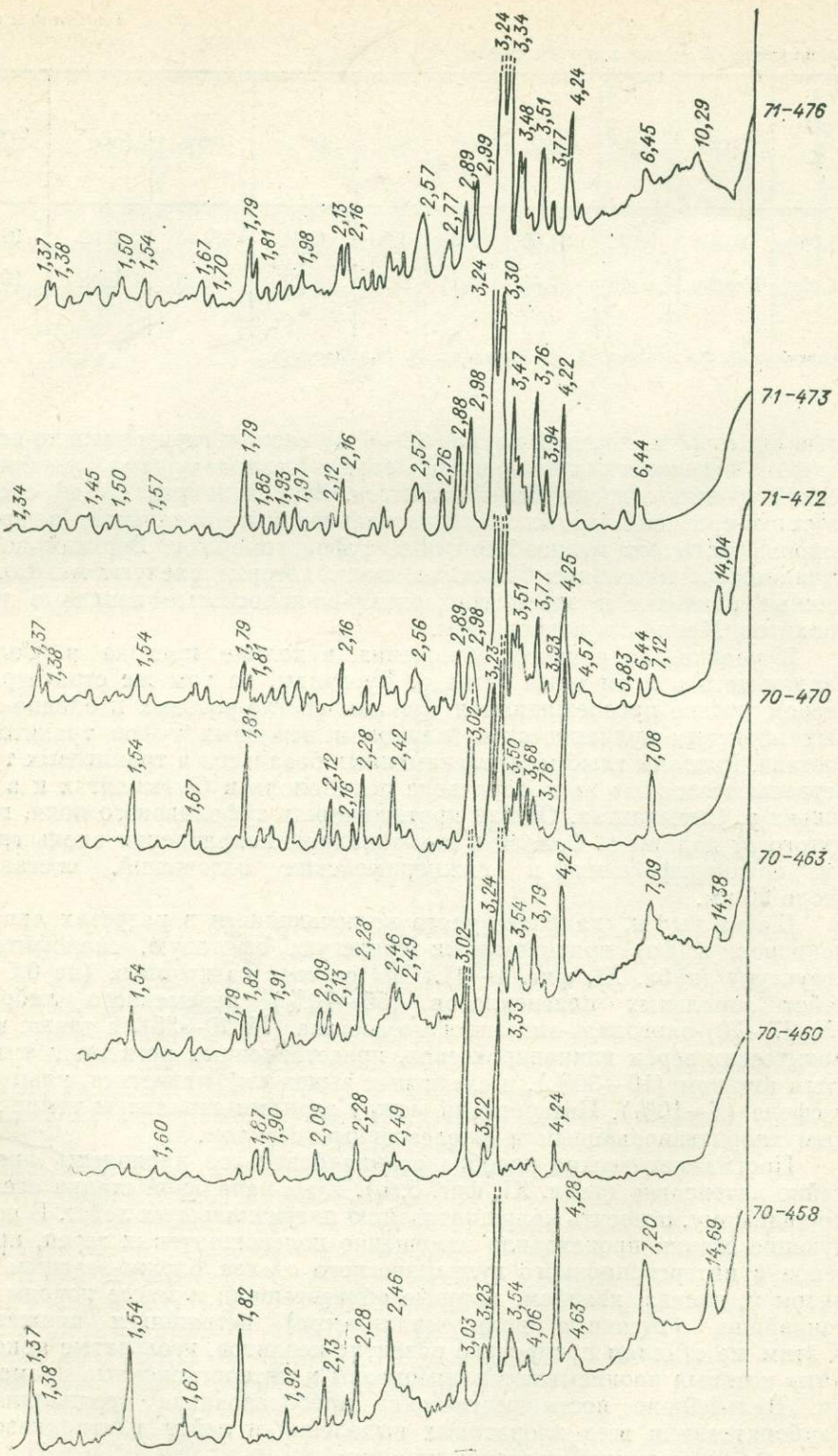
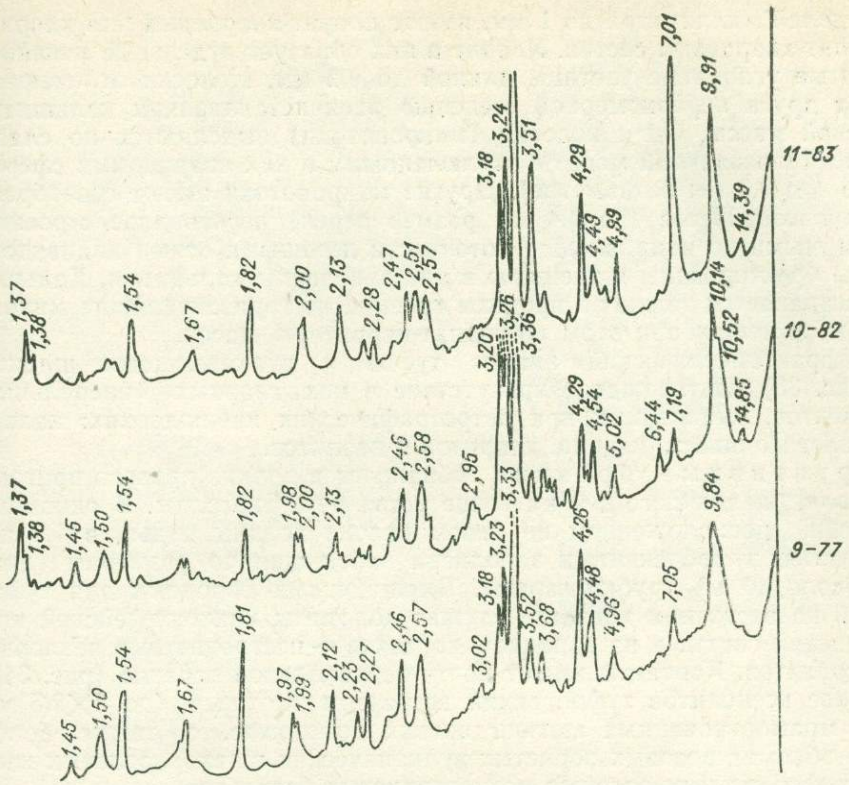


Рис. 33. Дифрактограммы осадочных и вулканогенных пород арымасской свиты.

Алевролиты, алевропелиты: 9—77, 10—82, 11—83; субщелочной базальт: 70—463; хлоритизированные и карбонатизированные туфы из кровлевых частей базальтовых покровов: 70—458, 70—460, 70—470, туфы трахитов: 71—472, 71—473, 71—476.

Диагностические отражения (Å) цеолитов: 6,44; 5,83; 4,60; 2,95 и т. д.; остальных минералов — см. рис. 24—26.



дующимся с пленками гидроокислов железа. Размер кварцевых миндалин достигает 25 см, а железисто-хлоритовых — до 1,5 см.

Дифрактометрический анализ общей массы базальтов (рис. 33) выявил присутствие в них плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, железистых хлоритов, гидрослюд, кварца, кальцита и цеолитов.

Пепловые туфы трахитов и вулканические шлаки состоят из раскристаллизованного хлоритизированного и гидрослюдизированного стекла. В скрещенных николях наблюдаются крупные (до 0,4 мм) и замутненные гидроокислами железа таблички калиевого полевого шпата, промежутки между которыми заполнены микрозернистой кварц-полевошпатовой массой (табл. XII, фиг. 1—3). Породы пронизаны иглами натрий-кальциевых цеолитов. По всей массе рассеяны скелетного облика вкрапленники лейкоксенизированного сфена.

Обособленную группу представляют собой туфы трахитов с хорошо сохранившейся кристалловитрокластической структурой. Основная масса в них зеленого и, участками, буро-зеленого цвета. Она сложена расплющенными и в различной степени деформированными черепками щелочного вулканического стекла ($N=1{,}52$) с чешуйчатой микроструктурой. Форма пепловых частиц скорлуповатая, сфероидальная, амебообразная, толстопластинчатая. Размеры частиц колеблются от 0,03 до 0,4 мм. Содержание основной массы в туфах около 60%. Фенокристы (табл. XI, фиг. 4) представлены призматической и угловатой формы зернами (0,1—0,8 мм в поперечнике) пелитизированных калиевых полевых шпатов (15%), кварца (10%), бледно-зеленых вулканических стекол (10%). В основной массе около 5% составляют дендритовидного облика выделения титаномагнетита. Порода пронизана мелкими игольчатыми кристаллитами цеолитов.

Встречаются также полосчатые пепловые туфы, которые обнаруживают в шлифах микрофлюидальную текстуру. Полоски, толщиной от

сотых долей миллиметра до 1 мм, имеют хлорит-кварцевый или хлорит-калишпат-кварцевый состав. Хлорит в них образует отдельные линейно-вытянутые угловатые частицы длиной до 0,2 мм. Полоски отличаются друг от друга неравномерной степенью раскристаллизации калишпат-кварцевой массы. Одни полоски (микропотоки) выделяются по слабо раскристаллизованной массе с заключенными в них кварцевыми сферолитами (до 0,3 мм в диаметре). Другие микропотоки имеют своеобразное крупнозернистое (до 0,4 мм размер зерен) перьевидное строение с вытянутыми по направлению потечности длинными осями индивидов. Породы брекчированы и трещины в них заполнены кальцитом. Кальцит распространяется также за пределы трещин, по горизонтальным микропотокам, замещая при этом калишпат-кварцевую массу.

Дифрактометрический анализ туфов и вулканических шлаков (см. рис. 33) подтверждает присутствие в них главных минеральных компонентов, выявленных при петрографических наблюдениях: калиевого полевого шпата, кварца, хлоритов и цеолитов.

Эруптивные брекчии обнажены в долине правого притока р. Сололи, впадающего в 9 км выше устья руч. Бургалды. В одном из обнажений, расположенном на левом склоне долины ручья, в 1,5 км выше устья, туфобрекчиями заполнена небольшая по размерам (диаметр около 40 м) трубка взрыва. Вмещающими породами для туфобрекчий на восточном контакте служат доломиты нижнерифейской кютюнгдинской свиты, а на западном контакте — пестроцветные пепловые туфы трахитов. Контакты имеют почти вертикальное падение (рис. 34). В составе ксенолитов туфобрекчии встречены крупные (до 3×2,5 м) глыбы мраморизованных кютюнгдинских доломитов, а также более мелкие обломки розовых пористых вулканических шлаков, зеленых пепловых туфов и темно-зеленых мелкозернистых базальтов.

В другом обнажении, на левом склоне долины того же ручья, в 4 км выше устья, наблюдается разрез еще одного вулканического жерла, заполненного зелеными туфобрекчиями с ксенолитами миндалекаменных трахибазальтов, пепловых туфов и пестроцветных карбонатных пород, имеющих размеры в поперечнике до 3 м. Туфобрекчии отделяются от вмещающих пестроцветных строматолитовых известняков и известковых мергелей арымасской свиты извилистыми языкоподобными телами, сложенными миндалекаменными базальтами. Мощность инъекционных тел базальтов колеблется от 10 до 50 см.

Перед обнажением, в днище долины ручья, возвышается скальный холм массивных мелкозернистых толеитовых базальтов, сменяющихся вверх по разрезу миндалекаменными разностями. Видимо, этот холмистый выступ является реликтом вулканического некка, протыкавшего туфобрекчии в более поздний этап магматической деятельности. На противоположном от обнажения склоне долины ручья, за базальтовым холмом, прослеживаются дугообразно изогнутые задернованные гряды, как бы окаймляющие по внешнему контуру округлую (500—600 м в диаметре) древнюю кальдеру (см. рис. 34).

Туфобрекчии, заполняющие жерла вулканических аппаратов, имеют литовитрокластическую структуру (табл. XI, фиг. 5, 6). Среди обломков вулканических стекол выделяются две разновидности: хлоритизированные стекла бледно-зеленого цвета с мелкими (0,01—0,02 мм) микролитами калиевого полевого шпата и с общим показателем преломления 1,539, а также бурые ожелезненные, иногда почти черные стекла с изотропным строением общей массы и единичными микролитами калиевого полевого шпата ($N=1{,}615$). Форма обломков стекол неправильная, угловатая; их содержание — около 70%. Обломки пород, как было указано выше, представлены пепловыми туфами и вулканическими шлаками, строматолитовыми доломитами нижнерифейской кютюнгдинской свиты, пестроцветными известковыми мергелями и стро-

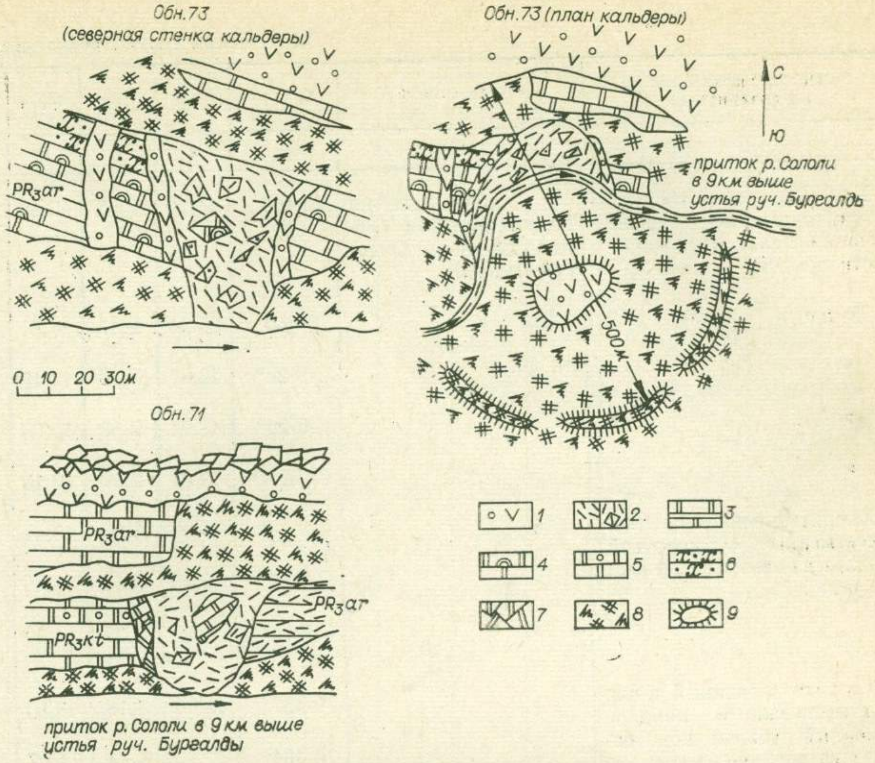


Рис. 34. Зарисовки обнажений и план кальдеры среднерифейских (арымасских) вулканогенных пород.

1 — лавы базальтов; *2* — туфобрекчии; *3* — доломиты; *4* — строматолитовые доломиты; *5* — микрофитолитовые доломиты; *6* — песчаники; *7* — зоны дробления карбонатных пород; *8* — задернованные участки, *9* — холмистый выступ базальтового некка.

матолитовыми известняками среднерифейской арымасской свиты. Кроме того, иногда фиксируется присутствие обломков горизонтально-микрослоистых туфоалевролитов, не встреченных где-либо в изученных разрезах.

Ксенолиты в туфобрекчиях цементируются бледно-зеленым хлоритизированным вулканическим стеклом. Чешуйки хлорита образуют крустификационные каймы вокруг обломков или создают в порах между обломками розетковидные выделения диаметром 0,02—0,05 мм. Некоторые участки хлоритизированного стекла замещены агрегатом гидрослюд. В составе тяжелой фракции туфобрекчий преобладают (70%) моноклинные пироксены пижонитового состава ($Ng=1{,}710$; $Nm=1{,}700$; $Np=1{,}694$), гидроокислы железа (28%). В незначительном количестве содержится барит (1%), пирит (1%). Отмечаются единичные обломочные зерна буро-зеленого турмалина и окатанные зерна бледно-желтого циркона.

По химическому составу раннеарымасские вулканогенные породы могут быть расчленены на три вещественные группы: субщелочные базальты, трахитовые туфы и вулканические шлаки, щелочные туфобрекчии (табл. 22).

Субщелочные базальты формировались из расплавов, насыщенных кремнеземом; суммарное содержание кремнезема в них достигает 54,4%. Еще одной их характерной особенностью является повышенная титанистость. Суммарное содержание щелочных металлов колеблется от 3,5 до 4,9%, причем в ряде случаев концентрации калия (до 4,10%) преобладают над содержаниями натрия.

Таблица 22

Химический состав вулканогенных пород арымасской свиты, %

Петрографическая характеристика	Место отбора	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	ΣFe_2O_3+FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	CO_2	П. п. п	P_2O_5	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Хлоритизированный и карбонатизированный субщелочной базальт из нижней части покрова	р. Сололи, 3 км ниже слияния рек Улахан-Сололи и Оччугуй-Сололи	70-463	44,20	2,55	10,80	4,52	4,85	9,37	0,26	2,85	11,35	0,12	4,59	0,26	4,46	8,80	13,26	0,44	99,79
То же	Там же	70-460	35,25	2,17	8,51	7,39	2,09	9,48	0,62	2,33	19,10	0,43	2,84	0,72	3,47	15,23	18,70	0,40	99,83
»	»	С-9-2г*	46,87	3,20	14,15	6,47	5,74	12,21	0,22	1,83	11,41	2,83	1,55	1,19			4,95	0,49	99,71
»	»	С-9-2е*	48,94	2,58	12,56	6,62	12,32	18,94	0,03	5,77	0,99	0,64	2,31	1,83			6,28	0,38	99,40
»	»	С-9-2ж*	43,64	2,99	13,12	6,67	3,56	10,23	0,24	2,04	9,89	2,29	2,42	0,83			12,70	0,45	100,01
Хлоритизированный миндалекаменный субщелочной базальт из центральной части покрова	»	С-9-4а*	51,30	3,05	13,41	4,90	8,72	13,62	0,17	4,63	7,46	2,75	1,30	1,47			1,73	0,50	99,92
	»	С-9-4в*	50,45	3,14	13,39	6,56	8,04	14,60	0,18	4,66	7,65	2,73	1,32	1,04			1,16	0,54	99,82
	»	С-9-4е*	49,99	2,39	14,02	4,05	8,84	12,89	0,18	5,36	10,40	2,45	0,64	1,04	1,32		1,32	0,28	99,92
Хлоритизированный и карбонатизированный миндалекаменный субщелочной базальт из верхней части покрова	»	70-457*	46,90	3,18	13,83			11,63	0,19	2,36	9,58	2,40	2,12	0,67			6,90	0,53	99,63
	»	70-464*	47,80	3,13	14,57	9,99	4,60	14,59	0,18	4,93	3,51	3,38	1,95	0,70	4,75	0,69	5,44	0,49	99,97
	»	С-9-5а*	50,62	3,09	13,15	4,17	9,97	14,14	0,22	4,84	3,82	2,95	3,68	1,44			2,47	0,46	99,44
	»	С-9-5б*	48,16	3,07	12,78	7,93	6,40	14,33	0,14	4,93	4,56	3,31	1,86	0,88			6,17	0,43	99,74
Хлоритизированный и карбонатизированный субщелочной базальт из нижней части покрова	Водораздел рек Сололи и Сыгынахтах	С-11-1б*	53,61	3,24	13,18	3,44	9,75	13,19	0,08	5,96	0,84	2,77	0,75	1,18			4,67	0,50	99,41
То же	Там же	С-11-1г*	54,79	3,16	14,12	5,83	7,08	12,91	0,07	4,24	1,36	2,18	1,49	1,50			4,74	0,49	99,55
Хлоритизированный субщелочной базальт из центральной части покрова	»	С-11-3б*	48,96	3,06	12,92	6,78	8,28	15,06	0,16	4,68	9,44	2,44	1,13	1,26			1,39	0,51	99,75
То же	»	С-11-3г*	51,80	2,96	13,07	6,71	7,34	14,05	0,18	4,90	7,93	2,57	1,32	1,08			0,89	0,46	100,13
Хлоритизированный субщелочной базальт из жилы, опоясывающей жерло с туфобрекчией	Приток р. Сололи в 9 км выше устья руч. Бургалды, 4 км выше устья притока	73-486*	35,25	3,16	19,25	4,88	12,36	17,24	0,10	9,68	1,78	1,96	1,59	0,34	8,34	1,10	9,44	0,42	99,87
То же	Там же	73-487*	51,02	3,54	14,12			14,52	0,02	7,20	0,64	2,17	0,95	0,73			5,07	0,53	99,77
Ксенолит хлоритизированного субщелочного базальта в туфобрекчии	»	С-10-2а*	38,54	2,90	16,85	0,91	13,66	14,57	0,03	9,88	0,64	0,78	4,20	0,62			11,06	0,32	99,77
То же	»	С-10-2б*	41,58	2,55	14,81	1,71	6,98	8,69	0,24	5,16	10,49	4,50	1,10	0,22			10,29	0,27	99,68
Среднее по субщелочным базальтам ($n=20$)			46,98	2,96	13,63	5,53	7,81	13,34	0,18	4,91	6,64	2,28	1,96	0,95			6,43	0,44	99,74

Числовые характеристики

Порода	№ обр.	a	c	b	s
Субщелочные базальты хлоритизированные и карбонатизированные	70-463	7,97	4,35	27,20	60,46
	70-460	6,09	3,81	39,63	50,45
	С-9-2г	9,15	5,65	24,75	60,44
	С-9-2е	4,72	1,19	36,58	57,48
	С-9-2ж	9,99	5,27	23,73	60,99
	С-9-4а	8,06	5,09	24,93	61,90
	С-9-4в	8,04	5,07	25,98	60,89
	С-9-4е	6,39	6,29	27,82	59,48
	70-457	9,24	5,61	23,20	61,93
	70-464	10,96	4,56	23,61	60,85
	С-9-5а	12,06	2,94	23,63	61,34
	С-9-5б	10,59	3,78	24,74	60,87
	С-11-1б	7,03	1,00	29,62	62,34
	С-11-1г	6,87	1,63	27,26	64,21
	С-11-3б	7,11	5,22	28,50	59,15
	С-11-3г	7,58	4,97	25,90	61,52
	73-486	6,70	2,19	47,80	43,29
	73-487	5,90	0,74	34,80	58,54
	С-10-2а	7,91	0,79	44,33	46,95
	С-10-2б	12,67	4,58	28,26	54,46
Среднее (n=20)		8,49	5,61	25,41	60,46
Пепловые туфы, вулканический шлак трахитов	71-471	13,14	2,08	13,90	70,86
	71-472	5,56	1,77	29,89	62,76
	71-473	21,71	0,36	3,88	74,03
	С-11-4а	15,49	0,75	4,82	78,92
	С-11-4б	15,65	0,97	4,16	79,19
	С-11-4в	16,06	0,75	9,33	73,85
Среднее (n=6)		14,47	1,11	11,06	73,35
Туфобрекчии	73-483	2,45	0,44	47,08	50,01
	71-477	1,32	1,08	40,82	56,76
Среднее (n=2)		1,93	0,75	44,11	53,19

Первичный состав базальтов сильно искажен вследствие наложенных постмагматических процессов. Следует, видимо, считать, что повышенное содержание K_2O обусловлено привносом его в раннюю стадию преобразования лав, причем в последующие стадии (хлоритизации, карбонатизации) концентрации калия снова заметно уменьшались. Последнее подтверждается тем, что количество элемента в трахибазальтах находится в обратной пропорциональной зависимости от суммарного количества окислов железа. Так, в миндалекаменных базальтах, подвергнутых наибольшей хлоритизации и ожелезнению, коэффициент относительного содержания калия $\left(\frac{K_2O}{K_2O + Na_2O} \cdot 100\right)$ уменьшается до

по А. Н. Заварицкому

f′	m′	c′	n	t	φ	a′	a/c	Q
36,96	20,45	42,57	3,82	4,15	16,38		1,83	0,61
27,02	11,98	60,99	18,70	4,42	19,19		1,59	—15,08
48,77	13,50	37,71	73,50	4,88	24,11		1,61	—3,06
47,22	26,54	29,23	29,62	3,81	15,37		3,94	4,31
45,88	17,01	37,09	59,98	4,89	28,10		1,89	—3,28
51,46	31,94	16,59	76,27	4,27	17,07		1,58	2,57
52,36	30,80	16,82	75,86	4,46	21,90		1,58	0,64
43,67	32,96	23,36	85,33	3,46	12,57		1,01	—0,09
49,58	19,04	31,37	63,21	4,84	35,54		1,64	—0,23
59,11	37,72		72,48	4,69	38,60	3,15	2,40	—4,77
57,08	35,33	7,58	54,91	4,38	15,37		4,09	—4,37
55,69	35,79	8,51	73,00	4,57	29,07		2,80	—3,23
40,53	33,33		84,87	4,34	9,71	26,13	7,02	9,61
42,66	26,02		68,97	4,15	18,06	31,31	4,20	13,03
49,18	28,22		76,64	4,48	20,64	22,59	1,36	—1,15
49,79	32,08		74,73	4,11	22,18	18,12	1,52	2,90
33,88	34,71		65,19	6,31	8,83	31,40	3,05	—29,00
35,52	35,60		77,63	4,95	35,52	30,86	7,90	4,52
31,50	38,27		22,00	5,35	1,78	30,21	10,01	—22,71
32,41	34,05	33,53	86,14	4,40	5,59		2,76	—21,00
52,36	35,35	12,27	63,86	4,52	20,11		1,51	—1,69
39,69	51,14		2,06	4,22	29,74	9,16	6,29	13,36
55,64	14,17		33,53	4,49	26,58	30,18	3,13	12,60
60,17	14,89		1,36	4,52	37,37	24,92	59,31	4,27
46,19	26,38		1,71	3,60	31,80	27,42	20,45	26,10
52,44	30,12		2,67	3,49	35,56	17,43	16,04	26,09
38,11	34,96		2,78	4,31	30,48	26,92	21,32	14,82
48,43	26,41		2,91	4,08	28,93	25,16	13,04	16,66
32,16	36,00		26,30	3,44	9,22	31,88	5,46	—5,33
74,22	4,43		14,10	0,38	63,07	21,34	1,22	9,80
50,53	22,24		22,78	1,89	32,74	27,21	2,56	1,76

22,6—36,7%, тогда как в массивных базальтах он составляет по ряду проб 81,1—96,1%. Миндалекаменные базальты по сравнению с массивными разностями имеют более высокие концентрации глинозема, титана, магния. Содержание кремнезема также варьирует в зависимости от степени наложенной карбонатизации, снижаясь от 50,96 до 35,25%.

В целом вся рассматриваемая группа пород занимает по петрохимическим характеристикам положение, близкое к щелочным базальтоидам (трахибазальтам).

Пепловые туфы и вулканические шлаки характеризуются резко повышенными концентрациями калия, достигающими 14,25% (коэффициент относительного содержания калия возрастает до 66,4—98,5%).

Изменения содержаний этого элемента здесь, как и в лавах трахибазальтов, в наибольшей мере связаны с колебаниями суммарных концентраций железа (обратная пропорциональная зависимость). Вся группа туфогенных пород имеет еще более высокие, чем в трахибазальтах, содержания титана (до 3,78%) и кремнезема. Повышенное содержание кремнезема указывает на их принадлежность к группе кислых трахитов.

В туфобрекчиях общее количество калия значительно уменьшается (0,74—1,85%), хотя коэффициент относительного содержания его весьма высокий (73,7—85,8%). Резко возрастает железистость пород (до 32,45%). Концентрации титана соответствуют примерно таковым в трахибазальтовых лавах.

Все перечисленные особенности химизма вулканогенных пород указывают, по всей вероятности, на эволюцию состава магмы, поэтапно поступавшей с глубины на протяжении выделяемой нами раннеарымасской эпохи среднерифейского диастрофизма. Наиболее ранними являлись, видимо, излияния лав трахибазальтов, затем они сменялись кислощелочными пепловыми выбросами, и в завершающие фазы формировались новые вулканические постройки центрального типа, заполняемые туфобрекчиями с ксенолитами вмещающих пород, лавовых образований, пепловых туфов, вулканических шлаков. Общая длительность вулканогенных процессов, судя по относительно малой мощности (около 30 м) туфолавовых и пепловых покровов, была сжата в геологическом времени, но их интенсивность проявилась очень контрастно. Такого рода проявления щелочного вулканизма весьма характерны для мезокайнозойских континентальных рифтовых зон, исследованных на территории Восточной Африки (Восточно-Африканская рифтовая система, 1974; Милановский, 1976; Логачев, 1977).

В арымасское время сформировалось также пластовое базитовое тело, отделенное от пачки щелочно-базальтовых вулканогенных пород пестроцветными мраморизованными карбонатными отложениями мощностью около 15—20 м. Оно образует узкую полосу поверхностных выходов, прослеживающихся на 35 км с северо-востока на юго-запад, от верховьев р. Сололи до водораздела рек Сыгынахтах и Дебенгде. Мощность его уменьшается в том же направлении от 30—40 до 20—25 м.

При предшествующих геологосъемочных работах это магматическое образование описывалось либо как пермотриасовый силл долеритов (А. А. Красильщиков, НИИГА), либо как силл диабазов позднепротерозойского возраста (И. М. Битерман, Л. М. Натапов, ВАГТ). Проведенное нами детальное изучение внутреннего строения, вещественного состава и текстурно-структурных особенностей показало, что оно по своему генезису ближе всего к эффузивным вулканическим образованиям. Об этом же свидетельствует и «холодный» контакт магматических пород пластового тела с перекрывающими их туфоалевролитами и известняками арымасской свиты среднего рифея (обнажение в верховьях р. Дебенгде).

Породы, слагающие покров, представлены в основном мелкозернистыми разностями с обильным содержанием мелких миндалин и офитовым типом структуры. Только во внутренней части тела встречаются среднезернистые разновидности с типичной пойкилоофитовой структурой. В краевых частях тела отмечаются также породы с интерсертальной и толеитовой структурами (табл. XV, фиг. 4, 5).

Ведущими породообразующими минералами являются плагиоклаз (47—53%), клинопироксен (26—33%), рудные (6,5—10%). Оливин отсутствует. В интерстициях в незначительном количестве (2—3%) наблюдается агрегат калиевого полевого шпата и альбита. Постоянно присутствует хлоритизированное стекло (4—12%). Роль мезостазиса увеличивается в пределах краевых зон. Широко развиты вторичные минералы, представленные желто-зеленой роговой обманкой, хлоритом,

иддингсит-хлорофеитовым агрегатом, соссюритом, кальцитом. Их общее количество (без кальцита, содержащегося от первых процентов до 15) составляет 5—15%.

Плагиоклаз образует незональные призмы и лейсты и по составу отвечает лабрадору An_{70-61}. Он подвергался карбонатизации, хлоритизации, альбитизации (деанортитизации), реже соссюритизации.

Клинопироксен в породах центральной зоны слагает ксеноморфные ойкокристаллы, пронизанные лейстами плагиоклаза. В периферических частях пластового тела он наблюдается в виде мелких неправильной формы зерен, занимающих угловатые промежутки между кристаллами плагиоклаза. По оптическим данным клинопироксен относится к авгиту Wo_{39-38} En_{45-39} Fs_{23-16} ($+2V=45—46°$, $Ng=1{,}720—1{,}710$; $Np=1{,}696—1{,}686$). Периферические части зерен подвергнуты амфиболизации и хлоритизации.

Рудные минералы (магнетит, ильменит) имеют дендритовидную и скелетную формы. Часто встречаются игловидные кристаллы, пронизывающие авгит и мезостазис. Ильменит замещается лейкоксеном.

Хлоритизированное стекло занимает интерстиционные промежутки; содержание его увеличивается в породах краевых частей. В мезостазисе встречаются мелкие иголочки апатита.

В породах покрова постоянно присутствуют миндалины, размер которых варьирует от сотых долей миллиметра до 10 мм. Мелкие миндалины выполнены иддингсит-хлорофеитовым агрегатом, а более крупные — хлоритом и чешуйками бесцветных гидрослюдистых образований типа селадонита ($Ng=1{,}635—1{,}630$; $Np=1{,}605—1{,}600$). Количество миндалин в кровлевой части пластового тела резко возрастает.

В целом характерными чертами вещественного состава пород покрова являются: устойчивый спектр первичных породообразующих минералов при отсутствии среди них оливина и малом содержании апатита, обилие миндалин и интерстиционного вулканического стекла, интенсивность постмагматических преобразований. К текстурно-структурным особенностям относится мелкозернистое сложение и миндалекаменная текстура пород, наличие в периферических частях пластового тела интерсертальных и толеитовых разностей при доминирующей роли офитовой микроструктуры, сменяющейся в центральной части тела пойкилоофитовой, развитие скелетных, дендритовидных и игловидных зерен рудных минералов.

Данные химического анализа пород (табл. 23) показывают, что они сформировались из толеитового расплава, насыщенного кремнеземом (Q от —5,1 до 6,2) и характеризующегося промежуточной, между калиевой и натровой, специализацией щелочей. Покрову свойственна устойчивость химического состава пород, что свидетельствует об отсутствии сколько-нибудь существенных проявлений процесса дифференциации. Повышенное содержание магния, вариации содержаний железа и степени его окисленности обусловлены направленностью вторичных преобразований и их интенсивностью, а также распределением в разрезе тела продуктов постмагматических процессов (наличие миндалин, выполненных хлоритом, иддингсит-хлорофеитовым агрегатом, насыщенность ими периферических частей тела и т. д.).

В целом все указанные особенности магматических пород позволяют считать, что их кристаллизация происходила в открытой камере (возможно, в подводных условиях) и слагаемое ими тело следует относить к поверхностному эффузивному образованию лавового генотипа. Кристаллизация магмы в подобных случаях происходит одновременно как со стороны подошвы, так и со стороны внешней поверхности.

По простиранию после небольшой площадной перемычки в верховьях руч. Дебенгде покров сменяется пластовым интрузивным телом, которое прослеживается с северо-востока на юго-запад (до слияния

Химический состав пород среднерифейского базальтового покрова, %

Таблица 23

Компоненты	Водораздел рек Дебенгде—Сыгынахтах					Верховье р. Сололи, в 3 км ниже слияния Улахан-Сололи и Оччугуй-Сололи				Правый приток р. Сололи, в 9 км выше устья руч. Бургалды				Среднее
	К-5-2а	К-5-2ж	К-4-1а	К-2-1б	К-2-1е	С-9-8а*	С-9-8б*	С-9-8в*	С-9-8г*	С-10-3а*	С-10-3г*	С-10-4а*	С-10-4б*	
SiO_2	49,81	49,91	50,14	50,90	48,86	50,76	50,40	48,86	49,86	49,70	49,02	49,24	47,89	49,69
TiO_2	2,29	2,57	2,30	2,50	2,30	2,26	2,24	2,34	2,34	2,29	2,35	2,40	2,38	2,33
Al_2O_3	14,09	13,95	14,00	13,93	13,80	14,21	14,39	14,28	14,14	13,98	14,45	14,87	13,79	14,10
Fe_2O_3	4,52	6,75	4,63	4,13	5,72	1,81	1,00	3,34	4,29	2,79	5,75	2,20	4,41	4,18
FeO	8,81	6,98	8,53	6,79	8,01	10,97	11,67	9,99	8,80	10,12	7,10	10,26	8,90	8,78
MnO	0,16	0,18	0,16	0,27	0,20	0,18	0,17	0,20	0,18	0,18	0,16	0,24	0,19	0,18
MgO	5,85	6,36	6,40	3,22	5,69	6,35	6,76	6,45	5,72	6,46	6,25	6,30	6,52	5,92
CaO	9,88	9,69	9,80	10,78	10,09	7,82	7,81	10,08	9,77	9,62	10,15	9,99	11,28	9,80
Na_2O	2,35	2,51	2,48	2,53	2,34	2,59	2,59	2,10	2,49	2,27	2,34	2,27	2,40	2,28
K_2O	0,49	0,62	0,65	0,56	0,51	0,66	0,63	0,53	0,67	0,65	0,50	0,50	0,53	0,58
P_2O_5	0,22	0,20	0,20	0,21	0,20	0,28	0,26	0,24	0,26	0,27	0,28	0,23	0,27	0,24
H_2O^+	1,35	0,82	0,83	0,59	1,55									
$S_{o_{общ}}$	0,04	Не обн.	0,02	0,01	0,02									
CO_2	0,41	»	Не обн.	2,46	0,68									
F	0,06	»	»	Не обн.	Не обн.									
П. п. п.						0,52	0,46	0,56	0,66	0,60	0,91	0,81	0,87	1,36
Сумма . . .	100,33	100,54	100,14	100,15	99,97	98,41	98,38	98,89	99,18	98,93	99,26	99,31	99,43	99,44

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

s	59,30	56,64	58,76	63,02	58,67	60,41	59,88	58,34	59,32	58,91	58,69	58,69	56,64	59,45
a	5,95	6,39	6,38	6,70	6,01	6,74	6,69	5,43	6,52	5,98	5,97	5,81	6,07	5,95
c	6,57	6,09	6,15	6,44	6,42	6,26	6,40	6,97	6,31	6,44	6,85	7,21	6,22	6,61
b	28,16	28,86	28,70	23,81	28,88	26,56	27,02	29,24	27,83	28,64	28,47	28,02	31,05	27,97
Q	0,15	—1,60	—1,39	6,19	—1,09	1,07	—0,02	—1,17	0,71	—0,58	—1,40	—0,94	—5,08	0,31
a/c	0,90	1,04	1,03	1,04	0,93	1,07	1,04	0,77	1,03	0,92	0,87	0,80	0,97	0,90
m'	35,60	37,12	37,62	24,04	34,03	41,01	42,83	37,86	35,18	38,48	37,78	38,67	35,65	36,42
c'	19,89	19,53	19,98	30,81	21,15	12,71	11,89	18,68	20,52	18,71	20,05	18,36	24,29	19,68
f'	44,49	43,33	42,38	45,14	44,81	46,27	45,26	43,44	44,28	42,79	42,15	42,95	40,04	43,89
n	87,93	86,01	85,28	87,28	87,45	85,63	86,20	86,21	84,95	84,14	87,67	87,33	87,31	85,65
t	3,34	3,72	3,33	3,56	3,41	3,23	3,23	3,47	3,40	3,34	3,47	3,53	3,60	3,44
φ	13,89	19,89	13,74	15,57	17,27	5,90	3,20	9,90	13,32	8,39	17,55	6,82	12,17	12,98
Коэффициент фракционирования *f*	69,49	68,34	67,28	77,22	70,70	66,80	65,20	67,39	69,59	66,64	67,27	66,41	67,12	68,64

Примечание. Звездочкой отмечены анализы, выполненные на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитики Л. М. Егорова, З. А. Корякина, Л. М. Шенна. Содержание закисного и окисного железа определено М. А. Слепцовой. Остальные анализы выполнены в химической лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитик В. В. Гамянина. образцы: К-5-2а, С-9-8а, С-9-8б, С-10-3а — безоливиновый офитовый базальт из нижней части покрова; К-5-2ж, К-4-1а, С-9-8в, С-9-8г, С-10-3г—безоливиновый пойкилоофитовый базальт. Центральная часть покрова; К-2-1б, К-2-1е, С-10-4а, С-10 4б — безоливиновый офитовый базальт из верхней части покрова

руч. Балаганнах с р. Кютюнгде), на протяжении 25—30 км. Силл залегает в зоне контакта между кютюнгдинской свитой нижнего рифея и арымасской среднего рифея, т. е. имеет иное положение в разрезе рифейской толщи, чем описанный выше базальтовый покров. Наиболее полные разрезы пластовой залежи обнажены по бортам рек Улахан-Юеттех и Дебенгде, где ее мощность достигает 100 м.

Вмещающие осадочные породы подошвы и кровли подвергнуты контактовому метаморфизму, выраженному в полной перекристаллизации карбонатных отложений (мраморизации) и ороговиковании глинисто-карбонатных разностей. Сам интрузив сложен крупно- и среднезернистыми габбро-долеритами, переходящими в эндоконтактовых зонах в мелкозернистые долериты. Микроскопическое изучение габбро-долеритов показывает, что в них доминирует офитовый тип взаимоотношений породообразующих минералов. Нижняя и центральная части тела характеризуются наличием переходов от субгаббровой структуры к призматически-офитовой и субофитовой, а затем к пойкилоофитовым долеритам (табл. XI, фиг. 1—3).

Главные породообразующие минералы представлены плагиоклазом (48,0—55,7%), клинопироксеном (25,1—31,0%), рудными минералами (6,4—8,4). Оливин отсутствует. В незначительном количестве (до 2—3%) содержится интерстиционный агрегат калиевого полевого шпата и альбита. Постоянно встречается хлоритизированное вулканическое стекло (2,1—4,5%).

К вторичным минералам относятся волокнистая роговая обманка, биотит, иддингсит-хлорофеитовый агрегат, хлорит и кальцит. Общее количество новообразованных минералов составляет 7,1—12,4% породы. В небольшом количестве (0,3—0,4%) встречается апатит.

Плагиоклаз образует незональные идиоморфные призмы и таблицы. Для него характерно уменьшение размерности кристаллов снизу вверх по разрезу тела, вплоть до появления мелких лейст в пойкилоофитовых разностях верхней части залежи. Состав плагиоклаза отвечает лабрадору An_{70-51}, но он при постмагматических преобразованиях подвергается деанортитизации и состав его изменяется до An_{40} (андезина). Часто наблюдается также почти полное замещение плагиоклаза зеленым и бесцветным хлоритом.

Клинопироксен представлен авгитом состава $Wo_{39-38}\,En_{49-46}\,Fs_{15-13}$ ($+2V=45—47°$, $Ng=1{,}710—1{,}707$; $Np=1{,}686—1{,}683$). В породах нижних частей разреза он образует изометричные кристаллы и зерна неправильной формы, занимающие угловатые промежутки между кристаллами плагиоклаза. В верхней части разреза преобладают крупные ксеноморфные ойкокристаллы. По периферии авгит амфиболизирован и биотитизирован; иногда он нацело замещен хлорит-гидрослюдистым агрегатом.

Магнетит и ильменит слагают зерна различной морфологии (неправильные ксеноморфные, дендритовидные, скелетные формы, тонкораспыленная сыпь в мезостазисе), а также заполняют промежутки между главными породообразующими минералами. Ильменит в процессе постмагматических преобразований замещается лейкоксеном.

Интерстиционный агрегат калиевого полевого шпата и альбита в незначительном количестве (не превышает 3%) сохранился только в неизмененных разностях пород. Сосуществующие в габбро-долеритах нижней части силла кварц и щелочной полевой шпат находятся не в обычном микропегматитовом срастании, а в виде ксеноморфного агрегата.

Мезостазис представляет собой не полностью раскристаллизовавшийся агрегат полевого шпата, пироксена и рудных, в той или иной степени подвергавшихся вторичным преобразованиям. К мезостазису приурочены мелкие иголочки апатита.

Из вторичных минералов чаще всего отмечается зеленая роговая обманка (уралит), которая образует волокнистые псевдоморфозы по пироксену. С роговой обманкой пространственно ассоциирует бурый биотит. Сине-зеленый хлорит (пеннин?) развивается по амфиболу, биотиту и интерстиционному вулканическому стеклу, слагая спутанно-волокнистые, листоватые и мелкочешуйчатые агрегаты. Хлорит встречается также исключительно как продукт замещения плагиоклаза. В мезостазисе содержится иддингсит-боулингит-хлорофеитовый агрегат. Спорадически наблюдается кальцит.

Несмотря на то, что породы силла значительно изменены, количество основных компонентов по разрезу (табл. 24) существенно не изменяется, что свидетельствует о незначительном диапазоне кристаллизационной дифференциации. Данные химического анализа показывают, что породы богаты кремнеземом, магнием и щелочами при постоянно высоком содержании натрия. Вариации количеств калия (в сторону уменьшения) объясняются развитием постмагматических процессов. Калий сохраняется только в интерстиционном калишпатовом и слюдистом агрегате. Повышенное содержание магния также связано с распространением магнезиальных вторичных минералов (хлорит, иддингсит-хлорофеитовый агрегат). Характерно также умеренное содержание титана и повышенная железистость при постоянно высокой степени окисленности, что свидетельствует, с одной стороны, о преобладании ильменита в группе рудных минералов, а с другой — указывает на присутствие большого количества воды при приповерхностных условиях кристаллизации. Количество кальция находится в прямой зависимости от наложенной карбонатизации. Низкое содержание фосфора типично для малоглубинного магматического образования.

В целом вещественный состав и структурно-текстурные особенности пород пластового интрузива указывают на то, что процесс внутрикамерной дифференциации проявлялся весьма слабо и ограничивался образованием безоливиновых кварцсодержащих габбро-долеритов. Кристаллизация расплава в камере происходила достаточно быстро, причем прикровлевая часть остывала быстрее, чем подошвенная, о чем свидетельствует анизотропное строение интрузива. Все указанные особенности пластового базитового тела убеждают в его близповерхностном субвулканическом генезисе.

Однообразие химического состава данного базитового тела с составом базальтов из покрова, перекрывающего щелочные вулканогенные породы низов арымасской свиты, дают возможность сделать заключение об одновременном их формировании. Абсолютный возраст габбро-долеритов по данным геологов ВАГТ составляет 1090—1080 млн. лет. Если принять во внимание, что щелочные вулканогенные породы слагают основание среднерифейской толщи региона с абсолютным возрастом 1350±50 млн. лет, то следует констатировать проявления двух эпох арымасского магматизма, разделенных длительным (более 100 млн. лет) геологическим интервалом: раннего щелочно-базальтового и позднего толеит-базальтового.

Заключительный этап среднерифейского вулканизма относится к раннехайпахскому времени. В базальных грубообломочных породах нижнехайпахской подсвиты содержатся маломощные инъекции калиевых кислых трахитов, которые обнаруживаются при микроскопических наблюдениях (табл. XIV, фиг. 1). Они слагают маломощные (0,5—1 см) извилистые прожилковидные обособления, состоящие из микрозернистой калишпатово-кварцевой массы с неровными лапчатыми и таблитчатыми контурами индивидов, в которой выделяются секущие извилистые трещинки (0,1—0,2 мм), заполненные буро-зеленым железистым хлоритом. Некоторая часть калишпатовых микрозерен нацело замещена мозаичным кварцевым агрегатом. Обломочные зерна

Таблица 24

Химический состав пород силла среднерифейского возраста, %

Компоненты	К-9-1а	К-1-1б	К-9-1в	К-1-1г	К-1-1е	К-9-1д	К-1-1ж	К-9-1и	К-9-1к	Среднее
SiO_2	47,87	53,92	47,94	48,99	48,46	47,95	50,44	49,18	48,76	49,28
TiO_2	2,28	2,99	2,34	2,20	2,10	1,88	2,39	2,38	2,35	2,32
Al_2O_3	13,84	12,27	14,49	13,75	14,50	14,46	13,56	14,40	14,37	13,96
Fe_2O_3	4,37	6,89	4,10	5,63	3,92	4,92	4,19	7,12	5,54	5,19
FeO	8,88	6,61	7,51	7,57	8,74	7,34	8,99	6,06	7,55	7,69
MnO	0,15	0,28	0,18	0,20	0,18	0,12	0,16	0,15	0,12	0,17
MgO	6,76	4,27	7,18	6,84	6,91	8,91	6,25	6,48	6,16	6,64
CaO	8,54	5,90	7,73	7,69	8,13	6,80	9,25	9,84	7,86	7,97
Na_2O	3,59	3,66	3,77	3,71	3,59	3,39	2,33	2,39	3,50	3,33
K_2O	0,77	1,36	0,92	1,14	0,74	0,68	0,55	0,43	1,52	0,90
P_2O_5	0,21	0,26	0,19	0,08	0,18	0,15	0,22	0,22	0,19	0,19
H_2O^+	2,55	1,97	3,05	2,58	2,63	2,76	1,50	1,07	2,46	2,29
$S_{общ}$	Не обн.	0,03	Не обн.	Не обн.	0,02	Не обн.	0,03	0,03	0,06	0,02
F	0,06	0,09	»	»	0,13	0,06	Не обн.	0,08	0,12	0,06
Сумма	99,87	100,50	99,40	100,38	100,23	99,42	99,86	99,83	100,56	100,01

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

s	56,62	63,38	57,35	57,26	57,29	56,55	59,72	58,66	57,80	58,22
a	9,06	9,96	9,78	9,77	9,04	8,51	5,96	5,96	9,97	8,77
c	4,77	3,17	4,95	4,27	5,25	5,50	6,15	6,78	4,69	5,00
b	29,53	23,47	27,90	28,68	28,40	29,42	28,15	28,58	27,52	28,01
Q	—9,65	3,67	—9,82	—9,28	—8,76	—9,42	1,37	—1,37	—9,04	—6,10
a/c	1,89	3,13	1,97	2,28	1,71	1,54	0,96	0,87	2,12	1,74
m'	38,94	30,57	44,22	40,16	41,49	51,67	37,80	38,86	38,13	40,34
c'	19,18	16,83	16,46	17,56	16,58	9,65	18,37	18,69	17,91	16,87
f'	41,87	52,58	39,31	42,27	41,91	38,66	43,83	42,44	43,94	42,79
n	87,63	80,35	86,16	83,17	88,05	88,33	86,55	89,41	77,77	84,37
t	3,45	4,00	3,53	3,26	3,15	2,86	3,43	3,51	3,49	3,41
φ	12,71	24,91	12,75	16,69	11,98	14,41	12,79	21,56	17,32	16,14
Коэффициент фракционирования *f*	66,21	75,97	61,78	65,86	64,69	57,91	67,83	67,03	67,99	66,00

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитик В. В. Гамянина. образцы: К-9-1а, К-1-1в, К-1-1г-безоливиновый призматически-офитовый габбро-долерит из нижней части силла; К-1-1б — безоливиновый кварцсодержащий габбро-долерит с призматически зернистой структурой. Нижняя часть силла; К-1-1е — безоливиновый субофитовый габбро долерит. Центральная часть силла; К-9-1д, К-1-1ж — безоливиновый пойкилоофитовый долерит. Центральная часть силла; К-9-1и, К-9-1к — безоливиновый пойкилоофитовый долерит. Верхняя часть силла.

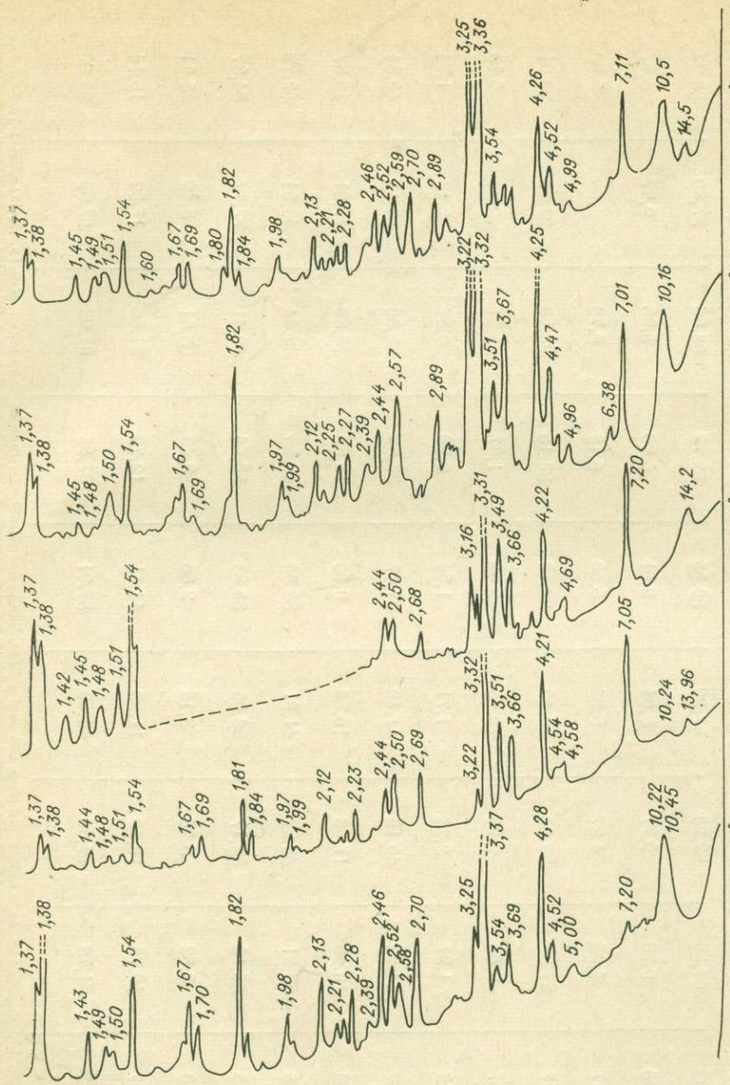
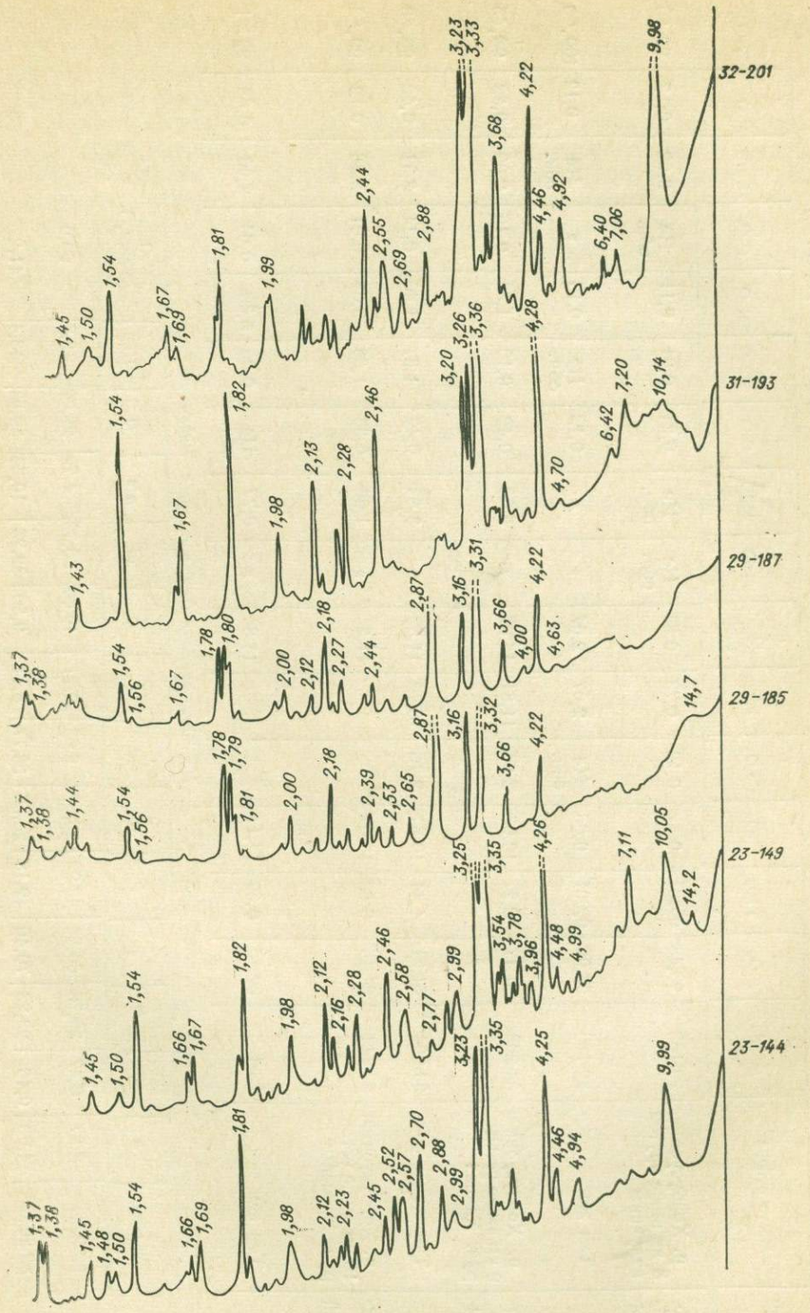


Рис. 35. Дифрактограммы вулканогенных и осадочных пород хайпахской свиты.
Туфоалевролиты: 23—144, 32—201, 32—202, 33—203, 33—204, 35—210, 35—211; глауконитовые алевропелиты: 23—149; 31—193; хлорит-кремнисто-доломитовые породы: 29—185, 29—187. Диагностические отражения — см. на рис. 24—26.

гравелитов и конгломератов в приконтактовых участках с инъекциями разбиты линейной (параллельной контакту) системой трещин (1—2 мм), залеченных той же, что и в эффузивах, микрозернистой калишпатово-кварцевой массой. С трахитовыми инъекциями связано нахождение в тяжелой фракции осадочных пород значительных количеств лейкоксена (30% состава тяжелой фракции) и турмалина (15%).

Вышележащие за базальными гравелитами красноцветные микрослоистые доломиты пропитаны материалом вулканических эксгаляций: они гематитизированы и содержат линзовидные обособления (до 1,5 мм мощности) желто-бурых кремней с при-



месью хлорита (табл. XIV, фиг. 2). В кремнистых образованиях при больших увеличениях заметны реликтовые округлые газовые пузырьки. Доломиты на контакте с кремнистыми линзами сильно перекристаллизованы, причем часть ромбоэдров доломита при сохранении внешней формы нацело замещается кремнеземом. В кремнистых образованиях

Таблица 25

Химический состав вулканогенных, вулканогенно-осадочных пород хайпахской свиты среднего-верхнего рифея, %

Петрографическая характеристика	Место отбора	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	$\frac{\Sigma Fe_2O_3+}{FeO}$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	H_2O^-	Сумма
Кремнистая порода из нижнехайпахской подсвиты	р. Хорбусуонка, 8 км ниже крутой излучины	29-183	95,48	0,001	0,57	0,12	0,73	0,85	Не обн.	Не обн.	0,24	0,01	0,11	Не обн.	2,62	0,12	99,89
То же	Там же	29-186	97,00	0,001	0,66	Не обн.	2,07	2,07	»	»	0,12	Не обн.	0,15	»	Не обн.	0,12	100,00
Пепловый туффит из среднехайпахской подсвиты	р. Хорбусуонка, 9 км выше устья руч. Хайпах	33-203	61,17	2,27	10,05	3,86	11,81	15,67	»	5,00	0,42	0,10	1,53	0,16	2,09	0,82	98,45
То же	Там же	33-204	61,51	4,44	10,67	2,76	8,79	11,55	»	3,83	0,40	1,37	1,46	0,14	3,31	0,62	98,68
Гематитовый туфоалевролит из верхнехайпахской подсвиты	р. Хорбусуонка, 15 км выше устья руч. Хатыспыт	23-144	64,13	0,86	13,04			11,34	»	1,60	0,33	1,60	5,64	0,01	2,88	0,72	99,83
То же	Там же	23-145	62,46	0,69	14,11			13,84	»	0,77	Не обн.	0,06	5,35	0,04	2,60	0,68	99,91

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому для пепловых туффитов

№ обр.	a	c	b	s	f′	m′	n′	t	φ	a′	a/c	Q	Q/s	$\frac{K_2O}{K_2O+Na_2O}$
33-203	2,27	0,47	30,70	66,54	43,99	25,67	9,03	2,71	10,00	30,32	4,76	28,08	43,3	90,9
33-204	4,90	0,46	23,23	70,40	42,18	25,56	58,77	5,14	9,30	32,25	10,54	30,53	43,4	41,2

Примечание. Анализы выполнены на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитики Л. М. Егорова, Е. М. Изотова, З. А. Корякина, М. А. Слепцова, Л. М. Шеина.

по данным химических анализов (табл. 25) фиксируется глинозем (0,57—0,66%), окисное и закисное железо (до 1,98%), калий (0,11—0,15%), кальций (0,12—0,24%) и малые количества натрия (0,01%) и титана (0,001%).

Кремнисто-доломитовые образования перекрываются зеленоцветными туфоалевролитами и туфопесчаниками, состоящими из кварцевых (50%), плагиоклазовых (15%), калишпатовых (10%) средне- и плохо окатанных зерен, а также чешуек гидратированного биотита (5—7%) и единичных округлых зерен зеленого микромозаичного глауконита, помещенных в базальную зелено-бурую массу каолинизированного вулканического стекла. Породы имеют микрослоистую текстуру, подчеркиваемую субпараллельным расположением слюдистых чешуек. Рентгеноструктурный анализ валовой массы пород подтверждает присутствие названных выше основных минеральных компонентов (рис. 35).

Данные о вещественном составе раннехайпахских вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород дают возможность установить генетическую связь с группой щелочных магматических образований, имеющих калиевую щелочнометальную специализацию.

Поздний рифей (средне-позднехайпахское время)

В позднем рифее, в начале среднехайпахского и позднехайпахского времени, отмечались две вспышки калиевого щелочного вулканизма.

В видимой нижней части среднехайпахской подсвиты залегают пестроцветные туфоалевролиты и пепловые туффиты, состоящие из базального хлоритизированного и гематитизированного вулканического стекла щелочного состава (табл. XVI, фиг. 3), в котором различаются микролиты полисинтетически сдвойникованного плагиоклаза (№ 30—32 по углам симметрического погасания). В стекле содержатся угловатые и сильно трещиноватые зерна (0,04—0,05 мм) кварца (10%), плагиоклаза (10%), калиевого полевого шпата (5%), а также линейно-вытянутые параллельно общей микрослоистости породы обрывки хлоритизированного вулканического стекла с разлохмаченными концами (50%) и чешуйки обесцвеченного биотита (5%). Рентгеноструктурный анализ туфоалевролитов показал присутствие кварца, железистого хлорита (шамозита), полевых шпатов, гематит-гидрогематита, гидрослюд (см. рис. 35). Химическим анализом выявлен щелочной состав пепловой массы, преобладающей в исследованных породах (см. табл. 25).

В пепловых туффитах (см. табл. 25) фиксируется также повышенная щелочность при преобладании калия над натрием, значительная пересыщенность кремнекислотой (в пепловых туффитах $Q=28{,}08—30{,}53$), умеренная титанистость ($t=2{,}71—5{,}14$) и относительно невысокая глиноземистость ($a=2{,}27—4{,}90$). Из-за интенсивных поствулканических преобразований их первичный химический состав сильно искажен, но, руководствуясь петрографо-минералогическими данными, можно все же заключить, что среднехайпахские пирокластические образования наиболее полно соответствуют щелочной (кислотрахитовой) группе.

В основании верхнехайпахской подсвиты залегают красноцветные туфогравелиты и туфоконгломераты с линзами бордовых и желто-зеленых туфоалевролитов. Содержание грубообломочного материала, имеющего среднюю степень окатанности, составляет около 50—60%. Он представлен пестроцветными туфоалевролитами (50%), гематитизированными туфопесчаниками (40%), кварцем, кремнями (10%). Встречаются отдельные глыбы, до 40 см в диаметре, гематитизированных туфопесчаников. Цементирующая песчаная масса сложена кварцем, калиевыми полевыми шпатами и базальным сильно ожелезненным вулканическим стеклом (около 25% объема цемента).

В тяжелой фракции грубообломочных вулканогенно-осадочных пород основу составляют мелкокристаллические сростки гематита с гётитом, магнетитом, лепидокрокитом, железистым карбонатом, лейкоксеном, пиритом. В резко подчиненном количестве (всего около 2%) содержатся кристаллы и окатанные зерна турмалина зелено-коричневого и индигово-синего цвета, неокатанного моноклинного амфибола (Ng=1,658; Nm=1,650; Np=1,635), чешуек биотита, агрегатов таблитчатых голубовато-белых зерен барита (Ng=1,646; Np=1,636), единичных обломков сфалерита, окатанного мутно-белого и бледно-розового циркона, красновато-бурого рутила, розового граната. Химический состав цементирующей гематитизированной песчаной массы (см. табл. 25) показывает высокое содержание окислов железа (13,84%), глинозема (14,11%), калия (5,35%) и титана (0,69%).

О составе вулканогенного материала, перемешанного с терригенными компонентами, можно судить по данным исследований линз туфоалевролитов, в которых фиксируется минимальная примесь терригенного материала. Рентгеноструктурным анализом установлено, что в них, помимо кварца, присутствуют гидрослюды, калиевый полевой шпат, плагиоклазы и гематит. Пересчет результатов химического анализа (см. табл. 25) на нормативный состав породы показывает, что она сложена кварцем (32%), калиевыми полевыми шпатами (14%), магнезиально-железистыми слюдами (18%), алюминиевыми слюдами (12%), гематитом (6%), плагиоклазами (16%) при сумме компонентов около 98%. Если принять во внимание петрографические наблюдения, фиксирующие примесь алевритового терригенного материала до 25%, то можно констатировать, что состав цементирующей пепловой массы определяется присутствием кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклазов и слюд, т. е. соответствует в наибольшей степени щелочным вулканогенным образованиям (кислым трахитам). Этот вывод в некоторой мере подтверждается еще и данными минерального состава тяжелой фракции грубообломочных вулканогенно-осадочных пород, содержащих лейкоксен, неокатанный турмалин, амфибол и минералы низкотемпературных гидротермальных образований (барит, пирит, сфалерит).

В зоне перехода от базальной вулканогенно-терригенной пачки верхнехайпахской подсвиты к вышележащим отложениям появляются гематитизированные песчаники, обломочный материал которых состоит из кварца, обрывков хлоритизированных бурых и почти черных вулканических стекол, помещенных в базальную тонкозернистую гематит-доломитовую массу (табл. XVI, фиг. 4). Отдельные извилисто-линзовидные слойки в таких песчаниках имеют не доломитовый, а хлоритовый состав цемента, содержащего вкрапленники железистого карбоната. При микроскопическом просмотре породы создается впечатление, что отложение вулканогенного (пеплового) материала на дне бассейна происходило одновременно с общим терригенно-карбонатным осадконакоплением.

Разрез верхнехайпахской подсвиты венчают хемогенно-обломочные доломиты, импрегнированные хлорит-кремнистым материалом вулканогенных инъекций. Распределение этого материала имеет линзовидно-послойный характер. В его обособлениях, запыленных лейкоксеном, зелено-бурые обрывки вулканического стекла со сфероидальными миндалинами кремней весьма контрастно выделяются на фоне бледно-желтой и розово-желтой микрозернистой массы, также содержащей миндалины с крупнозернистым кварцем, отороченным крустификационными каймами (табл. IV, фиг. 5). Появлением вулканогенно-карбонатных образований как бы предваряется следующий более мощный пароксизм вулканогенной деятельности позднерифейского — раннеюдомского времени.

Каждому из трех стратиграфических подразделений юдомия (мастахская, хатыспытская, туркутская свиты) соответствуют обособленные по разрезу комплексы вулканогенных пород.

В основании мастахской свиты залегает пачка вулканогенных и вулканогенно-терригенных отложений. Вулканогенные образования представлены пестроцветными пепловыми туфами (табл. XV, фиг. 1). Основу в них составляют доломит и травяно-зеленый железистый хлорит, замещающие вулканическое стекло буро-желтого цвета. Форма доломитовых и шамозитовых частиц сгустковая, колломорфная, а изотропное вулканическое стекло занимает между ними лишь интерстиционные промежутки. Размер сгустковых частиц составляет 0,15—0,25 мм в поперечнике. Иногда в массе породы встречаются также отдельные угловатой формы ксенолиты, размером до 1 мм, кристалловитрокластических лейкоксенизированных туфов. Фенокристами в них являются гидратированные чешуйки слюд и таблитчатые зерна калиевого полевого шпата. В общей массе породы содержатся также крупные (до 1 см) порфировидные вкрапленники сидерита.

Туфоалевролиты, перемежающиеся с пепловыми туфами, имеют однотонную темно-серую или зелено-бордовую окраску, тонкую горизонтально-слоистую текстуру. Содержание обломочного материала в них около 85%. Он представлен слабо окатанными частицами размером 0,04—0,10 мм, состоящими из кварца (35—50%), калиевого полевого шпата (30—35%), бледно-зеленых, зелено-бурых и буро-коричневых каолинизированных вулканических стекол (до 15%), гидратированных слюд (3—5%), глауконита (до 5%). Цемент туфоалевролитов — порово-пленочного и, участками, базального типа; им является каолинизированное и ожелезненное вулканическое стекло зелено-бурого цвета. Рентгеноструктурный анализ данных пород регистрирует присутствие кварца, калиевых полевых шпатов, гидрослюд, каолинита, железистого хлорита (рис. 36).

При химическом анализе туфоалевролитов (табл. 26) фиксируется высокое содержание кремнезема, глинозема, суммарного железа, калия, титана при весьма низких концентрациях натрия (0,01—0,13%) и магния (1,09—1,86%). Исходя из этих данных и петрографических наблюдений, можно с определенной уверенностью сказать, что вулканогенная часть туфоалевролитов соответствует по составу калиевым щелочным эффузивным образованиям. Поступление обломочных калиевых полевых шпатов и значительной части кварца в древнюю зону седиментации, по-видимому, было также обусловлено разрушением и перемывом позднехайпахских — раннемастахских эффузивных пород умеренно щелочного состава.

Туфопесчаники однотипны по составу с туфоалевролитами. Среди песчаных частиц в них, помимо преобладающих кварца (50—55%) и калиевого полевого шпата (25—30%), встречены обломки туфов с фенокристами калиевых полевых шпатов и гидратированного биотита со скоплениями лейкоксена. В обломочных калиевых шпатах часто наблюдаются микропертитовые вростки или решетчатое (микроклиновое) строение. Обломки кварца, как правило, оторочены регенерационными каймами. Цементом пород служит зелено-бурое вулканическое стекло, подверженное замещению каолинит-гидрослюдистым агрегатом и гематитом. В минеральном составе тяжелой фракции туфопесчаников преобладают лейкоксенизированный сфен (55%) и зелено-бурый окатанный турмалин (55%). В значительно меньших количествах содержатся окатанный молочно-белый циркон (10%) и единичные зерна биотита, дистена, альмандина, гиперстена, рутила, пирита.

Химический состав вулканогенно-осадочных

Петрографическая характеристика	Место отбора	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3
Туфоалевролит	руч. Хатыспыт, 5 км выше устья	25-160	70,39	0,53	14,11
»	Там же	25-161	60,66	0,77	20,31
Гематитовый туфоалевролит	»	25-163	70,57	0,22	9,61
Туфоалевролит	р. Хорбусуонка, 3 км ниже устья руч. Хатыспыт	26-171	64,17	1,20	20,66
»	р. Хорбусуонка, 9 км ниже поворота долины у крупной петли	30-188	66,18	0,64	14,87
»	Там же	30-189	63,54	0,76	19,89

Примечание. Анализы выполнены на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР.

Туфогравелиты и мелкогалечные туфоконгломераты слагают невыдержанные по мощности (2—5 см) линзовидные прослои среди туфопесчаников. Окраска пород бордовая за счет повышенного содержания в цементе гематита. Слоистость горизонтальная и косая с мощностью слоистых серий, разделенных поверхностями локальных размывов, 0,2—0,4 см. Углы и азимуты падения переменчивы: (обн. 23) в основании вулканогенной пачки аз. пад. 110°, ∠8°, в средней части — аз. пад. 60°, ∠9°, в верхней части — аз. пад. 0°, ∠30°.

Содержание грубообломочного материала 50—60%, из них около 25% приходится на долю мелких галек. В составе галек встречены окатыши кварца (77%), кварцитов (9%), кремней (5%), калишпат-кварцевых эффузивов (3%), кварцевых и глауконит-кварцевых песчаников (5%), гематитовых туфоалевролитов (1%). Суммарный коэффициент окатанности галек 38,5%.

Под микроскопом в песчаном цементе наблюдаются неровной угловатой и иногда сглаженной формы частицы блочноугасающего кварца и калиевого полевого шпата, часто имеющего микроклиновое строение, а также обломки туфов с фенокристами калиевого полевого шпата. Песчаные зерна погружены в базальную массу желто-бурого с бурыми хлопьями ожелезненного вулканического стекла, преобразованного в гематит-каолинит-гидрослюдистый агрегат. В туфогравелитах и туфоконгломератах микрослойки с высокой (до 80%) степенью сгруженности обломочного материала чередуются с линзовидными прослойками (1—3 мм), состоящими из окварцованного и лейкоксенизированного вулканического стекла, лишенного терригенной примеси и содержащего лишь мелкие (0,02 мм) таблички ортоклаза.

Тяжелая фракция грубообломочных вулканогенно-осадочных пород представлена в основном сростками гидроокислов железа и лейкоксеном. Помимо них встречены окатанные зерна зелено-бурого турмалина, бесцветного и бледно-розового циркона, ильменита, магнетита, шпинели, сфена, дистена, рутила, пирита.

В группу вулканогенно-карбонатных пород, венчающих разрез мастахской свиты, включены окремнелые хемогенно-обломочные пелитоморфные доломиты. Породам присуща пологоволнистая микрослоистость. Слойки, мощностью до 1,5 мм, содержат в своих подошвенных частях округлой и овальной формы темные пе-

Таблица 26

породы мастахской свиты юдомия, %

$\Sigma FeO+Fe_2O_3$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	H_2O^-	Сумма
5,55	Не обн.	1,09	Не обн.	0,13	3,94	0,01	3,88	1,24	99,64
4,77	»	1,86	»	0,05	5,55	0,01	5,88	1,84	99,85
13,44	»	0,81	»	Не обн.	3,14	Не обн.	2,12	0,48	99,91
1,68	»	0,50	»	0,01	5,98	0,02	5,34	1,05	99,57
5,98	»	1,48	0,45	Не обн.	4,41	0,01	5,45	1,46	99,46
3,54	»	1,35	Не обн.	0,06	5,49	0,01	5,08	1,52	99,72

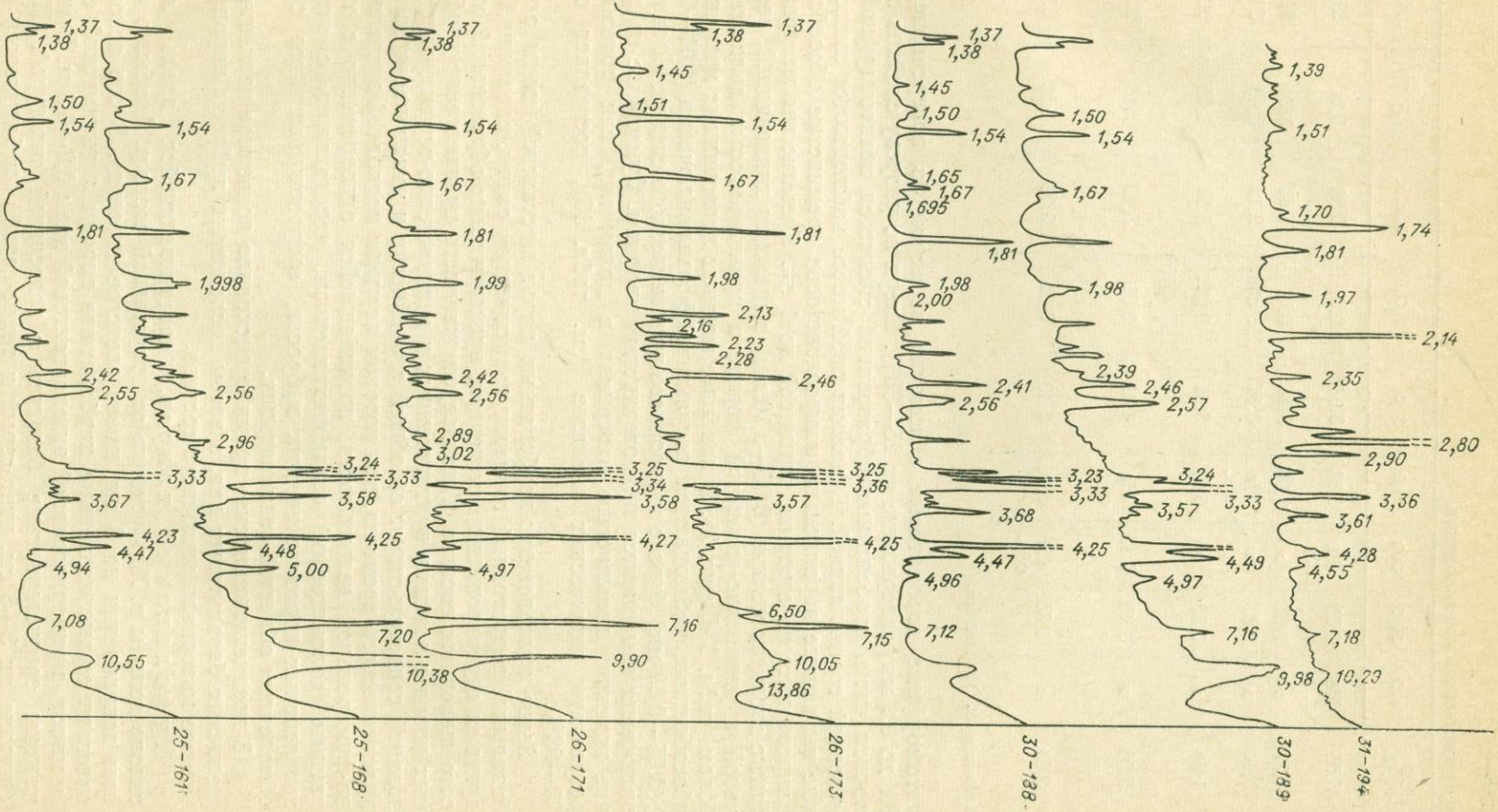
Аналитик Е. М. Изотова.

литоморфные доломитовые обломочки размером (в поперечнике) от 0,1 до 0,2 мм; содержание их 25—30%. Вверх по разрезу слойков обломочная часть карбонатных образований сменяется пелитоморфной хемогенной составляющей. В доломитовой массе наблюдаются линзовидные вытянутые параллельно микрослоистости кремнистые обособления микрозернистого строения толщиной до 1 см. Кремнистым материалом также сложены мелкие (0,05—0,10 мм) выделения каплевидной, рогульчатой и удлиненно-угловатой формы в приконтактовых доломитовых зонах (табл. XV, фиг. 2). В наиболее мощных линзовидных кремнистых обособлениях наблюдаются рогульчатой формы включения (0,01—0,02××0,05—0,09 мм) бурого изотропного вулканического стекла. Иногда эти включения замещаются микрозернистым кварцем. Суммарное содержание инъекций кремнистого материала в доломитах, как показывают результаты химических анализов (см. табл. 13), составляет около 20—23%.

Выше вулканогенно-карбонатных пород мастахской свиты следует базальный терригенный горизонт хатыспытской свиты, сложенный продуктами переотложения измененных вулканических образований калиевого щелочного состава. Такая перемежаемость вулканогенно-карбонатных пород с пачками вулканогенных и вулканогенно-терригенных образований свидетельствует об общей стадийности и цикличности древнего вулканического процесса, при котором периоды подводной эксгаляционно-фумарольной деятельности, проявлявшейся одновременно с карбонатным (доломитовым) осадконакоплением, чередовались с этапами интенсивных пирокластических выбросов, сопровождавшимися общим обмелением областей седиментации.

В позднехатыспытское время происходило подводное излияние субщелочных базальтовых лав, а затем последовали выбросы пирокластического материала щелочного состава.

Туфолавовый покров, протягивающийся вдоль левого склона долины р. Хорбусуонка от приустьевой части р. Анабыл в северном направлении на 3 км, имеет слоистое строение. В его основании залегают мраморизованные карбонатные породы хатыспытской свиты; мощность мраморизованной экзоконтактовой зоны 0,2—0,3 м. Выше обнажены среднезернистые базальты с полосчатой текстурой. Полосы (ширина их 3—5 см, цвет серый и темно-серый) наблюдаются вдоль


1,37
1,38
1,50
1,54
1,81
2,42
2,55
3,33
3,67
4,23
4,47
4,94
7,08
10,55
1,54
1,67
1,998
2,56
2,96
3,24
3,58
4,25
4,48
5,00
7,20
25-161
1,37
1,38
1,54
1,67
1,81
1,99
2,42
2,56
2,89
3,02
3,33
3,34
3,58
4,27
4,97
7,16
10,38
9,90
25-168
1,37
1,38
1,45
1,51
1,54
1,67
1,81
1,98
2,13
2,16
2,23
2,28
2,46
3,25
3,36
3,57
4,25
6,50
7,15
10,05
13,86
26-171
1,37
1,38
1,45
1,50
1,54
1,65
1,67
1,695
1,81
1,98
2,00
2,41
2,56
3,23
3,33
3,68
4,25
4,47
4,96
7,12
26-173
1,37
1,38
1,50
1,54
1,67
1,98
2,39
2,46
2,57
3,24
3,33
3,57
4,49
4,97
7,16
9,98
30-138
1,39
1,51
1,70
1,74
1,81
1,97
2,14
2,35
2,80
2,90
3,36
3,61
4,28
4,55
7,18
10,23
30-139
31-194

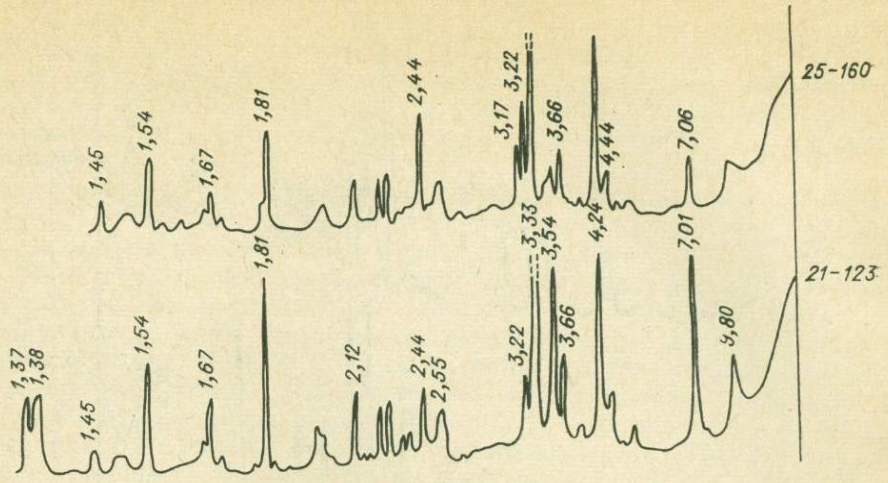


Рис. 36. Дифрактограммы вулканогенных пород мастахской свиты.

Пепловый туф: 31—194; остальные туфоалевролиты. Диагностические отражения см. на рис. 24—26, 29, 32.

всего скального выхода, ориентируясь параллельно слоистости вмещающих карбонатных пород. Полосчатые базальты сменяются в прикровлевой части сначала миндалекаменными разностями, а затем тонколистоватыми туфоалевролитами с «холодным» верхним контактом с вмещающими битуминозными тонкоплитчатыми известняками. Подошва покрова относительно ровная, согласная со слоистостью известняков, а кровля имеет некоторые колебания своего уровня, достигающие 2 м. Мощность покрова около 5 м.

Структура базальтов призматически-офитовая, субофитовая, интерсертальная в нижней части и пойкилоофитовая, интерсертальная в миндалекаменных разностях (табл. XV, фиг. 3, 4).

Ведущими первичными минералами являются плагиоклаз (45—55%), клинопироксен (25—35%), рудные (7—12%). Оливин отсутствует. Значительную роль в строении пород играют миндалины, мезостазис и вторичные минералы, количество которых возрастает в верхней части покрова. Плагиоклаз в нижней части тела представлен андезин-лабрадором An_{51-53}, а в средней и верхней частях — олигоклаз-андезином An_{25-35}. Его вторичные изменения выразились в хлоритизации и замещении анальцимом, причем интенсивность этих изменений резко возрастает в миндалекаменных трахибазальтах.

Состав клинопироксена отвечает авгиту $Wo_{41}En_{46}F_{13}$ ($+2V=50°$; $Ng=1{,}709—1{,}707$; $Np=1{,}687—1{,}685$). Пироксен подвергался биотитизации, амфиболизации, хлоритизации. Рудные минералы (магнетит, ильменит, пирит) образуют тонкорассеянную сыпь и иногда игловидные кристаллы. Они в значительном количестве входят в состав мезостазиса и иддингсит-хлорофеитового агрегата. Ильменит, как правило, замещен лейкоксеном. Мезостазис состоит из микрозерен полевого шпата, пироксена, рудных, вулканического стекла, иголочек апатита. Миндалины выполнены в основной своей массе продуктами постмагматических преобразований: роговой обманкой, биотитом, хлоритом, иддингсит-хлорофеитовым агрегатом. В верхней части покрова преобладают миндалины, заполненные бесцветным анальцимом.

Туфоалевролиты, перекрывающие миндалекаменные базальты, сложены бледно-зеленым, запыленным рудными минералами вулканическим стеклом, содержащим отдельные слойки (0,5—1 мм) со сгруженным в них (10—15%) кварцевым мелкоалевритовым материалом

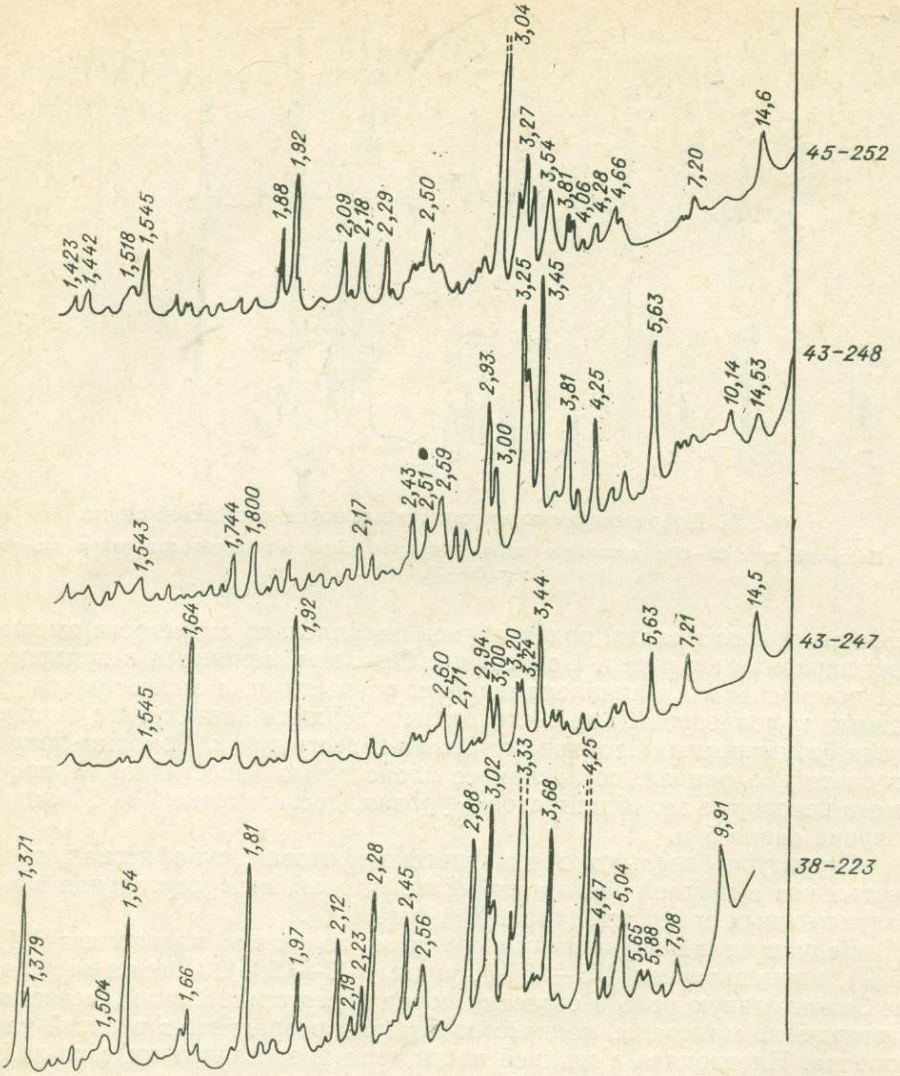


Рис. 37. Дифрактограммы пород хатыспытской свиты.

Алевропелит: 38—223; витробазальт: 43—247; туфоалевролит: 43—248; туфобрекчии: 45—252. Диагностические отражения минералов см. на рис. 24—26, 29.

(табл. XV, фиг. 5). Рентгеноструктурный анализ выявил существенно анальцимовый состав вулканического стекла (рис. 37). В примеси к анальциму зафиксировано присутствие кварца, калиевых полевых шпатов, плагиоклазов, хлорита, гидрослюд.

По данным химического состава пород покрова при пересчете их на числовые характеристики А. Н. Заварицкого отмечается последовательное изменение всех параметров снизу вверх по разрезу покрова (табл. 27). Недосыщенность кремнеземом увеличивается от —9,4 до —19,2, отношение *a/c* возрастает от 1,2 до 3,4. В этом же направлении увеличивается суммарное содержание щелочей (*a* варьирует от 6,96 до 12,26), причем это увеличение концентраций устанавливается как для натрия, так и для калия. Железистость и титанистость пород не подвержена значительным изменениям, хотя количества компонентов достаточно высокие.

В целом можно заключить, что покров сформировался из щелочно-оливинового расплава, обедненного кремнекислотой, и в дальнейшем подвергался постмагматическим и, возможно, гипергенным (подводным) преобразованиям, интенсивность которых резко возрастала в его верхней части.

Туфобрекчии — несколько более молодые образования, чем покров трахибазальтов, так как залегают выше по разрезу хатыспытской свиты. Они заполняют своеобразный небольшой (2×1 м) карман, отороченный понизу полосой раздробленных карбонатных пород и запечатанный с кровли, с «холодным» контактом, тонкоплитчатыми битуминозными известняками. Туфобрекчии имеют литокристалловитрокластическую структуру. Ксенолитами в них являются битуминозные мраморизованные известняки, пепловые туфы, базальты. Часто встречаются автолитовые образования, ядрами которых служат ксенолиты вулканогенных пород. Ксенолиты базальтов, содержащиеся в туфобрекчиях, по особенностям своего химического состава весьма близки к базальтам нижележащего по разрезу свиты покрова, отличаясь от них только увеличенными концентрациями калия (до 4,1%).

Основная масса карбонатизированного вулканического стекла запылена лейкоксеном. В вулканическом стекле, не подвергнутом карбонатизации, различаются отдельные микролиты плагиоклаза и мелкие (0,02—0,04 мм) миндалины, заполненные по периферии чешуйчатым хлоритом, а в центре — кальцитом (табл. XV, фиг. 6). Среди фенокристов особую группу образуют шестигранные кристаллы (нефелина?), псевдоморфно замещенные хлоритом. Часто встречаются угловатой формы обрывки бурых и осветленных вулканических стекол, иногда — микрослоистые туфоалевролиты. Рентгеноструктурный анализ основной массы туфобрекчий регистрировал присутствие кальцита, хлорита, плагиоклазов и калиевых полевых шпатов. Ассоциация перечисленных минералов характерна для субщелочных разностей пород базитовой формации. Данные химических анализов наименее карбонатизированных пирокластических пород (см. табл. 27, обр. 45-251, 45-252) также выявляют умеренно щелочную калиевую их природу.

Туркутское время юдомия отличается относительной «стерильностью» по проявлениям вулканогенных процессов. Лишь в верхней части разреза туркутской свиты обнаружены карбонатизированные пепловые туфы, сложенные бледно-зелеными вулканическими стеклами, запыленными рудными минералами. Вулканические стекла замещаются микрозернистым ромбоидальным доломитом, имеющим пористое строение. Соотношение в породе вулканического стекла и доломита примерно равное. Встречаются вкрапленники (до 2 мм) железистого карбоната с зональным строением.

С проявлений позднетуркутской эксплозивной деятельности начинается следующий этап вулканизма, максимум интенсивности которого, выраженный в формировании цепи вулканических жерл с лавовыми потоками, туфовыми залежами основного и щелочно-основного состава, приходится уже на раннепалеозойскую эпоху (Леонов, Гогина, 1968). Для лавовых пород, по данным этих исследователей, характерно повышенное содержание калия (3,90%) при пониженных концентрациях натрия. В целом по петрохимическим параметрам лавовые образования раннего палеозоя весьма близки к рассмотренным выше субщелочным базальтам среднерифейского и юдомского возраста. В том же районе, где развит комплекс раннепалеозойских вулканогенных пород (бассейн р. Хорбусуонка), распространены одновозрастные пластовые интрузивы и дайки базитов толеитовой группы.

Химический состав вулканогенных пород

Петрографическая характеристика	Место отбора	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3
Базальт из подошвы покрова	р. Хорбусуонка, 2 км ниже устья руч. Анабыл	Х-8-2в	44,03	4,19	13,49
То же	Там же	Х-8-2д	44,26	4,27	13,75
Субофитовый базальт из средней части покрова	»	43-246	44,44	4,10	13,29
Миндалекаменный витробазальт из кровли покрова	»	43-247	42,97	4,37	13,94
Туффит из кровли покрова	»	43-248	54,76	1,07	18,34
Туфобрекчия	р. Хорбусуонка, 5 км ниже устья руч. Анабыл	45-251	40,12	3,03	10,39
»	Там же	45-252	37,71	3,83	12,32
Ксенолит базальта в туфобрекчиях	»	Х-11-2а	42,27	4,91	15,16
То же	»	Х-11-2б	43,08	5,07	16,18

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому для

№ обр.	a	c	b	s	f'	m'
Х-8-2в	6,96	5,80	32,06	55,15	41,93	38,93
Х-8-2д	5,93	6,47	32,28	55,30	40,20	38,75
43-246	9,91	4,07	31,18	54,81	44,23	37,13
43-247	12,26	3,53	29,79	54,41	39,25	42,51
43-248	19,74	1,54	14,09	64,61	28,90	54,82
45-252	7,14	4,25	44,85	43,74	17,66	47,89
Х-11-2в	11,33	5,04	26,39	57,22	47,90	48,96
Х-11-2б	10,62	4,62	29,58	55,16	44,76	46,60

Примечание: Анализы выполнены на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ВЕРХОЯНСКОГО ПРОГИБА (ЧЕКУРОВСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ)

В Верхоянском прогибе, как и на Оленекском поднятии, позднедокембрийский магматизм проявился в основном в эффузивной форме с высоким коэффициентом эксплозивности. Ряд пластовых тел диабазов, интрудирующих рифейскую толщу, относится по абсолютным калий-аргоновым определениям к раннекембрийскому или позднедевонскому возрасту (Ивенсен, 1969). По нашему мнению, для большей части этих интрузивов следует принимать более древний (позднедокембрийский) возраст их внедрения, так как данные абсолютного возраста фиксируют, как правило, геологическое время последней (или наиболее интенсивной) эпохи тектоно-магматической активизации, зачастую отстоящей от этапа формирования интрузивного тела на большую геохронологическую величину. В качестве примера подобного определения абсолютного возраста мы можем привести среднепалеозойские датировки (355 и 357 млн. лет), установленные в рассматриваемом районе (р. Лена, устье руч. Бискайэбит) для валунов ультращелочных кислых эффузивов, извлеченных из базальных конгломератов нижнего кембрия (определения были сделаны в лаборатории абсолютного возраста Института геологии ЯФ СО АН СССР Н. И. Ненашевым).

хатыспытской свиты юдомия, %

Fe_2O_3	FeO	$\Sigma Fe_2O_3 + FeO$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	П.п.п.	P_2O_5	Сумма
6,71	7,54	14,25	0,19	7,17	9,54	2,74	0,51	1,97	2,45	0,42	98,98
5,85	7,86	13,71	0,21	7,21	10,63	2,24	0,59	1,85	1,60	0,44	98,95
		14,84	0,21	6,74	8,00	3,30	1,73	0,6	2,92	0,49	100,06
		12,40	0,13	7,23	7,11	4,56	1,24	1,0	5,80	0,49	100,25
2,16	2,24	4,40	0,01	4,46	1,24	3,22	8,38	0,83	3,76	0,11	99,74
4,21	3,66	7,87	Не обн.	7,73	13,67	0,82	4,08	1,04	12,68	0,38	100,37
4,11	5,10	9,21	»	13,38	17,07	1,15	3,45	0,13	0,90	0,52	99,54
5,20	7,48	12,68	»	6,97	3,78	2,00	4,10	1,33	6,58	0,46	98,92
2,88	10,89	13,77	»	7,87	3,67	2,03	4,00	1,05	2,01	0,54	98,21

вулканогенных пород хатыспытской свиты юдомия

c'	n	t	φ	a'	a/c	Q
19,13	89,08	6,67	18,40	—	1,19	—9,43
21,03	85,22	6,76	15,88	—	0,91	—7,72
18,63	74,35	6,47	20,65	—	2,43	—14,27
18,22	84,76	7,10	18,40	—	3,43	—19,23
—	37,07	1,44	13,40	16,26	12,78	—11,81
34,44	33,62	7,09	7,42	—	1,68	—31,04
3,13	42,56	8,03	18,44	—	2,24	—13,25
8,63	43,53	8,12	8,61	—	2,29	—15,55

Аналитики Л.М. Егорова, Е.М. Изотова, З.А. Корякина, М.А. Слепцова, Л.М. Шеина.

Из всей группы пластовых тел в разрезе докембрия Чекуровской антиклинали наиболее вероятен позднедокембрийский (среднерифейский) возраст для пластового интрузива диабазов, расположенного в кровле уктинской свиты. Он занимает примерно такое же положение в рифейской толще, что и описанное выше среднерифейское пластовое тело толеитового состава на Оленекском поднятии (см. рис. 14).

Видимый разрез докембрия начинается в Верхоянском прогибе с уктинской свиты среднего рифея, поэтому только с этого геологического рубежа можно начать рассмотрение проявлений магматизма.

Средний рифей (уктинское, эсэлэхское, нэлэгерское время)

Уктинская свита в видимой части ее разреза состоит из вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.

Вулканогенные породы представлены пепловыми и кристалловитрокластическими туфами. Внешне эти породы очень напоминают алевролиты и алевропелиты. Цвет их темно-серый, почти черный, отдельность мелкооскольчатая; они слагают линзовидной формы инъекции (до 1 м мощности) среди брекчированных кварцевых песчаников и окремнелых доломитов. Вулканическое стекло в туфах сложено рогуль-

Химический состав вулканогенных и вулканогенно-терригенных

Петрографическая характеристика	Место отбора	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3
Кристалловитрокластический туф,каолинизированный	р. Укта, 2,5 км выше устья	77-513	59,79	0,80	15,79
То же	Там же	77-514	56,93	0,80	19,85
»	»	77-514/1	58,43	0,81	20,27
»	р. Укта, 2,7 км выше устья	77-525	45,38	1,37	35,92
»	Там же	77-525/1	45,50	1,43	35,33
Пепловый туффит каолинизированный	р. Укта, 2,5 км выше устья	77-515	51,39	0,72	21,60
То же	Там же	77-515/1	50,04	0,78	20,16
»	»	77-516	54,69	0,73	19,67
»	р. Укта, 2,7 км выше устья	77-526	48,94	1,17	31,93
»	Там же	77-530	47,15	1,19	34,02
»	»	77-530/1	46,54	1,16	34,03
»	»	77-530/2	47,37	1,21	33,60
Пепловый туффит каолинизированный с вкрапленниками сидерита	»	77-531	43,84	1,15	28,02
То же	»	77-531/1	41,23	1,05	28,90
»	»	77-531/2	43,31	1,16	28,55
Гематитовый туфоалевропелит	»	77-528	46,59	1,79	31,52
То же	»	77-528/1	43,89	1,09	31,10
»	»	77-528/2	45,70	1,17	30,82
Гематитовый туфопесчаник	»	77-529	77,22	0,59	9,86
Брекчированный и хлоритизированный кварцевый песчаник	»	77-527	77,29	0,58	5,69
То же	р. Укта, 2,5 км выше устья	77-523	87,43	0,86	5,41
»	Там же	77-521	78,57	0,55	11,32

Примечание. Анализы выполнены на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР. определены химическим анализом. Аналитик М. А. Слепцова.

чатыми микрочастицами, которые запылены рудными минералами (агрегат лейкоксена и гидроокислов железа). Оно было хлоритизировано или замещено почти нацело каолинитом. Переход от хлорита к каолиниту происходил скачкообразно, без образования промежуточных смешаннослойных тонкодисперсных минералов и минералов группы монтмориллонита.

Фенокристы в туфах занимают не более 15% объема (табл. XVI, фиг. 1). Они представлены призматическими и угловатыми (0,1—0,2 мм) зернами кварца, чешуйками гидратированного биотита, обрывками темно-зеленого вулканического стекла. На отдельных участках чешуйки слюд и удлиненные обрывки вулканических стекол распределяются своими длинными осями почти параллельно друг другу, что придает породе флюидальную текстуру.

О первичном, лишь частично искаженном при постмагматических процессах составе пепловых туфов мы можем судить только по данным небольшого числа химических анализов (табл. 28, обр. 77—513, 77—514), фиксирующих высокую степень насыщенности их кремнеземом (Q=4,36—8,09), аномально большую калиевую щелочность (K_2O до 5,65%, a/c=6,51—13,43), небольшую железистость (сумма окислов 3,4—3,7%), умеренную титанистость (TiO_2=0,80%, t=1,0), значительную глиноземистость (Al_2O_3=15,8—19,8%). По комплексу признаков вещественного состава пирокластические образования уктинской свиты наиболее полно соответствуют калиевой умеренно щелочной группе.

Таблица 28

породы уктинской свиты среднего рифея, %

Fe_2O_3	FeO	ΣFe_2O_3+FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	П.п.п.	P_2O_5	Сумма
1,54	2,19	3,73	Не обн.	8,60	1,32	2,32	3,70	0,87	3,18	0,32	99,55
1,33	2,19	3,52	»	8,36	0,51	0,07	5,65	2,12	4,03	0,27	99,99
		3,72	»	8,52	0,69	0,15	5,82	1,11	1,63	0,29	100,33
1,48	1,48	2,96	»	0,48	0,09	0,10	0,96	1,41	12,26	0,06	99,57
		3,09	»	0,51	0,09	0,10	1,01	1,55	12,76	0,06	99,87
		6,03	»	7,52	0,33	0,15	4,74	1,90	6,89	0,08	99,45
		5,22	»	9,64	0,58	0,16	4,85	2,07	8,91	0,09	100,44
		8,10	»	5,53	0,37	0,11	5,36	1,97	5,51	0,06	100,12
		5,01	»	0,17	0,09	0,20	1,04	1,03	11,29	0,05	99,90
2,64	0,75	3,39	»	0,10	Не обн.	0,18	1,08	1,11	12,34	0,04	99,48
		4,04	»	0,31	»	0,13	1,03	0,94	12,21	0,03	99,49
		3,39	»	0,16	»	0,20	1,07	1,18	12,56	0,04	99,59
0,52	9,21	9,73	0,07	0,77	0,33	0,20	1,22	1,13	13,27	0,06	98,65
		12,17	0,06	0,60	0,16	0,75	1,13	0,92	13,48	0,06	99,59
		10,62	0,07	0,82	0,31	0,21	1,22	1,14	13,27	0,06	99,60
9,95	1,21	11,16	Не обн.	Не обн.	5,72	0,22	1,68	0,76	0,89	0,50	100,04
		11,06	»	0,52	0,11	0,10	1,43	0,70	1,02	0,10	99,63
		9,46	»	0,60	0,21	0,23	1,53	0,82	10,00	0,11	99,82
		7,34	»	0,26	0,27	0,12	1,03	0,27	2,77	0,24	99,69
1,37	7,16	8,53	0,003	0,22	Не обн.	Не обн.	0,23	0,12	9,84	Не обн.	99,65
0,77	2,98	3,75	Не обн.	0,05	0,07	0,02	0,71	0,22	1,07	0,02	99,38
0,24	5,02	5,26	0,03	Не обн.	0,46	0,15	0,53	0,66	2,35	0,05	99,25

Аналитики Л. М. Егорова, З. А. Корякина, Л. М. Шеина. Содержание закисного и окисного железа

В группе вулканогенно-осадочных пород можно выделить три разновидности: туфоалевролиты, туффиты, доломиты с кремнистыми инъекциями.

Туффиты и туфоалевролиты — тонкоплитчатые микрогоризонтально-слоистые породы зеленовато-серого, зеленого, вишневого и бордового цвета. В шлифах (табл. XVI, фиг. 2) наблюдается чередование слойков, состоящих только из удлиненных и субпараллельно ориентированных обрывков бледно-зеленого каолинизированного вулканического стекла и линзовидных прослойков (мощностью 0,2—0,3 мм), в составе которых находится около 30% объема мелкоалевритовых угловатых частиц кварца и гидратированных чешуек биотита. В породах встречаются порфирокластического облика ромбоэдры железистого карбоната. В туфоалевролитах бордового цвета цементом слюдисто-кварцевого мелкоалевритового материала служит каолинизированное вулканическое стекло, сильно запыленное гематитом.

Рентгеноструктурный анализ вулканогенных и вулканогенно-терригенных пород показывает (рис. 38), что в их составе резко преобладает каолинит. В меньших количествах присутствуют кварц, гидрослюды, сидерит, железистый хлорит.

Окремнелые доломиты представлены строматолитовыми и хемогенно-обломочными разностями, подвергнутыми полной перекристаллизации, с размером новообразованных индивидов от 0,01 до 0,03 мм. Максимальная степень перекристаллизации карбонатных пород отме-

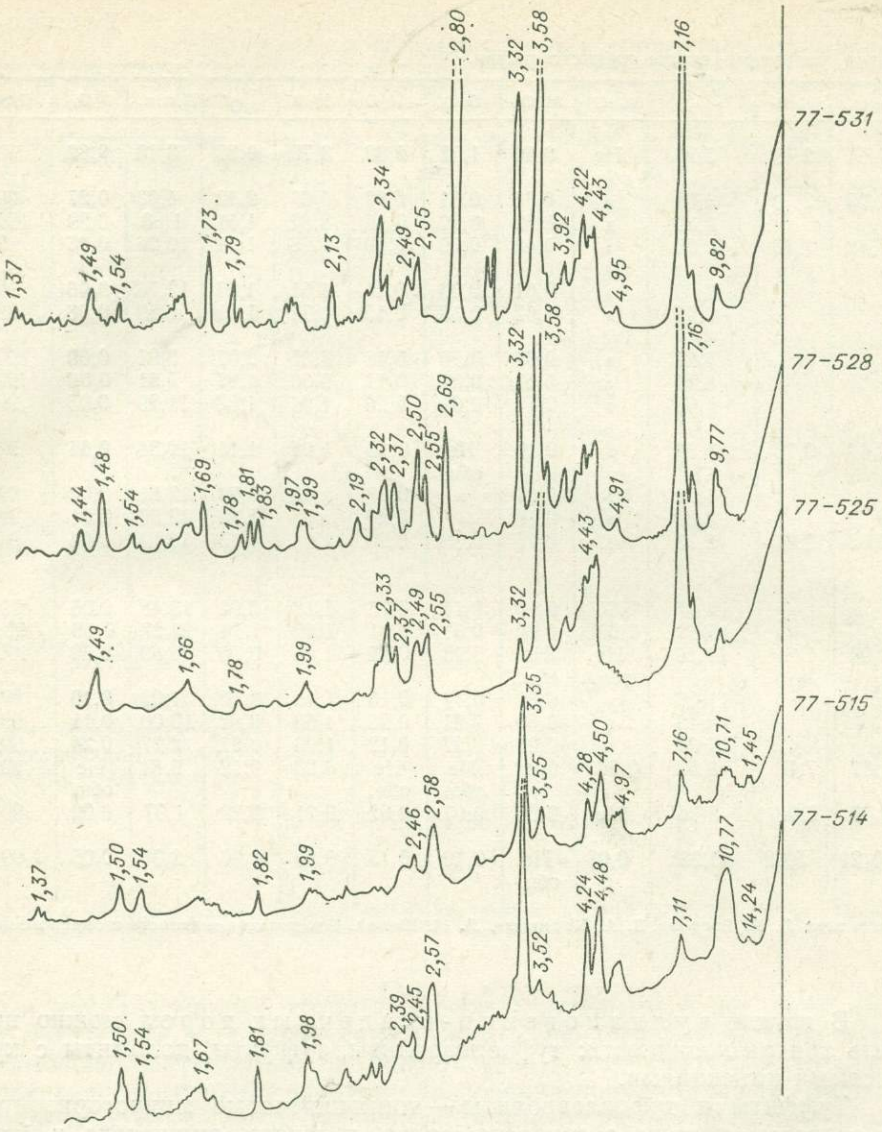


Рис. 38. Дифрактограммы вулканогенных пород уктинской свиты.

Каолинизированный туф: 77—514; каолинизированный пепловый туффит: 77—515; туф: 77—525; гематитовый алевропелит: 77—528; туффит: 77—531. Диагностические отражения см. на рис. 24—26.

чается в приконтактовых зонах с кремнистыми инъекциями, образующими в доломитовой массе тонкие (до 0,1 мм) ветвящиеся прожилки с гнездовидными расширениями и обособленные колломорфные сгустки со сферолитовым строением. Кремнезем резорбирует и иногда псевдоморфно замещает ромбоэдрические кристаллы доломита в приконтактовых участках.

В доломитах спектральным анализом установлены повышенные концентрации марганца (до $4 \cdot 10^{-2}$%), что следует связывать, вероятно, с фумарольно-эксгаляционной деятельностью.

О магматизме, проявленном в эсэлэхском времени, можно судить по пластовому интрузивному телу основного состава, вскрытому современной эрозией в долине р. Укта, в 4 км выше ее устья. Тело расположено между уктинской и эсэлэхской свитами, кар-

Химический состав пород Уктинского интрузива, %

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П. п. п.	Сумма
Ч-1-2а	43,60	4,54	13,79	2,75	11,49	0,19	6,76	9,86	2,61	0,75	0,53	1,79	98,66
Ч-1-2г	44,72	3,63	14,95	2,37	10,66	0,18	7,36	8,62	2,38	1,12	0,55	2,28	98,82
Ч-1-2е	43,57	3,59	13,67	3,00	10,43	0,24	5,46	12,48	2,23	0,74	0,39	3,36	99,16
Среднее . . .	43,96	3,92	14,14	2,71	10,86	0,20	6,53	10,32	2,41	0,87	0,49	2,48	98,89

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ обр.	*S*	*a*	*c*	*b*	*Q*	*a/c*	*m'*	*c'*	*f'*	*n*	*t*	φ	Коэффициент фракционирования *f*
Ч-1-2а	59,99	7,03	5,98	31,97	—10,05	1,17	36,83	19,90	43,25	84,09	7,25	7,56	67,80
Ч-1-2г	56,14	7,14	6,84	29,86	—8,86	1,04	43,43	13,64	42,92	76,35	5,75	7,06	63,90
Ч-1-2е	54,95	6,25	6,43	32,35	—9,04	0,97	29,85	29,15	40,98	82,07	5,83	8,28	71,09
Среднее . . .	55,35	6,81	6,42	31,40	—9,35	1,06	36,55	21,08	42,36	80,80	6,28	7,66	67,51

Примечание. Анализы выполнены на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитики Л. М. Егорова, З. А. Корякина, Л. М. Шеина. Содержание закисного и окисного железа определено М. А. Слепцовой. Обр. Ч-1-2а — мелкозернистый безоливиновый офитовый долерит подошвы тела; Ч-1-2г — безоливиновый субофитовый габбро-долерит. Нижняя часть тела; Ч-1-2е — безоливиновый пойкилоофитовый долерит. Центральная часть тела.

Химический состав вулканогенных и вулканогенно-осадочных

Петрографическая характеристика	Место отбора	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
Карбонатизированный пепловый туффит	р. Лена, лев. берег у пос. Чекуровка	80-577	54,46	0,66	13,34	3,69
То же	Там же	80-577/1	51,65	0,68	12,80	
»	»	80-577/2	54,10	0,64	13,43	
Вулканогенно-карбонатная порода с карбонатизированными пепловыми частицами	»	80-580	36,85	0,30	6,34	0,88
То же	»	80-580/1	36,18	0,30	6,17	
»	»	80-583	12,39	0,04	0,04	

Примечание. Анализы выполнены на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР определены химическим анализом. Аналитик М. А. Слепцов.

бонатные породы которых в зонах верхнего и нижнего контакта подвергнуты мраморизации.

Интрузив сложен крупно- и среднезернистыми безоливиновыми габбро-долеритами, переходящими в верхней части разреза в более лейкократовые кварцевые разности. Микроструктура пород призматически-офитовая, субофитовая, офитовая и пойкилоофитовая, с переходом в таксито-офитовую (табл. XV, фиг. 6). Последняя разновидность структуры связана с формированием почти мономинерального плагиоклазового агрегата призматически-зернистого строения, заполняющего пространство между крупными ойкокристаллами пироксена. Породы краевых частей интрузива имеют мелкозернистую офитовую микроструктуру.

Первичные породообразующие минералы представлены плагиоклазом (45—60%), клинопироксеном (15—35%), рудными (5—10%). К продуктам позднемагматической стадии кристаллизации относятся интерстиционные кварц-полевошпатовый агрегат и хлоритизированное стекло. В эту же группу минералов следует, по-видимому, включать зеленый биотит, который в процессе постмагматических преобразований замещается роговой обманкой, хлоритом, образуя амфибол-слюдистый, хлорит-гидрослюдистый и хлоритовый агрегаты.

Плагиоклаз в породах образует призматические и лейстовидные кристаллы. Установление его первичного состава осложняется постмагматическими преобразованиями и деанортитизацией. В сохранившихся, но анортитизированных зернах определен андезин (An_{38-40}). Большая часть зерен плагиоклаза замещена гидрослюдами, соссюритизирована и карбонатизирована.

Клинопироксен относится к авгиту $Wo_{39}En_{44}Fs_{15}$ ($+2V=46°$; $Ng=1{,}712$; $Np=1{,}689$). Большей частью он ксеноморфен, реже имеет форму, близкую к призматической. Авгит подвергается амфиболизации с последующим преобразованием в хлорит-гидрослюдистый агрегат.

Рудные минералы (магнетит и ильменит) образуют неправильные дендритовидные, скелетные и тонкие игловидные формы. Ильменит замещается лейкоксеном.

Данные химического анализа пород (табл. 29) показывают незначительную вариацию содержаний основных компонентов, что свидетельствует о слабом проявлении процесса внутрикамерной дифференциации. Породы интрузива характеризуются недосыщенностью кремнекислотой ($Q_{ср}=-9{,}35$) и нормальным режимом щелочей ($n_{ср}=80{,}80$). Однако если учесть, что лейкократовые разности из верхней части тела, образо-

Таблица 30

породы нэлэгерской свиты среднего рифея, %

FeO	ΣFe_2O_3+FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	П. п. п.	P_2O_5	Сумма
2,24	5,93	0,04	8,36	5,02	1,37	2,96	1,03	7,54	0,05	99,73
	6,30	0,04	8,48	6,46	1,35	2,92	0,70	8,07	0,07	99,50
	5,90	0,09	7,87	5,07	1,40	3,02	1,09	7,70	0,06	99,23
2,24	3,12	0,003	7,12	23,41	0,65	0,71	0,60	21,21	0,17	99,86
	3,37	0,003	7,04	23,26	0,62	0,69	1,09	22,12	0,17	101,01
	0,56	Не обн.	9,32	39,40	0,21	0,18	0,24	37,60	0,08	99,81

Аналитики Л. М. Егорова, З. А. Корякина, Л. М. Шеина. Содержание закисного и окисного железа

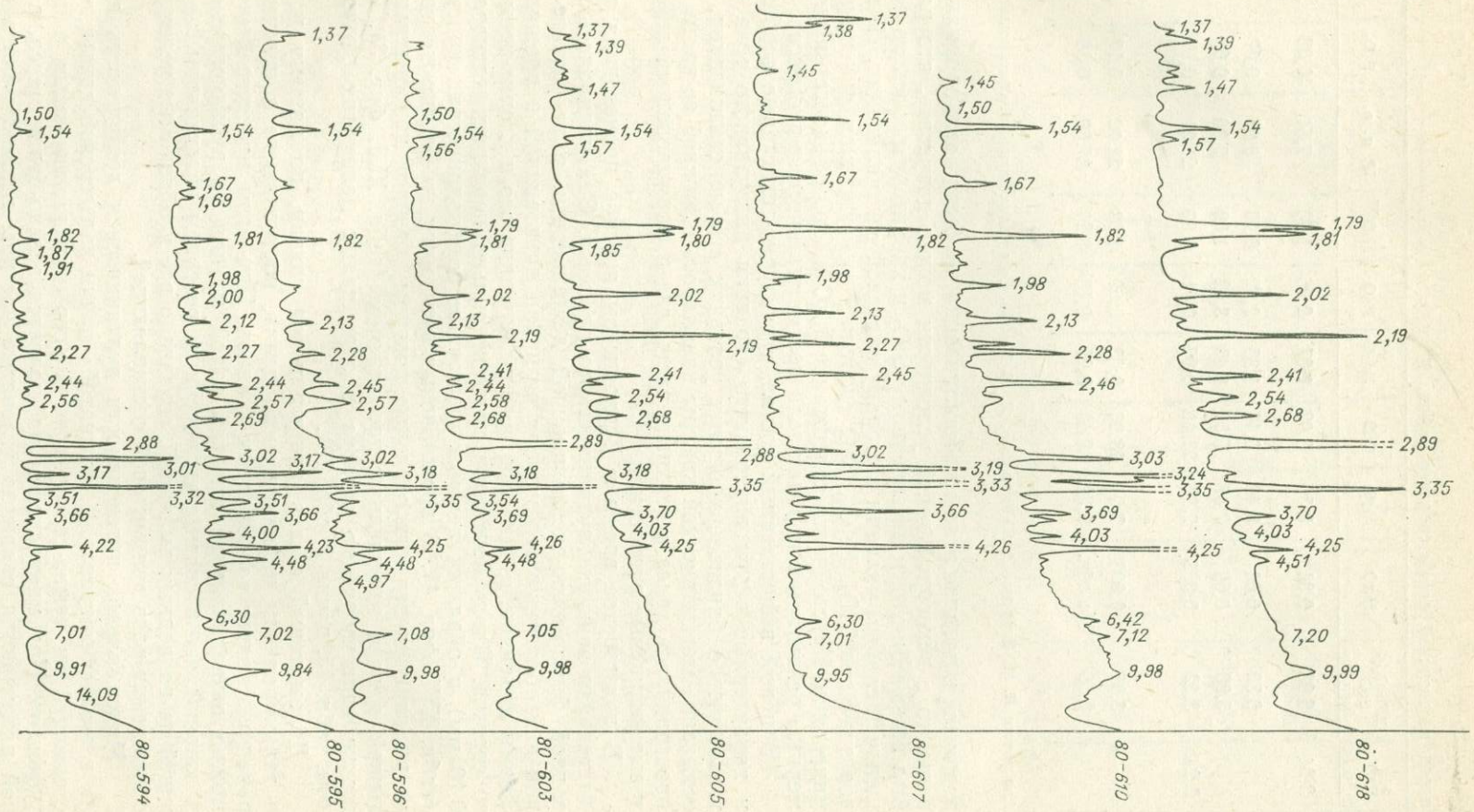
вавшиеся в поздние этапы кристаллизации, не были нами проанализированы, то с некоторой долей условности можно допустить, что расплав был весьма близок к насыщенному SiO_2 и характеризовался по режиму щелочей слабым уклоном в сторону калиевой специализации. Повышенное значение TiO_2, Fe_2O_3, FeO связано с присутствием окисно-рудных минералов. Неустойчивое содержание MgO и CaO объясняется неравномерным развитием в породах тела постмагматических процессов.

В целом вещественный состав, структурно-текстурные особенности и характерные черты внутреннего строения интрузивного тела свидетельствуют о близповерхностных условиях его кристаллизации, когда остывание магматической камеры начиналось с нижней ее части и распространялось далее в верхнюю часть, где и формировались лейкократовые кварцевые разности.

В нэлэгэрское время в Верхоянском прогибе происходила весьма длительная вспышка вулканического процесса. Она начиналась с подводной фумарольно-эксгаляционной деятельности, в результате которой в карбонатных отложениях возникли линзовидной и прожилковой формы инъекции, мощностью до 8 см, кремнистого и хлорит-кремнистого состава. Вдоль контактов доломит сильно перекристаллизован (до 0,10 мм) и образует цепочки одиночных ромбоэдрических кристаллов (табл. XVI, фиг. 4). В прожилковых инъекциях на бледно-желтом фоне выделяются теневые овальные контуры бывших карбонатных окатышей, нацело замещенных кремнеземом (табл. XVI, фиг. 3). Содержание нерастворимого остатка в окремнелых доломитах около 20% (см. табл. 15, пачка 1, обр. 13).

Доломитовый состав данных пород связан, по нашему мнению, с гальмиролизом вулканического пепла, поступавшего в нелитифицированную толщу карбонатных осадков. При этом процессе было возможно выщелачивание морской водой магния из вулканогенных образований, что в связи с увеличенным резервом углекислоты, поступающей из подводных эманаций, создавало все необходимые условия для обогащения илов доломитовой составляющей.

Максимальной интенсивности вулканическая деятельность достигла в этап формирования «мохнатой» пачки нэлэгерской свиты, нацело состоящей из темно-серых и зелено-серых тонкоплитчатых пепловых туффитов. Под микроскопом наблюдается зелено-бурая масса, в которой различаются овальные угловатые частицы вулканического пепла, ориентированные своими длинными осями параллельно друг другу. Вулканическое стекло частично замещено крупнокристаллическим


80-594
1,50
1,54
1,82
1,87
1,91
2,27
2,44
2,56
2,88
3,01
3,17
3,32
3,51
3,66
4,22
7,01
9,91
14,09
80-595
1,54
1,67
1,69
1,81
1,98
2,00
2,12
2,27
2,44
2,57
2,69
3,02
3,17
3,35
3,51
3,66
4,00
4,23
4,48
6,30
7,02
9,84
80-595
1,37
1,54
1,82
2,13
2,28
2,45
2,57
3,02
3,18
4,25
4,48
4,97
7,08
9,98
80-603
1,50
1,54
1,56
1,79
1,81
2,02
2,13
2,19
2,41
2,44
2,58
2,68
2,89
3,18
3,54
3,69
4,26
4,48
7,05
9,98
80-605
1,37
1,39
1,47
1,54
1,57
1,79
1,80
1,85
2,02
2,19
2,41
2,54
2,68
2,88
3,18
3,35
3,70
4,03
4,25
80-607
1,37
1,38
1,45
1,54
1,67
1,82
1,98
2,13
2,27
2,45
3,02
3,19
3,33
3,66
4,26
6,30
7,01
9,95
80-610
1,45
1,50
1,54
1,67
1,82
1,98
2,13
2,28
2,46
3,03
3,24
3,35
3,69
4,03
4,25
6,42
7,12
9,98
80-618
1,37
1,39
1,47
1,54
1,57
1,79
1,81
2,02
2,19
2,41
2,54
2,68
2,89
3,35
3,70
4,03
4,25
4,51
7,20
9,99

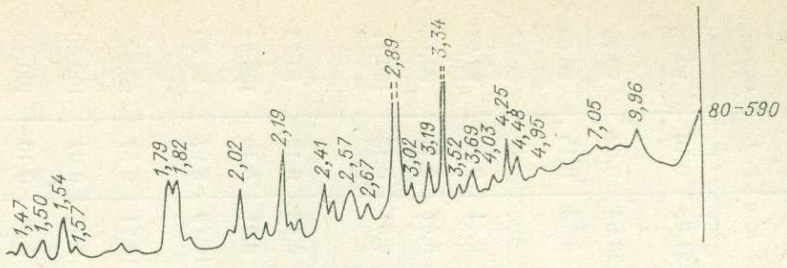


Рис. 39. Дифрактограммы вулканогенных пород сиэтачанской свиты.

Туффит: 80—590; пепловый туффит: 80—595; 80—596; карбонатизированный пепловый туффит: 80—594; 80—603; вулканогенно-карбонатная порода: 80—605; 80—618; туфоалевролит: 80—607; 80—610. Диагностические отражения см. на рис. 24—26.

(0,2—0,5 мм) кальцитом с полисинтетическими двойниками, но газово-жидкие пузырьки, содержавшиеся в пепле, остаются при этом незамещенными. Вся масса пород запылена лейкоксеном и гидроокислами железа.

Карбонатный анализ туффитов (см. табл. 15, пачка 6, обр. 22, 23) фиксировал высокое (60,24—66,26%) содержание нерастворимого остатка, существенно кальциевый состав карбонатов, развитых по вулканическому стеклу, и общую повышенную железистость. По данным химического анализа (табл. 30), туффиты характеризуются пересыщенностью кремнекислотой ($Q=10{,}14$), повышенной щелочностью ($a=7{,}66$) при преобладании концентраций калия над натрием $\left(\frac{K_2O}{K_2O+Na_2O}\cdot 100=58{,}91\right)$, умеренной титанистостью ($TiO_2=0{,}66$; $t=0{,}90$), относительно невысокой железистостью ($f'=26{,}19$) и общей наложенного характера высокой известково-магнезиальной карбонатностью ($c=5{,}53$; $m'=69{,}70$).

Комплекс всех вещественных признаков пепловых образований позволяет отнести их к калиевой умеренно щелочной группе.

Поздний рифей (сиэтачанское время)

В сиэтачанском времени активность вулканической деятельности последовательно возрастала, достигнув своего апогея в период формирования среднесиэтачанской подсвиты, особенно ее кровлевой части.

В строении нижне- и среднесиэтачанской подсвит отчетливо выражена маятниковая ритмичность вулканогенно-осадочного процесса: крайние члены циклокомплексов сложены хемогенно-обломочными известняками с обрывками вулканического пепла. Ближе к центру циклокомплексов появляются карбонатные мелкообломочные породы, включающие линзовидные слойки карбонатизированных и раскристаллизованных вулканических стекол калишпатово-кварцевого состава с гидроокислами железа и лейкоксеном. Центральные части комплексов состоят из карбонатизированных пепловых туффитов. Мощности вулканогенно-карбонатных циклокомплексов возрастают снизу вверх по разрезу от 10 см до 6 м.

В вулканогенно-карбонатных обломочных породах циклокомплексов содержатся тонкие (0,01—0,05 мм) выклинивающиеся полого-волнистые слойки, состоящие из бледно-зеленого слабо раскристаллизованного вулканического стекла, запыленного тонкодисперсным лейкоксеном и гидроокислами железа. Иногда в пределах поля зрения одного шлифа слойки тонкозернистых доломитистых известняков перемежаются с прослойками конформно упакованных окатышей известняка и карбонатизированных вулканических стекол, с линзами

Таблица 31

Химический состав вулканогенных, вулканогенно-карбонатных и вулканогенно-терригенных пород сиэтачинской свиты верхнего рифея, %

Петрографическая характеристика	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	$\Sigma FeO+Fe_2O_3$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	П. п. п	P_2O_5	Сумма
Карбонатизированный пепловый туффит	80-590	32,91	0,46	8,75			4,82	0,06	10,19	15,35	0,68	2,59	0,69	24,08	0,10	99,96
То же	80-590/1	33,25	0,44	9,09			4,60	0,06	9,77	15,38	0,61	2,63	1,11	23,84	0,09	99,75
Пепловый туффит центральной части циклокомплекса	80-595	55,77	0,91	15,24	3,96	4,00	7,96	0,05	6,75	1,80	1,42	4,33	0,97	5,33	0,15	99,69
То же	80-595/1	55,71	0,88	15,33			7,49	0,05	7,64	1,66	1,36	4,27	0,98	5,41	0,12	99,92
»	80-595/2	55,58	0,84	15,53			9,89	0,04	5,23	1,42	1,32	4,24	0,96	5,47	0,11	99,66
Пепловый туффит краевой части циклокомплекса	80-596	55,56	0,77	13,11	2,60	2,13	4,73	0,06	6,21	6,22	1,59	3,43	0,90	8,31	0,13	100,11
То же	80-596/1	56,74	0,82	15,30			6,70	0,04	5,39	2,33	1,36	4,01	0,84	6,42	0,12	99,23
»	80-596/2	57,22	0,87	15,50			6,32	0,05	5,96	2,42	1,46	4,28	1,04	6,21	0,10	100,38
Пепловый туффит карбонатизированный	80-594	41,42	0,51	10,22	3,03	2,35	5,38	0,09	7,58	14,24	0,86	2,14	0,89	16,49	0,07	99,00
То же	80-594/1	41,96	0,51	10,32			5,63	0,10	7,89	14,17	0,97	2,18	0,92	16,71	0,07	99,97
»	80-598	52,00	0,77	14,13			6,16	0,08	7,18	5,86	1,26	3,67	1,05	9,43	0,07	100,00
»	80-599	56,30	0,90	15,16			8,81	0,05	6,94	1,20	1,43	4,07	1,08	5,54	0,10	100,49
»	80-600	56,21	0,82	15,73			7,40	0,05	7,49	1,56	1,13	3,93	1,08	5,87	0,15	100,33
»	80-603	33,62	0,34	7,78	2,95	0,89	3,84	0,26	12,13	14,93	0,46	2,32	0,42	24,21	0,06	99,40
»	80-603/1	34,30	0,35	8,11			3,35	0,25	12,89	14,39	0,49	2,35	0,56	24,04	0,08	100,58
Вулканогенно-карбонатная порода	80-618	16,29	0,17	4,32	2,86	0,72	3,58	0,06	15,69	22,32	0,08	1,68	0,26	35,41	0,13	99,11
То же	80-618/1	16,89	0,16	4,50			3,04	0,06	16,66	21,61	0,11	1,66	0,18	35,69	0,15	100,50
»	80-605	17,15	0,08	2,44	Не обн.	0,72	0,72	0,38	16,97	23,67	0,07	0,73	0,72	36,90	0,05	99,16
»	80-617	15,59	0,12	3,96			2,62	0,05	17,06	22,19	0,06	1,44	0,22	36,68	0,14	99,91
Туфоалевролит	80-606	70,86	0,58	11,47			5,04	0,03	2,26	1,38	1,69	3,54	0,42	2,88	0,11	99,83
»	80-607	80,21	0,36	7,40			1,98	0,01	0,68	2,37	1,67	2,05	0,20	2,66	0,04	99,43
»	80-608	72,00	0,37	9,17			2,85	0,10	2,74	2,94	1,51	2,84	0,40	5,11	0,05	99,68
»	80-609	75,25	0,50	10,72			2,88	0,01	1,82	1,08	1,62	3,18	0,30	2,52	0,09	99,67
»	80-610	75,48	0,43	8,18	Не обн.	0,72	0,72	0,03	1,39	4,34	1,95	2,50	0,16	4,09	0,07	99,74
»	80-610/1	76,07	0,39	8,36			1,53	0,03	0,85	4,06	1,78	2,39	0,12	4,17	0,07	99,70
»	81-666*	78,04	0,38	9,49			3,14	Не обн.	1,34	0,75	1,85	2,79	0,16	1,96	0,07	99,79
»	81-667*	79,22	0,46	8,69			2,96	0,004	1,02	1,11	1,78	2,54	0,30	1,84	0,07	99,68

Примечание. Звездочкой помечены образцы, отобранные на правом берегу р. Лены, напротив пос. Чекуровка, остальные — на левом берегу у пос. Чекуровка. Анализы выполнены на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитики Л. М. Егорова, З. А. Корякина, Л. М. Шеина. Содержание закисного и окисного железа определены химическим анализом. Аналитик М. А. Слепцова.

чисто пеплового материала, не затронутого карбонатизацией (табл. XVI, фиг. 5).

Рентгеноструктурный анализ таких пород показывает присутствие в них, помимо преобладающих карбонатов, также кварца и калиевых полевых шпатов (рис. 39). По данным химических анализов (табл. 31), в вулканогенно-карбонатных породах выявляется щелочно-калиевая специфика состава пеплового материала. Если снять преобладающий (около 70—75%) карбонатный фон, то оставшаяся пепловая масса определится следующим примерным соотношением основных компонентов: SiO_2—60—64%, TiO_2—0,5—0,6%, Al_2O_3—16—18%, Na_2O—0,2—0,4%, K_2O — 5,5—6,5%, P_2O_5 — 0,6%.

В прикровлевой части сиэтачанской свиты выделяется довольно мощная (15 м) пачка вулканогенно-терригенных пород.

Туфоалевролиты и туфопесчаники этой пачки имеют чрезвычайно пестрые (зеленые, бордовые, вишневые, фиолетовые) тона окраски. Алевритовые и песчаные разности не выдержаны по простиранию слоев и часто сменяют друг друга как по разрезу, так и по латерали. Туфопесчаники содержат одиночные уплощенные гальки и гравий гематитизированных пепловых туффитов.

Под микроскопом устанавливается, что эти алевропесчаные туфогенные породы состоят из переменных количеств плохо окатанных зерен зеленых и зелено-бурых вулканических стекол (от 30 до 70%), ортоклаза (от 10 до 50%), кварца (10—15%), плагиоклазов олигоклазового состава (около 5—10%), доломитовых и кальцитовых окатышей (от 5 до 10%), гидратированных чешуек биотита (1—3%), единичных кристалликов циркона, буро-зеленого турмалина. Обломочные зерна имеют конформное соприкосновение, но сохраняют поровые промежутки и межзерновые прокладки, которые заполнены буро-красным ожелезненным вулканическим стеклом. Обломочные зерна и цемент содержат также облаковидные скопления лейкоксена. Частицы вулканического стекла подвержены наложенной карбонатизации (кальцит), причем в ряде пород содержание карбоната достигает 10%.

Основу тяжелой фракции вулканогенно-терригенных пород составляют гидроокислы железа, лейкоксен и ромбический пироксен (гиперстен). В подчиненном количестве (3—5%) присутствуют окатанные и удлиненные зерна моноклинных амфиболов, окатанные зерна буро-зеленого турмалина, кристаллы пирита. Единичные окатанные зерна представлены рутилом, цирконом, сфеном.

Рентгеноструктурный анализ туфоалевролитов выявил необычайно пестрый их состав, в котором доминируют кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, хлорит, гидрослюды, и в качестве примесей отмечаются кальцит, доломит, гематит. Данные химанализа наиболее тонкозернистых разностей туфоалевролитов показывают, что они близки по составу к щелочным эффузивам (см. табл. 31), но отличаются повышенным содержанием кварца и меньшей карбонатизированностью.

Среди карбонатизированных пепловых туффитов, ритмично переслаивающихся с хемогенно-обломочными известняками и вулканогенно-карбонатными обломочными породами, по цветовой гамме выделяются зеленые и бордовые разности. Под микроскопом в них наблюдается слабо раскристаллизованная и подвергнутая наложенной кальцитизации бледно-зеленая масса вулканического стекла с мелкими (0,015 мм) табличками ортоклаза и призматическими кристалликами кварца, которые также резорбируются кальцитом. По данным рентгеноструктурного анализа (см. рис. 39), в зеленых туффитах содержатся (по порядку убывания) кварц, гидратированные слюды, и в них отмечается также присутствие гематита.

Химический анализ наименее карбонатизированных туффитов (см. табл. 31, обр. 80-595, 80-596) регистрирует повышенную щелочность (5,7%)

при преобладании калия над натрием $\left(\frac{K_2O}{K_2O + Na_2O} \cdot 100 = 58{,}7 - 66{,}5\right)$.

Степень насыщенности кремнеземом составляет от 6,22 до 12,10 при отношении $a/c = 1{,}86—4{,}29$. Породы содержат несколько повышенные количества титана (0,77—0,91%). По химическому составу пепловые туффиты соответствуют группе калиевых умеренно щелочных пород.

Юдомий (среднехарајоэтехское время)

В среднехарајоэтехское время происходило подводное излияние лав щелочных базальтов, которое завершалось извержением пирокластического материала и проявлениями эксгаляционно-фумарольной деятельности.

В составе щелочных базальтов, имеющих миндалекаменную текстуру, доминирует вулканическое стекло (50%), калиевые полевые шпаты и кислые плагиоклазы (35%), титан-железистые рудные минералы (15%). Породы резко недосыщены кремнеземом (—30,02), обогащены глиноземом ($a/c = 2{,}43$) и отличаются высоким содержанием калия (6,91%). В целом по своему составу они родственны щелочным базальтоидам тешенитовой группы.

В туфопесчаниках и туфоалевропесчаниках (табл. XVI, фиг. 5, 6), перекрывающих трахибазальтовый покров, под микроскопом видны плохо окатанные трещиноватые зерна кварца размером 0,08—0,3 мм (70%), буро-зеленые и темно-желтые обрывки вулканического стекла (10%), обломки кристаллов калиевых полевых шпатов и плагиоклазов (5%). Порово-пленочным цементом пород служит гидрослюдизированное вулканическое стекло (10%).

Рентгеноструктурный анализ наиболее тонкозернистых разностей вулканогенно-осадочных пород фиксирует в них присутствие кварца, гидрослюд, калиевых полевых шпатов, плагиоклазов и хлорита (см. рис. 27). Согласно химическому анализу, эти образования близки по составу к калиевым умеренно щелочным эффузивам.

Заключительные пароксизмы среднехарајоэтехского вулканизма проявились в этап формирования верхнего горизонта, сложенного карбонатизированными пепловыми туффитами, тонкослоистыми вулканогенно-карбонатными породами, хемогенно-обломочными известняками.

Карбонатизированные туффиты состоят из пелитоморфной известковой массы с гнездовидного характера обособлениями бледно-зеленого вулканического стекла с тонкодисперсным лейкоксеном, которые частично замещены кальцитом. Химический анализ этих пород (табл. 32) выявляет в них, помимо преобладающих карбонатов, присутствие SiO_2 (до 18,28%), Al_2O_3 (до 1,70%), Na_2O (до 0,77%), K_2O (до 0,22%). Пересчет данных химического анализа на бескарбонатную основу позволяет сделать заключение о щелочном составе вулканического стекла.

В слоистых вулканогенно-карбонатных породах наблюдается перемежаемость микрослойков кремнистого, пеплового и доломитового составов (табл. VI, фиг. 6). Кремнистые слойки оторочены цепочками ромбоэдрических кристалликов (до 0,2 мм) доломита. Пепловый материал зелено-бурого цвета слабо раскристаллизован, почти изотропный. Мощность слойков от десятых долей миллиметра до 3 мм; форма их прерывистая, пунктирная. По данным химического анализа, в породах преобладает кремнезем (92,0%). Подчиненную роль играют CaO (3,83%), окислы железа (0,96%), глинозем (0,30%) и незначительное количество Na_2O (0,04%), K_2O (0,05%), MnO (0,01%).

Разрез нижнехарајоэтехской подсвиты завершают окремнелые хемогенно-обломочные доломиты. Окремнение в них послойное, с замещением карбонатной массы и перекристаллизацией (до

Химический состав вулканогенных и вулканогенно-

Петрографическая характеристика	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	ΣFe_2O_3+FeO
Трахибазальт	80-632	34,60	3,74	14,00	1,06	16,00	17,06
»	Ч-11-1б	44,65	4,35	13,86	0,29	13,20	13,49
»	Ч-11-1г	32,86	3,00	12,86	0,80	13,08	13,88
Карбонатизированный пепловый туффит	80-627	10,30	Не обн.	1,27	0,23	Не обн.	0,23
То же	80-627/1	10,29	»	1,53	0,31	»	0,31
»	80-640	18,28	0,03	1,70			1,04
Кремнисто-карбонатная порода	80-626	1,42	Не обн.	0,89			1,57
То же	80-641	92,00	»	0,30			0,96
Туфопесчаник	80-637	92,43	0,51	3,18			1,94
Туфоалевролит	80-638	69,65	0,88	13,69			6,53

Примечание. Место отбора образцов — р. Лена, у пос. Чекуровка. Анализы выполнены Л. М. Шеина. Содержания закисного и окисного железа определены химическим анализом. Ана

0,3 мм) доломита вдоль контактов с кремнистыми обособлениями. Рентгеноструктурный анализ этих пород фиксировал существенно доломитовый состав с примесями кальцита и кварца (см. рис. 27). Карбонатный анализ общей массы (см. табл. 15, пачка. 2, обр. 31) регистрирует ее железисто-доломитовый состав и наличие в ней примеси нерастворимого остатка. По данным химического анализа, в этом остатке присутствуют: кремнезем (до 1,42%), глинозем (до 0,89%), марганец (до 0,18%), калий (до 0,11%), натрий (до 0,06%). В целом кремнистые выделения в доломитах представляют собой, по всей вероятности, продукт гальмиролиза щелочного вулканического пепла.

Поздний докембрий — ранний палеозой (тюсэрское время)

В Чекуровской антиклинали следы вулканогенных проявлений несут базальные слои тюсэрской свиты, относимой большинством исследователей (Коробов, 1963; Миссаржевский, 1969) к нижнему кембрию. Базальные слои тюсэрской свиты состоят из калишпатово-кварцевых песчаников и конгломератов, в которые на диагенетической стадии их существования внедрялись приповерхностные лавы трахибазальтового состава. В песчаниках и конгломератах обломочный материал представлен исключительно ультракалиевыми кварцевыми порфирами, состоящими из слабо раскристаллизованной стекловатой ожелезненной массы с вкрапленниками кварца и ортоклаза. В тяжелой фракции конгломератов преобладает циркон (80—90%), в подчиненном количестве содержатся турмалин (8—18%), ильменит (до 2%) и знаковые количества лейкоксенизированного сфена, моноклинных пироксенов и амфиболов. По химическому составу (табл. 33) кислые эффузивы в наибольшей мере соответствуют кварцевым порфирам (по Р. Дэли), отличаясь от них лишь аномально повышенными концентрациями калия (до 8,92%) при весьма малых количествах натрия (0,52—1,19%). Вероятнее всего, кислые калиевые эффузивы, из обломков которых состоит базальная пачка тюсэрской свиты, имеют местное происхождение, так как подобные породы в таком обильном количестве встречены лишь на одном локальном участке (р. Лена, руч. Бискайэбит).

Излияния лав трахибазальтов происходили несколько позже, в раннетюсэрское время. Строение лавовых покровов довольно сложное. На левом берегу р. Лены, у устья руч. Бискайэбит, обнажены два трахибазальтовых покрова мощностью 5 и 48 м, разделенных песчаниками и конгломератами. В долине руч. Бискайэбит, всего в 1 км от

Таблица 32

осадочных пород хараюэтехской свиты юдомия, %

MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	П. п. п.	P_2O_5	Сумма
0,22	5,63	6,66	0,13	6,91	0,50	11,05	0,40	100,40
0,23	7,53	8,55	2,73	0,52	0,56	2,00	0,65	98,56
0,29	6,02	7,35	0,13	5,00	0,68	15,37	0,37	98,05
0,02	2,93	45,30	0,22	0,07	0,24	38,96	0,05	99,35
0,01	1,56	46,50	0,77	0,06	0,30	39,10	0,05	100,17
0,24	5,72	37,29	0,27	0,22	0,59	34,21	0,05	99,05
0,18	22,38	25,86	0,06	0,11	0,10	46,42	0,02	98,89
0,01	Не обн.	3,83	0,04	0,05	0,40	2,61	Не обн.	99,79
Не обн.	»	0,27	Не обн.	0,88	0,36	0,70	»	99,89
»	1,53	0,18	0,21	4,22	0,70	2,98	0,04	99,90

на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитики Л. М. Егорова, З. А. Корякина, литик М. А. Слепцова.

этого обнажения, наблюдаются уже пять маломощных покровов (по 1—5 м), также отделяющихся друг от друга песчаниками и конгломератами. По данным предшествующих исследователей (Колодезников и др., 1974) и нашим наблюдениям, у всех покровов не обнаруживается активных термальных контактов с вмещающими терригенными породами, в основании перекрывающих покровы песчаников встречаются обломки трахибазальтов, а сами покровы на своей верхней поверхности иногда сохраняют шлаковые корки. Минеральный состав трахибазальтов следующий: плагиоклаз (лабрадор — битовнит An_{65-70}) — 40—75%, пироксен (пижонит) — 0—30%, пироксен ромбический (энстатит) — 0—3%, титаномагнетит — 10—25%, оливин — до 2%, биотит — до 2%, базальтическая роговая обманка — до 1%, изредка — кварц, вулканическое стекло. Акцессории — циркон, апатит. По данным химических анализов (см. табл. 33), лавовые образования характеризуются общей и повышенной щелочностью с преобладанием, по большинству анализов, калия над натрием, недосыщенностью кремнеземом (до —11,25) и соотношением a/c от 1,23 до 2,63. В целом эти породы могут быть отнесены к группе щелочно-оливиновых базальтов.

Излиянием лав ультращелочных кислых пород и трахибазальтов в позднедокембрийское — раннепалеозойское время заканчивался весь рассмотренный выше длительный мегацикл щелочной вулканической деятельности в Верхоянском прогибе.

Выводы

1. Магматические образования ранне-среднепротерозойского орогенного структурного комплекса представлены:

— метаморфизованными туфами калиевых трахитов и калиевыми трахитовыми порфирами корневых систем, входящими в состав эекитской серии;

— интрузивами гранитов щелочноземельного состава;

— интрузивами габбро-диоритов и, возможно, сиенитов.

Обращает на себя внимание калиевая щелочнометальная специализация всех перечисленных магматических пород, особенно рельефно проявленная по группе метаморфизованных вулканогенных пород и по комплексу габбро-диорит-сиенитов.

2. Позднепротерозойские — раннепалеозойские магматические образования Оленекского поднятия и Верхоянского прогиба могут быть расчленены на следующие основные группы:

Таблица 33

Химический состав позднеюдомских — раннепалеозойских вулканогенных пород Верхоянского прогиба, %

Петрографическая характеристика	Место отбора	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	П.п.п.	P_2O_5	Сумма
Кварцевый порфир	р. Лена, устье руч. Бискайэбит	4К-14	73,29	0,24	11,95	2,54	0,72	Не обн.	0,83	0,15	0,54	8,45	0,07	0,91	0,20	99,82
То же	Там же	79-544/1*	73,96	0,33	10,66	2,71	2,71	»	0,18	Не обн.	0,52	8,60	0,05	0,22	0,02	99,91
»	»	79-544/2*	70,36	0,33	12,32	1,89	1,89	0,05	0,48	1,06	1,19	8,93	0,14	1,26	0,05	99,82
Трахибазальт	»	1-Д**	43,42	3,98	14,47	4,52	8,77	0,25	7,55	8,26	2,09	1,94	1,11	2,17	0,32	98,85
»	»	Г-II-2**	45,86	2,70	11,93	8,28	5,07	0,15	6,98	6,11	1,48	2,90	1,93	6,34	0,29	100,02
»	руч. Бискайэбит, 1 км выше устья	4К-107	46,32	2,98	13,58	6,39	5,96	0,27	6,92	6,71	1,25	4,78	0,56	3,80	0,63	99,59
»	Там же	4К-108	49,17	3,02	14,31	4,74	4,79	0,25	6,52	6,41	2,01	4,46	0,56	3,42	0,48	99,58
»	»	4К-109	46,85	2,79	12,91	7,23	5,80	0,15	8,68	6,88	1,54	3,03	0,92	3,61	0,50	99,97

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ обр.	*a*	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*t*	φ	*a'*	*a/c*	*Q*
						Кварцевые порфиры							
4К-14	12,97	0,17	6,23	80,61	44,17	21,74	—	8,85	0,24	33,60	34,08	73,58	35,10
79-544/1	13,11	0,0	5,64	81,24	83,45	5,20	—	8,41	0,33	39,55	11,34	36,19	36,25
79-544/2	15,34	0,46	5,01	79,16	67,96	15,97	16,05	16,05	0,35	31,80	—	33,11	27,17
						Трахибазальты							
1-Д	7,76	6,26	30,68	55,27	42,43	43,65	13,90	62,07	6,44	13,19	—	1,23	—11,25
Г-II-2	8,00	4,56	29,00	58,41	44,52	43,71	11,76	43,67	4,23	26,18	—	1,75	—3,76
4К-107	10,06	4,42	28,09	57,41	42,12	43,37	14,49	28,43	4,61	20,22	—	2,27	—9,74
4К-108	11,22	4,26	24,26	60,25	37,54	46,88	15,56	40,64	4,41	17,21	—	2,63	— 6,20
4К-109	7,91	4,83	30,66	56,58	39,24	48,74	12,01	43,57	4,28	20,50	—	1,63	—7,49

Примечание. Одной звездочкой обозначены анализы, выполненные на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитик Е. М. Изотова. Двумя звездочками обозначены анализы К. Е. Колодезникова и др. (1975). Остальные анализы выполнены в химической лаборатории. Аналитик Д. А. Кулагина.

— толеитовые базиты, слагающие близповерхностные интрузивы и иногда сменяющиеся по простиранию покровами;

— субщелочные и щелочные базальты лавовых покровов;

— калиевые умеренно щелочные пирокластические образования, близкие по составу к туфам трахитов. Они заполняют жерла вулканических аппаратов, а также распространены на больших площадях в виде пластовых накоплений в смеси с карбонатным и терригенным осадочным материалом;

— лавовые эффузивы кислого состава (позднедокембрийские — раннепалеозойские кварцевые порфиры Верхоянского прогиба).

Лавовые покровы субщелочных и щелочных базальтов пространственно сопряжены в разрезах рифея с пирокластическими щелочными породами, но излияния щелочно-базальтовых лав несколько опережали по времени пепловые извержения. Лавовые щелочно-базальтовые и щелочные пирокластические образования могут быть объединены в общую трахибазальт-трахитовую умеренно щелочную ассоциацию с отчетливо выраженной калиевой специализацией щелочнометальности по группе пепловых пород. В Верхоянском прогибе эта ассоциация дополняется еще эффузивами кварцевых порфиров.

Основные породы толеитового типа в рифейских толщах слагают обособленные магматические тела, не связанные с указанной выше ассоциацией какими-либо последовательными переходами.

3. Преобладание в общей группе магматических образований обоих регионов пирокластических пород свидетельствует о высоком значении коэффициента эксплозивности для всех рассматриваемых этапов протерозойской геологической истории северо-восточной окраины Сибирской платформы.

Единство петрохимических ассоциаций вулканогенных пород Оленекского поднятия и Верхоянского прогиба (табл. 34; рис. 40) несомненно указывает на общность питавших их глубинных источников.

4. Сходство вещественного состава и основных петрохимических характеристик между раннепротерозойскими метаморфизованными вулканогенными и позднепротерозойскими пирокластическими породами Оленекского поднятия и Верхоянского прогиба (табл. 34) при сохранении на всех временных этапах эндемичной калиевой щелочной их специализации дает основание для заключения об исключительно длительном (около 2 млрд. лет) и многоактном общем вулканогенном процессе, начало которого относится, по меньшей мере, к началу раннего протерозоя, а завершение — к раннему палеозою.

5. С протерозойскими вулканическими процессами связано формирование чрезвычайно разнообразных групп вулканогенно-осадочных пород.

В эекитской серии содержатся линзовидные прослои метаморфизованных туффитов с небольшой примесью кварцевого терригенного материала. Состав обломочного материала в метапесчаниках и метаалевролитах соответствует той гамме минеральных компонентов,

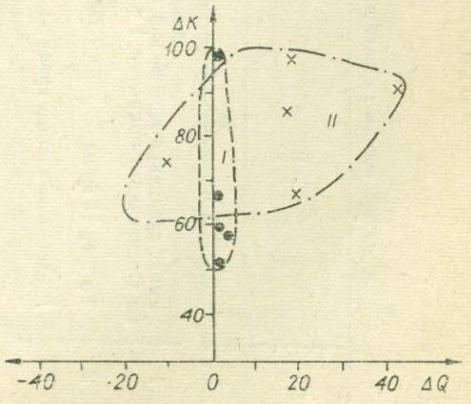


Рис. 40. График зависимости отношений щелочей $\frac{K_2O}{K_2O + Na_2O} \cdot 100$ от степени недосыщенности $\frac{Q}{S} \cdot 100$ для пирокластических пород калиевого щелочного состава северо-восточной окраины Сибирской платформы.

I — Чекуровская антиклиналь; II — Оленекское поднятие.

Таблица 34

Средний состав главнейших типов протерозойских магматических пород северо-восточной окраины Сибирской платформы, %

№ п/п	Порода	Количество анализов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	Граниты													
1	Ранне-среднепротерозойские граниты Оленекского поднятия I фазы	7	68,57	0,53	14,65	1,49	3,04	0,05	1,40	1,68	2,60	5,24	0,16	0,58
2	То же, II фазы	2	73,05	0,23	13,93	2,34	1,72	0,04	0,43	0,86	3,20	4,90	0,15	—
3	Щелочноземельные граниты		69,21	0,41	14,41	1,98	1,67	0,12	1,15	2,19	3,48	4,23	0,30	0,85
	Габбро-кварцевые диориты—гранодиориты													
4	Ранне-среднепротерозойские гранодиориты Оленекского поднятия	1	65,52	0,62	14,72	1,72	4,00	0,04	2,66	2,84	2,91	4,84	0,09	0,40
5	Гранодиориты (по Р. Дэли)		65,01	0,57	15,94	1,74	2,65	0,07	1,91	4,42	3,70	2,75	0,20	1,04
6	Ранне-среднепротерозойские кварцевые диориты Оленекского поднятия	3	61,89	0,69	15,72	1,76	4,70	0,06	2,55	3,37	2,70	3,86	0,21	2,12
7	Кварцевые диориты (по Р. Дэли)		61,59	0,66	16,21	2,54	3,77	0,10	2,80	5,38	3,37	2,10	0,26	1,22
8	Ранне-среднепротерозойские кварцевые габбро Оленекского поднятия	8	56,95	0,80	16,49	1,50	6,54	0,08	4,89	6,12	2,61	2,31	0,18	1,64
9	Ранне-среднепротерозойские габбро Оленекского поднятия	3	49,51	0,88	22,37	1,49	6,33	0,09	5,46	5,08	4,22	4,03	0,16	0,34
10	Безоливиновые габбро (по Р. Дэли)		49,50	0,84	18,00	2,80	5,80	0,12	6,62	10,64	2,82	0,98	0,28	1,60
	Толеитовые базальты													
11	Позднепротерозойские базальты и диабазы Оленекского поднятия		49,49	2,34	14,03	4,69	8,24	0,18	6,28	8,89	2,80	0,74	0,22	2,27
12	Позднепротерозойские диабазы Верхоянского прогиба		43,96	3,92	14,14	2,71	10,86	0,20	6,53	10,32	2,41	0,87	0,49	2,48
13	Континентальные толеитовые базальты земной коры (по Б. Лутцу, 1975)		48,90	1,09	15,70	—	10,70	0,13	8,70	10,80	2,32	1,02		
	Щелочно-оливиновые базальты													
14	Позднепротерозойские трахибазальты Оленекского поднятия	11	45,66	3,39	13,62	5,14	8,42	0,11	5,55	5,72	2,00	2,72	0,47	5,94
15	Позднепротерозойские трахибазальты Верхоянского прогиба	8	42,96	3,32	13,49	4,16	9,08	0,22	6,97	7,11	1,42	3,80	0,44	5,97
16	Щелочно-оливиновые базальты земной коры (по Б. Лутцу, 1975)		47,41	1,79	18,62	4,17	5,80	0,11	4,79	8,65	3,99	1,77		
	Калиевые щелочные пирокластические породы													
17	Раннепротерозойские метаморфизованные вулканогенные породы калиевого щелочного состава Оленекского поднятия	5	48,80	0,92	19,15	2,12	5,33	0,16	1,34	5,42	0,19	3,41	0,06	13,74
18	Позднепротерозойские туфы калиевых трахитов Оленекского поднятия	5	58,36	3,41	12,84	7,18	3,51	0,05	3,13	1,17	0,30	5,67	0,35	3,54
19	Позднепротерозойские туфы калиевых трахитов Верхоянского прогиба	5	56,50	0,78	15,46	2,62	2,55	0,03	7,65	2,97	1,35	4,01	0,18	5,67

Окончание табл. 34

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Тип породы	№ п/п	*a*	*c*	*b*	*s*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*a/c*	*Q*
Граниты	1	13,0	2,0	8,6	76,4	25,1	47,9	27,0	—	43	6,5	24,8
	2	13,4	1,0	6,5	79,1	35,4	53,9	10,7	—	50	13,4	30,4
	3	13,7	2,6	5,5	78,2	2,5	61,7	35,8	—	55,4	5,3	26,4
Габбро-кварцевые диориты-гранодиориты	4	13,2	3,1	9,9	73,8	—	52,4	44,5	3,1	48	4,3	18,1
	5	12,4	4,5	8,3	74,8	—	49,6	39,7	10,7	66,7	2,8	20,3
	6	11,7	4,2	11,9	72,2	11,2	51,7	37,1	—	52	2,8	16,8
	7	10,6	5,7	11,7	72,0	—	50,6	41,7	7,7	71,1	1,9	17,1
	8	9,3	6,6	17,2	66,9	—	45,0	49,3	5,7	63	1,4	8,6
	9	15,5	6,4	19,6	58,5	12,9	38,6	48,5	—	61	2,4	—20,4
	10	7,9	8,4	24,9	58,8	—	33,3	46,9	19,8	80,4	0,9	—6,6
Толеитовые базальты	11	7,34	5,12	28,47	59,07	—	41,85	37,96	20,19	84,90	1,43	—1,66
	12	6,81	6,42	31,40	55,35	—	42,36	36,55	21,08	80,80	1,06	—9,35
	13	6,50	7,13	30,55	55,81	—	33,22	47,61	19,15	77,55	0,91	—8,51
Щелочно-оливиновые базальты	14	9,07	5,37	25,98	59,56	—	52,25	39,31	8,43	52,76	1,68	—4,39
	15	9,27	5,06	30,19	55,47	—	44,03	41,95	14,00	36,21	1,83	—12,66
	16	11,85	7,27	22,17	58,68	—	43,81	38,72	17,46	78,50	1,62	—13,60
Калиевые щелочные пирокластические породы	17	6,33	7,79	19,36	66,49	43,28	42,87	13,84	—	7,80	0,81	—12,51
	18	9,33	1,42	19,87	69,35	25,34	47,95	26,70	—	11,81	6,54	18,62
	19	8,81	3,62	22,41	65,13	21,00	20,99	58,00	—	33,84	2,42	9,00

которая могла возникнуть при разрушении и перемыве калиевых щелочных метавулканитов. Филлитовидные сланцы подвергались воздействию подводных эксгаляций, фумарол и содержат повышенные количества вулканогенных калиевого полевого шпата и турмалина.

В рифейской толще в результате проявлений подводной фумарольно-эксгаляционной деятельности и гальмиролиза вулканических продуктов образовались кремнисто-доломитовые породы, иногда содержащие и вулканический пепел. Подводные пепловые извержения и перемыв пирокластических образований донными течениями обусловливали формирование тонкослоистых туффитов. Переотложение продуктов разрушения щелочно-базальтовых лав и пирокластических пород в прибрежно-морской зоне определяло накопление вулканогенно-терригенных осадков, представленных в разрезах туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфогравелитами.

По появлению в разрезах всего комплекса вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород удается восстановить общую последовательность и этапность проявлений процессов протерозойского эффузивного магматизма.

6. Сопоставление ряда петрохимических характеристик пород толеит-базальтовой и умеренно щелочной трахибазальт-трахитовой ассоциации со средними показателями базальтов, выплавленными на различных глубинах верхнемантийного слоя, которые приводит Б. Г. Лутц (1975), показывает, что исследованные нами магматические образования в наибольшей степени соответствуют толеитовым и щелочно-оливиновым базальтам (см. табл. 34).

С толеитовыми базальтами хорошо сопоставимы породы среднерифейского субвулканического пластового тела Оленекского поднятия и пластового интрузива того же возраста в Верхоянском прогибе.

К группе щелочно-оливиновых базальтов примыкают субщелочные базальтовые магматические образования, слагающие среднерифейские и юдомские лавовые покровы в обоих регионах.

По представлениям Б. Г. Лутца (1975, с. 135), «генерация магм этих пород происходит на различной глубине: толеитов — 20—50 км, щелочных оливиновых базальтов — 50—100 км». О глубинности генерации щелочных базальтов и их тектонической приуроченности писал Ю. А. Кузнецов (1964, с. 305): «Сравнительный анализ разрывной тектоники областей распространения трапповой и щелочной оливин-базальтовой формаций позволяет говорить о связи последних с особенно крупными и глубокими разломами, в то время как трапповые формации явно приурочены к широким и плоским овалам проседания, вероятно сопровождавшимися массой мелких разломов, вряд ли проникающих на особо большие глубины. Отсюда можно сделать вывод о вероятности менее глубокого заложения магматических очагов, проводящих магму толеит-базальтового состава, по сравнению с очагами щелочной оливин-базальтовой магмы».

7. Повышенные количества калия в ранне- и позднепротерозойских пирокластических образованиях, а также в ранне-среднепротерозойских интрузивах габбро-диорит-сиенитового и гранитного составов, видимо, следует связывать с верхнемантийными источниками, обеспечивавшими на протяжении длительного геологического времени исключительную выдержанность данной щелочнометальной специализации магм.

8. Проникновение значительных количеств магм глубинной верхнемантийной выплавки на поверхность могло происходить в обстановке, близкой к условиям проявления континентального рифтообразования. Действительно, как подчеркивает Д. К. Бэйли (1976, с. 170, 171): «Изучение особенностей размещения магматических щелочных пород достаточно убедительно свидетельствует не только об их приуроченности исключительно к рифтовым зонам, но и о том, что щелочной маг-

матизм является непременным элементом континентальных регионов, где происходило рифтообразование. Характерная особенность континентальных рифтовых зон — почти непременная обогащенность магм щелочами и недосыщенность кремнеземом».

На северо-восточной окраине Сибирской платформы основной магмоподводящей зоной с уменьшенной мощностью гранулит-базитового слоя континентальной коры служил Верхоянский прогиб. Он был заложен, как будет показано в главе VI «Строение докембрийского основания», в виде крупной шовной структуры трогового облика на архейском метаморфическом основании в позднеархейскую — раннепротерозойскую эпоху. С запада и юго-запада шовный прогиб был ограничен Оленекским поднятием, а с северо-востока — Усть-Ленским погребенным выступом кристаллического фундамента. Существованием единой консолидированной мегасистемы Оленекского поднятия и Верхоянского шовного прогиба в протерозойскую эру объясняется синхронность проявления вулканических процессов, генетически связываемых с верхнемантийными источниками.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ, ВУЛКАНОГЕННЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ И ВЕРХОЯНСКОГО ПРОГИБА

Сопоставление верхнепротерозойских толщ по регионам возможно только от среднерифейского стратиграфического уровня. Начальными реперными горизонтами, надежно коррелируемыми друг с другом, являются нижняя часть арымасской свиты на Оленекском поднятии и уктинская свита в Верхоянском прогибе (рис. 41). Они сложены близкими по составу и формационному типу вулканогенными породами и содержат одинаковые комплексы строматолитов. Необходимость соблюдения двойного фациально-вещественного и палеонтологического контроля при сопоставлении вулканогенных толщ подчеркивалась И. В. Лучицким (1971), который указывал, что «с увеличением расстояния между сравниваемыми разрезами все больше утрачивается точность исследования фациальных изменений, так как рамки, ограничивающие сравниваемые группы отложений, все более и более уклоняются от изохрон. Применение такого метода в сопоставлениях, проводимых на больших расстояниях без надлежащего палеонтологического контроля, может вызвать серьезные ошибки и привести к неправильным выводам» (т. II, с. 140).

В составе уктинской свиты и низов арымасской свиты преобладают пепловые образования, накопление которых происходило, судя по составу вмещающих их строматолитовых карбонатных пород, в зоне морского мелководья. Уктинские пирокластические образования соответствуют по своей ультракалиевой щелочной специализации арымасским пепловым туфам, шлакам, туфобрекчиям, но отличаются от них большей степенью преобразования, которая проявлена в хлоритизации и каолинизации вулканического стекла. Сопоставление мощностей коррелируемых частей рифейского разреза (см. рис. 41) показывает, что 20 м вулканогенных и карбонатных пород низов арымасской свиты на Оленекском поднятии соответствует около 170 м уктинской свиты Верхоянского прогиба.

Вышележащая карбонатно-терригенная часть арымасской свиты по биостратиграфическим данным сопоставляется с нижнеэсэлэхской карбонатной подсвитой. В обоих регионах карбонатные породы представлены строматолитовыми разностями, но если на Оленекском поднятии они составляют только около 15% арымасской свиты, то в Верхоянском прогибе ими сложена вся нижнеэсэлэхская подсвита.

Терригенные породы арымасской свиты Оленекского поднятия, состоящие из преобладающих алевролитов (75%) и подчиненного количества мезомиктовых кварцевых песчаников (10%), аккумулировали продукты разрушения вулканогенных щелочных пород. Несомненна более мелководная и динамичная обстановка накопления этих терригенных пород, чем для одновозрастных строматолитовых доломитов Верхоянского прогиба, хотя мощности обеих коррелируемых частей рифейского разреза (360 м — на Оленекском поднятии и 350 м — в Верхоянском прогибе) примерно совпадают.

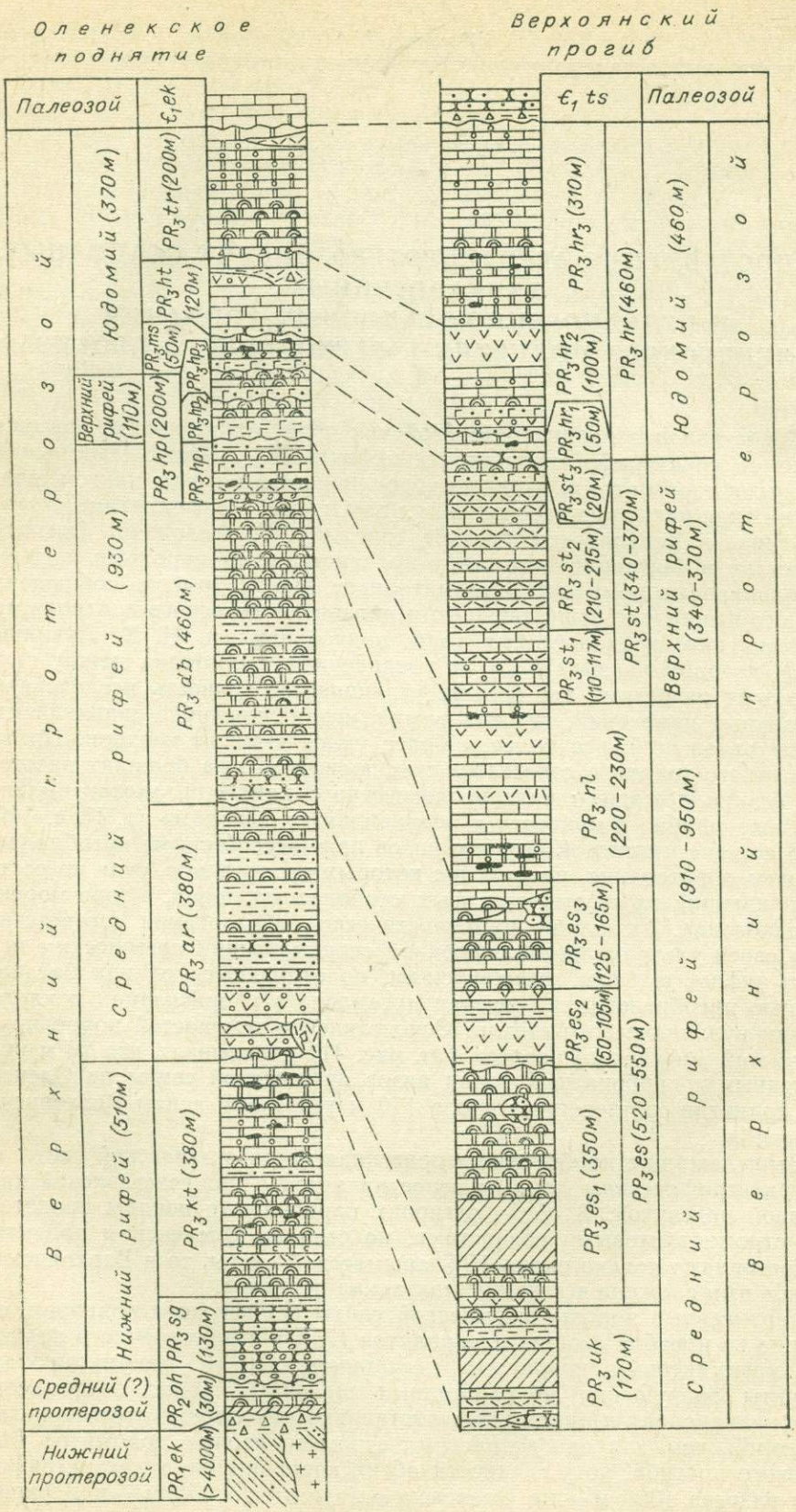


Рис. 41. Схема сопоставления разрезов верхнедокембрийских отложений Оленекского поднятия и Верхоянского прогиба. Усл. обозн. см. на рис. 6.

Дебенгдинская свита Оленекского поднятия сопоставляется по строматолитовым комплексам и вещественному составу со средне- и верхнеэсэлэхской подсвитами Верхоянского прогиба. Коррелируемые подразделения в обоих регионах отделены от предшествующих образований перерывами в осадконакоплении.

Разрез средне- и верхнеэсэлэхской подсвит Верхоянского прогиба начинается с глинистых известняков с примесью терригенного материала; их подстилают сильно выщелоченные кавернозные строматолитовые доломиты, претерпевшие длительное гипергенное преобразование в условиях развития площадной коры выветривания. Основание дебенгдинской свиты на Оленекском поднятии также сложено продуктами перемыва площадной коры выветривания, но развита она была не на карбонатном субстрате, а, по-видимому, на щелочно-базальтовых лавах, изливавшихся в прибрежно-морской зоне в раннедебенгдинское время.

В результате переотложения выветрелого щелочно-базальтового материала в шельфовом мелководье накапливались красноцветные гематит-хлорит-глауконит-кварцевые гравийно-песчаные осадки с повышенными содержаниями закисного и окисного железа. Вверх по разрезу они сменяются терригенно-карбонатными отложениями со значительно меньшей степенью зрелости обломочных компонентов (кварц, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, вулканические стекла). Разрез дебенгдинской свиты завершается мощной пачкой строматолитовых доломитов, которые в наибольшей мере по своему составу соответствуют наблюдаемой в Верхоянском прогибе верхнеэсэлэхской подсвите, также состоящей в основном из строматолитовых доломитов.

На основании приведенных данных можно допустить, что длительность предсреднеэсэлэхского перерыва в осадконакоплении в области Верхоянского прогиба была значительно большей, чем преддебенгдинского на Оленекском поднятии. Именно такой продолжительностью гипергенного преобразования карбонатного субстрата можно объяснить большую мощность (более 200 м) зоны выщелачивания строматолитовых доломитов нижнеэсэлэхской подсвиты. Различной продолжительностью перерыва по двум регионам, возможно, объясняется также большая мощность дебенгдинской свиты (460 м) по сравнению с коррелируемыми с ней средне- и верхнеэсэлэхской подсвитами (около 200 м), а также отсутствие в Верхоянском прогибе базальных терригенных и терригенно-карбонатных отложений, слагающих основание дебенгдинского седиментогенного мегациклокомплекса.

Верхняя часть среднерифейской толщи представлена на Оленекском поднятии нижнехайпахской подсвитой, а в Верхоянском прогибе — нэлэгерской свитой. Нижнехайпахская подсвита отделена перерывом в осадконакоплении от подстилающих дебенгдинских отложений и имеет трансгрессивный характер построения с базальными гравелитами и конгломератами, сменяющимися вулканогенно-карбонатными и вулканогенно-терригенными породами. В нэлэгерской свите присутствуют только карбонатные и вулканогенные образования. Изменение состава пород нэлэгерской свиты показывает, что вулканогенный процесс начинался с подводной гидротермальной деятельности с извержениями пепла и сопровождался гальмиролизом вулканических продуктов, в результате чего были сформированы кремнистые и хлорит-кремнистые обособления в известково-доломитовой массе. Затем накапливались хемогенно-обломочные карбонатные породы, перемешанные с обрывками вулканического пепла, после чего последовало интенсивное подводное извержение пеплового материала, которое привело к формированию пачки тонкослоистых карбонатизированных туффитов.

Состав пирокластических образований и на Оленекском поднятии, и в Верхоянском прогибе по коррелируемым частям среднерифейской толщи одинаков и соответствует калиевой щелочной (трахитовой)

группе. Но мощность нижнехайпахской подсвиты (около 90 м), содержащей значительную примесь терригенного материала, намного меньше мощности карбонатных, вулканогенно-карбонатных и вулканогенных осадков нэлэгерской свиты (220—230 м), сформированной в более глубоководной зоне древнего морского бассейна.

Анализ мощностей и состава верхнерифейских отложений Оленекского поднятия и Верхоянского прогиба вскрывает такую же закономерность: вулканогенно-терригенным и карбонатным породам средне- и верхнехайпахской подсвит с суммарной мощностью около 110 м стратиграфически соответствуют вулканогенные, вулканогенно-карбонатные и карбонатные породы сиэтачанской свиты мощностью 340—370 м.

Такой разрыв в мощностях коррелируемых частей разреза объясняется многими обстоятельствами. Во-первых, судя по существенно карбонатному составу верхнерифейских осадков Верхоянского прогиба, их накопление происходило в более глубоководной и удаленной от областей суши зоне, чем одновозрастных образований Оленекского поднятия, аккумулированных в динамичной обстановке прибрежного мелководья. Во-вторых, прогибание дна верхнерифейского бассейна в Верхоянской области компенсировалось накоплением не только карбонатных осадков, но и пепловых масс, относительное содержание которых в толще составляет около 50—55%. В-третьих, вулканогенно-осадочному процессу Верхоянского прогиба присуща маятникового типа ритмичность с сохранением почти без размыва крайних карбонатных составляющих осадочных циклокомплексов; мощность самих циклокомплексов, одновременно с увеличением в них объемов пирокластического материала, возрастает снизу вверх по разрезу от 20 см до 6 м.

На Оленекском поднятии, в отличие от Верхоянского прогиба, в верхнерифейской толще выделяются лишь два относительно мощных

Средние содержания микроэлементов в верхнедокембрийских породах Оленекского поднятия

Петрографическая характеристика	Область распространения	Количество анализов	Be	Sc	Mn	Pb	Ga	Mo
Грубообломочные терригенные породы (песчаники, гравелиты, конгломераты)	Оленекское поднятие	30	Сл.	Сл.	0,02	0,002	0,003	Сл.
	Верхоянский прогиб	12	—	»	0,005	Сл.	0,002	»
Тонкообломочные терригенные породы (алевролиты, алевропелиты)	Оленекское поднятие	21	0,00010	»	0,02	0,003	0,005	—
Карбонатные породы (хемогенно-обломочные, сгустковые, фитогенные)	Оленекское поднятие	81	—	—	0,04	Сл.	0,0001	—
	Верхоянский прогиб	44	—	—	0,002	—	Сл.	—
Окремнелые карбонатные породы с инъекциями вулканогенной кремнистой массы	Оленекское поднятие	16	—	—	0,02	Сл.	—	—
	Верхоянский прогиб	10	—	—	0,033	—	—	—
Вулканогенно-карбонатные породы (хемогенно-обломочные с обрывками вулканического пепла)	Верхоянский прогиб	16	—	—	0,070	Сл.	Сл.	—
Вулканогенные и вулканогенно-терригенные породы (лавы, пепловые туфы, туффиты, туфоалевролиты, туфопесчаники, туфогравелиты	Оленекское поднятие	53	Сл.	Сл.	0,02	»	0,002	Сл.
	Верхоянский прогиб	43	»	»	0,02	»	0,003	Сл.

Примечание. Присутствие остальных элементов не обнаружено. Анализы выполнялись Л. М. Шербина.

(50 и 60 м) ритма вулканогенно-осадочного седиментогенеза, соответствующие средне- и верхнехайпахской подсвитам. Подсвиты отделены друг от друга и от среднерифейских отложений перерывами в осадконакоплении. Характерно присутствие в базальных слоях подсвит обломочного терригенного материала, состоящего из гипергенно преобразованных (ожелезненных, каолинизированных) продуктов вулканической деятельности. Естественно, что перерывы в осадконакоплении, фиксируемые в основании и в средней части верхнерифейской толщи Оленекского поднятия, являлись одной из главных причин сокращения ее суммарной мощности.

Следует подчеркнуть, что общий ход вулканогенно-осадочного процесса, пирокластический фациальный тип вулканогенных образований и их калиевый щелочной состав были едиными и на Оленекском поднятии, и в Верхоянском прогибе. Различия между верхнерифейскими толщами обоих регионов заключены лишь в палеогеографических условиях их накопления, весьма динамичных в зоне прибрежного мелководья Оленекского поднятия и более стабильных в зоне седиментации карбонатных осадков и вулканических пеплов Верхоянского прогиба.

Начиная с раннеюдомского стратиграфического рубежа, обстановка осадконакопления в обоих регионах примерно выравнивается. Мастахская свита Оленекского поднятия по мощности (около 50 м), вещественному составу слагающих ее пород и трансгрессивному характеру их построения хорошо коррелируется с нижнехарајоэтехской подсвитой Верхоянского прогиба (см. рис. 41). Хатыспытская свита Оленекского поднятия (мощностью 120 м) также надежно сопоставляется со среднехарајоэтехской подсвитой Верхоянского прогиба, мощность которой около 100 м. Вещественный состав самой верхней по разрезу на Оленек-

Таблица 35

и Верхоянского прогиба по данным полуколичественного спектрального анализа, %

V	Ti	Cu	Zn	Co	Ni	Zr	Sr	Cr	Ba	Yb	Y	Au
0,003	0,03	0,0005	0,009	Сл.	0,002	0,02	Сл.	0,06	0,02	0,00002	0,00003	$3\cdot10^{-7}$
0,001	0,06	0,0005	Сл.	»	0,002	0,02	—	0,08	0,01	Сл.	Сл.	$2\cdot10^{-7}$
0,004	0,09	0,001	0,001	»	0,001	0,03	0,03	0,03	0,04	»	»	$2\cdot10^{-7}$
Сл.	0,02	0,0002	—	—	—	0,003	0,003	0,001	0,001	—	—	Не опр.
»	0,015	Сл.	—	—	Сл.	0,0013	0,09	Сл.	Сл.	—	—	»
»	0,007	0,0006	Сл.	—	»	0,002	—	0,03	»	—	—	$3\cdot10^{-7}$
—	0,005	0,0002	—	—	—	0,0012	—	»	»	—	—	$1\cdot10^{-6}$
Сл.	0,033	0,0003	—	Сл.	Сл.	0,0018	0,012	0,0065	0,002	—	—	Не опр.
0,01	0,1	0,001	Сл.	Сл.	0,001	0,01	Сл.	0,01	0,03	Сл.	Сл.	$5\cdot10^{-7}$
0,005	0,2	0,001	0,001	»	0,002	0,02	»	0,02	0,02	»	»	$1\cdot10^{-7}$

в кабинете спектрального анализа ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитик

ском поднятии туркутской свиты весьма близок к составу верхнехарайоэтехской подсвиты, венчающей докембрий Верхоянского прогиба.

В обоих регионах на мастахско-раннехарайоэтехском, хатыспытско-среднехарайоэтехском возрастных уровнях проявлялся эксплозивный магматизм щелочного (трахитового) состава. В хатыспытское — среднехарайоэтехское время и на Оленекском поднятии, и в Верхоянском прогибе происходили подводные излияния трахибазальтовых лав, после которых следовали извержения щелочных ультракалиевых вулканических пеплов. В туркутское — позднехарайоэтехское время магматизм ненадолго затухал, и в едином Оленекско-Верхоянском морском бассейне с несколько повышенной соленостью накапливались известково-доломитовые осадки хемогенно-обломочного и фитогенного происхождения.

Общая мощность юдомской толщи на Оленекском поднятии — 370 м, а в Верхоянском прогибе — 460 м, но эту разницу следует связывать не с различной амплитудой конседиментационного осадконакопления, а с меняющейся величиной позднеюдомского — раннепалеозойского размыва, после которого следовала новая и заключительная вспышка щелочного и щелочно-основного вулканизма в обоих регионах.

В заключение необходимо остановиться на обобщенной геохимической характеристике всех выделяемых пород рифея на Оленекском поднятии и в Верхоянском прогибе (табл. 35).

По данным полуколичественных спектральных анализов наиболее высокие содержания всех микроэлементов устанавливаются в вулканогенных и вулканогенно-терригенных образованиях. Повышенные концентрации имеют такие микроэлементы, как барий (0,02—0,03%), цирконий (0,01—0,02%), титан (0,1—0,2%), ванадий (0,005—0,01%), галлий (0,02—0,03%), медь (0,001%), цинк (до 0,001%), золото (до $5 \cdot 10^{-7}$%). Преобладание содержаний бария над стронцием и титана над цирконием служит косвенным доказательством подкоровой глубинности заложения магматических очагов, с которыми были связаны рифейские вулканические процессы. К сожалению, мы не располагаем данными по содержаниям бора в вулканогенных и вулканогенно-терригенных породах, но, судя по постоянному присутствию турмалина, следует полагать, что они характеризуются несколько повышенной бороносностью.

В грубообломочных и тонкообломочных терригенных породах, сложенных в основном продуктами разрушения вулканогенных образований, фиксируется примерно такой же спектр микроэлементов, как и в рассмотренной выше группе. Здесь устанавливаются повышенные содержания бария (0,01—0,04%), циркония (0,02—0,03%), титана (0,03—0,09%), ванадия (0,01—0,04%), галлия (0,02—0,05%), золота (2—$3 \cdot 10^{-7}$%), цинка (до 0,010%), свинца (до 0,02%), а также хрома (0,03—0,08%) и лантаноидов (до 0,00003%). В целом содержания почти всех перечисленных компонентов, за исключением галлия и титана, превосходят концентрации микроэлементов вулканогенной группы пород.

Вулканогенно-карбонатные и окремнелые карбонатные породы рассматриваемых областей несколько обеднены микроэлементами. В них лишь возрастают количества марганца (до 0,07%) и тонкодисперсного золота (до $1 \cdot 10^{-6}$%), а содержания остальных микрокомпонентов снижаются, по сравнению с содержаниями элементов в вулканогенных и терригенных образованиях, примерно в 5—10 раз.

Наиболее бедны «малыми» элементами карбонатные породы, почти лишенные примесей вулканогенного (пеплового и эксгаляционно-фумарольного) материала.

Обращает на себя внимание сходство спектров микроэлементов и близость их концентраций в однотипных группах пород, залегающих и в Верхоянском прогибе, и на Оленекском поднятии. Это обстоятельство вполне объяснимо с позиций единой формационной принадлежности

вулканогенных образований обоих регионов и принятия концепции существования на Оленекском поднятии и в Верхоянском прогибе автохтонных источников сноса вулканического генезиса.

Выводы

1. На протяжении среднерифейского и верхнерифейского периодов западная область седиментации (Оленекское поднятие) представляла собой весьма динамичную по обстановке мелководную прибрежно-морскую зону, а восточная область (Верхоянский прогиб) являлась более глубоководной и удаленной от областей суши зоной накопления существенно карбонатных осадков и масс вулканического пепла. Сопоставление средне- и верхнерифейских толщ регионов показывает, что мощность осадков, аккумулированных в Верхоянском прогибе, почти на 300 м превышает мощность одновозрастных отложений Оленекского поднятия. Из них около 200 м сложены вулканогенными (пепловыми) и вулканогенно-карбонатными породами.

В юдомский период седиментация осадочных и вулканогенно-осадочных образований проходила по обоим регионам примерно в одинаковых условиях и с почти равной скоростью их накопления.

2. Сравнительный анализ распространения верхнепротерозойских пород на Оленекском поднятии и в Верхоянском прогибе позволяет выделить следующий основной парагенетический ряд осадочных и вулканогенно-осадочных отложений по двум зонам (табл. 36).

Приведенные в таблице данные, касающиеся карбонатных пород, дополняются рядом следующих характеристик. Во-первых, на Оленекском поднятии преимущественно распространены доломитовые породы, в то время как в Верхоянском прогибе известняки и доломиты распреде-

Таблица 36

Сравнительный анализ распространения верхнепротерозойских осадочных и вулканогенно-осадочных пород на Оленекском поднятии и в Верхоянском прогибе

ОЛЕНЕКСКОЕ ПОДНЯТИЕ Тип пород	Объем в толще, %	ВЕРХОЯНСКИЙ ПРОГИБ Тип пород	Объем в толще, %
1. Грубообломочные терригенные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники)	5	1. Грубообломочные терригенные породы (гравелиты, песчаники)	< 1
2. Тонкообломочные терригенные породы (алевролиты, алевропелиты с обломками вулканического стекла)	10	2. Вулканогенно-карбонатные породы (хемогенно-обломочные известняки с обрывками вулканического пепла)	10
3. Карбонатные породы:		3. Карбонатные породы:	
— хемогенно-обломочные, сгустковые и онколитовые доломиты и известняки	20	— хемогенно-обломочные и онколитовые известняки и доломиты	10
— строматолитовые доломиты	50	— строматолитовые доломиты	35
4. Карбонатные породы с инъекциями вулканогенного кремнистого и хлорит-кремнистого материала	5	4. Карбонатные породы с инъекциями вулканогенного кремнистого и хлорит-кремнистого материала	15
5. Вулканогенно-терригенные породы (туфоалевролиты, туфопесчаники, туфогравелиты)	7	5. Вулканогенно-терригенные породы (туфоалевролиты, туфопесчаники)	4
6. Вулканогенные породы:		6. Вулканогенные породы:	
— пепловые туфы, туффиты, вулканические шлаки, туфобрекчии калиевого щелочного состава	2	— пепловые туфы, туффиты калиевого щелочного состава	25
— лавы трахибазальтов	~1	— лавы трахибазальтов	<1

лены по рифейской толще примерно в равных объемах. Во-вторых, среди фитогенных карбонатных образований Оленекского поднятия чаще всего встречаются строматолитовые доломитовые разности, а в Верхоянском прогибе — онколитовые известняки и доломиты. В-третьих, при сравнении обломочно-хемогенных карбонатных пород обоих регионов устанавливается, что крупность и степень сгруженности обломочного карбонатного материала в отложениях Верхоянского прогиба значительно выше, чем в породах Оленекского поднятия.

Примерно такие же соотношения по распределению генетических разновидностей карбонатных пород были выявлены Ю. В. Давыдовым (1975) в рифейских толщах юго-востока Сибирской платформы и ее обрамления.

3. Анализ вещественного состава терригенных отложений и терригенных примесей в карбонатных породах показывает, что их основными источниками являлись местные вулканогенные образования щелочного основного состава. Эта закономерность отчетливо запечатлена также в спектрах «малых» элементов, содержащихся в разнотипных по генезису породах Оленекского поднятия и Верхоянского прогиба (см. табл. 35).

СТРОЕНИЕ ДОРИФЕЙСКОГО ОСНОВАНИЯ

В связи с территориальной ограниченностью поверхностных выходов пород докембрия (и особенно толщ дорифейского основания) сведения об их площадном распространении на северо-восточной окраине Сибирской платформы базируются преимущественно на данных региональных геофизических исследований.

В рассматриваемом регионе можно выделить три основные геомагнитные области: Оленекскую, Верхоянскую и Усть-Ленскую (рис. 42).

Магнитное поле Оленекской области слабоотрицательное. В нем фиксируются прерывистые, вытянутые в северном и в северо-северо-западном направлении отрицательные аномалии небольшой напряженности. В южной части области, в районе, соответствующем Кютюнгдинскому грабену, наблюдается ряд знакопеременных мозаичных аномалий неровно изрезанной формы. В пределах восточной части выделяется несколько локальных и небольших по площади изометричных аномалий положительного и отрицательного знака с незначительной амплитудой.

Верхоянская полосовидная область магнитного поля имеет торцевое сочленение с Оленекской областью, отделяясь от последней зоной нулевых значений. Западная и северо-западная части области имеют положительную намагниченность с напряжением поля в среднем около 3 мЭ; здесь выделяются также вытянутые в северо-западном и субширотном направлениях локальные аномалии с напряженностью до 8 мЭ. Восточная часть характеризуется более спокойным отрицательным магнитным полем. Верхоянская область имеет меридиональное простирание на востоке рассматриваемого региона и дугообразно изгибается в северо-западном направлении, сужаясь примерно в 2—3 раза в северной части площади. В Верхоянской и Оленекской геомагнитных областях обособляется ряд «общих» линейно-вытянутых на северо-запад локальных положительных аномалий, которые как бы рассекают контуры обеих областей. Протяженность таких аномалий колеблется от 30 до 250 км.

На северо-востоке региона выделяется Усть-Ленская область слабоотрицательного магнитного поля, подобного Оленекскому. Оно лишь небольшой частью входит в пределы рассматриваемой территории, распространяясь далее на север в шельфовую зону моря Лаптевых. В Усть-Ленской области фиксируется локальный изометричный относительный максимум, расположенный в дельте р. Лены. От Верхоянской полосовидной области магнитного поля Усть-Ленская, как и Оленекская, отделена зоной нулевых значений аномалий ΔT_a.

Гравитационное поле северо-восточной окраины Сибирской платформы, как и магнитное, делится на те же три области; Оленекскую, Усть-Ленскую и Верхоянскую (рис. 43).

Оленекская область представляет собой обширный и интенсивный относительный гравитационный максимум. Еще большим положительным гравитационным эффектом проявлена Усть-Ленская область. Рас-

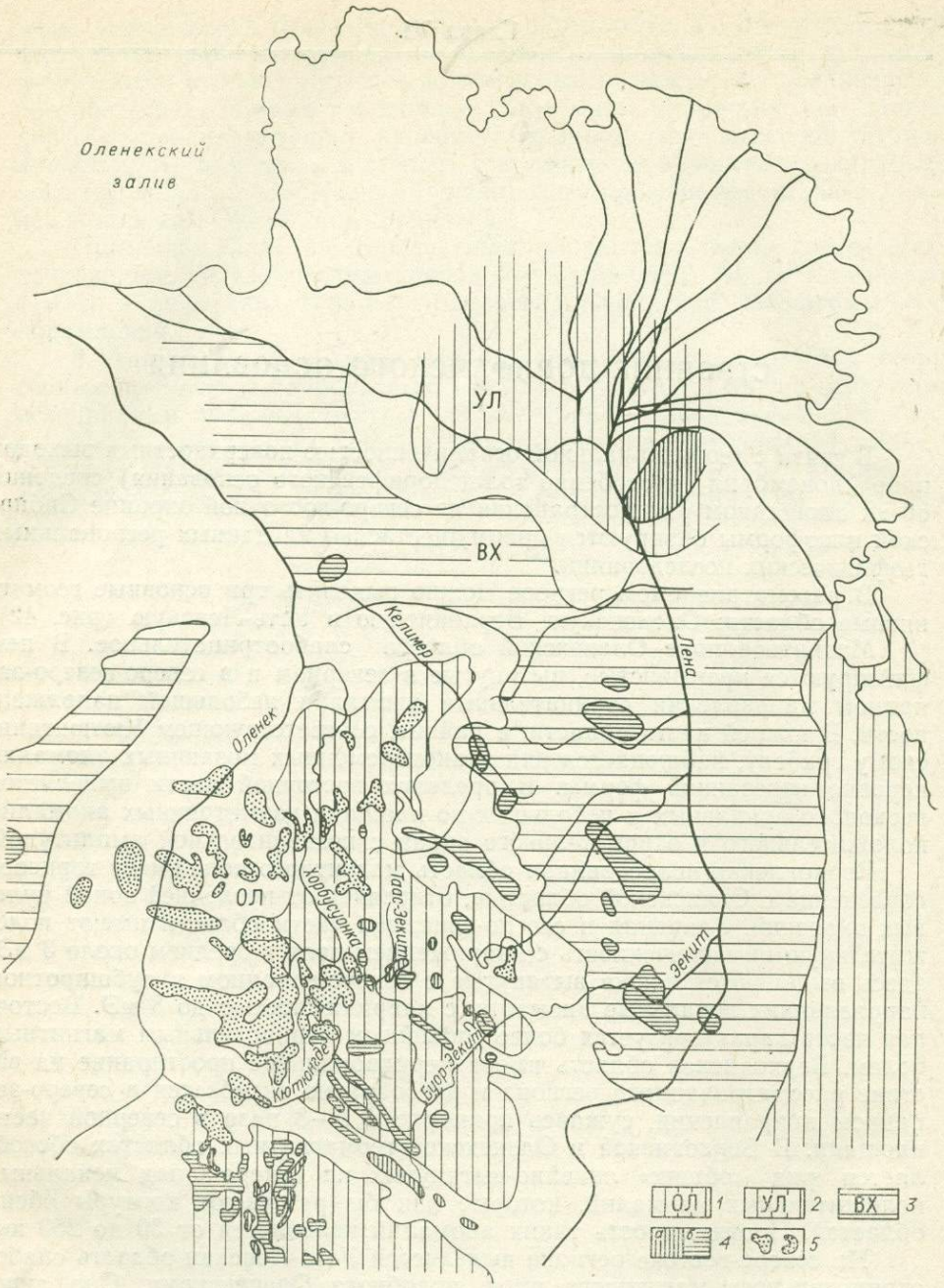


Рис. 42. Схема магнитных аномалий северо-восточной окраины Сибирской платформы.
1 — Оленекская область слабоотрицательного геомагнитного поля; *2* — Усть-Ленская область слабоотрицательного геомагнитного поля; *3* — Верхоянская область полосового положительного геомагнитного поля; *4* — локальные высокоинтенсивные аномалии, связанные с интрузивными породами (*а* — положительные, *б* — отрицательные); *5* — отрицательные аномалии небольшой напряженности, предположительно связанные с архейскими кристаллическими породами Оленекской области.

положенная между ними дугообразная Верхоянская область контрастно обособляется от положительных гравитационных полей своим линейно-полосовым обликом, отрицательным значением аномалий силы тяжести и протяженными на сотни километров гравитационными ступенями, ширина одной из которых, вдоль Оленекской области, колеблется от 15 до

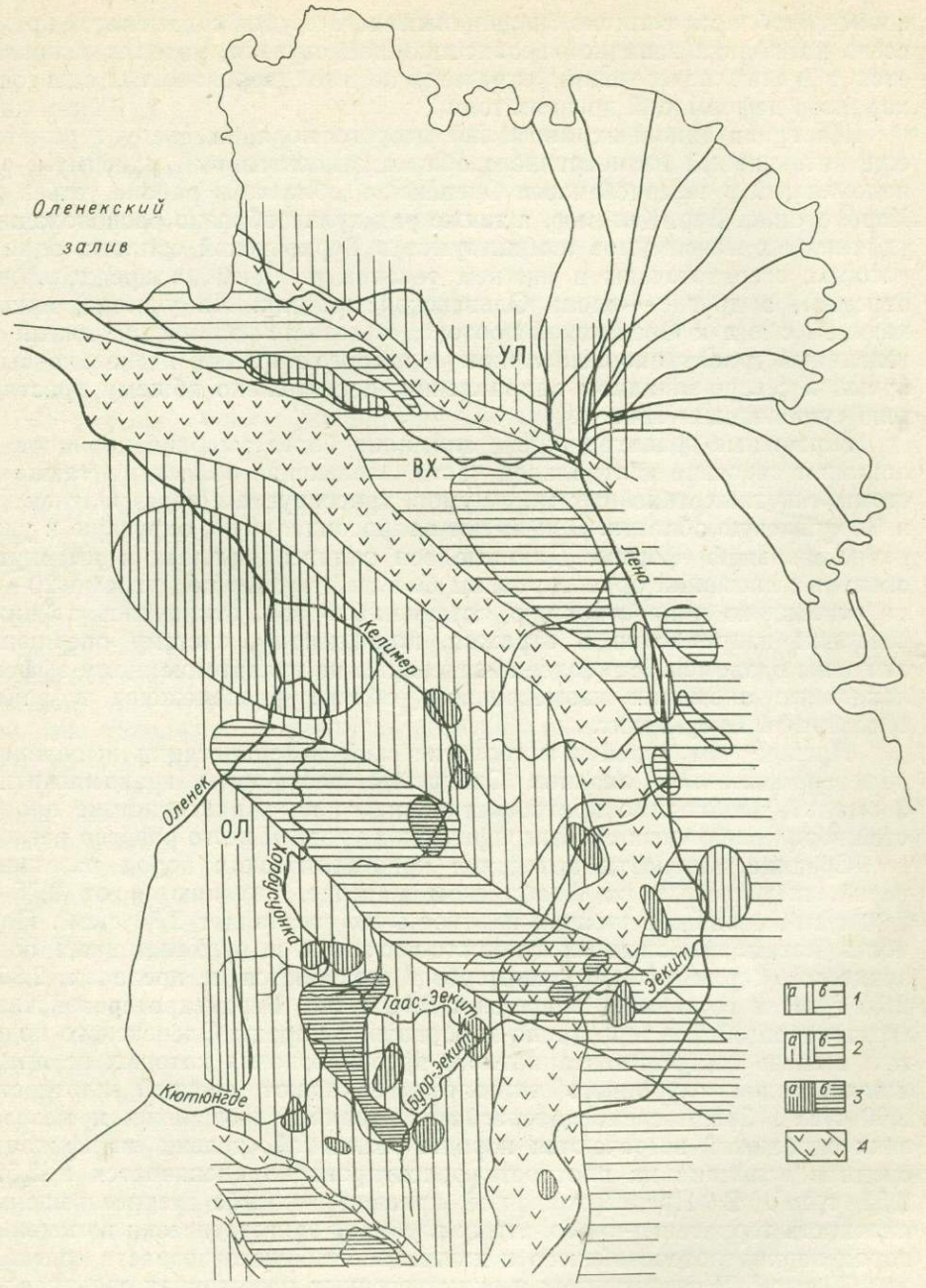


Рис. 43. Схема гравитационных аномалий северо-восточной окраины Сибирской платформы.

1—3 — гравитационные аномалии (*а* — положительные, *б* — отрицательные): *1* — первого, *2* — второго, *3* — третьего порядков; *4* — гравитационные ступени.

25 км, а другой, по границе с Усть-Ленской областью, составляет 5—10 км.

Через Оленекскую и Верхоянскую области трассируются линейно-вытянутые в северо-западном направлении отрицательные гравитационные аномалии второго порядка. Они расчленяют Оленекскую область на «клавишный» ряд участков, иногда ограниченных узкими (2—10 км) гравитационными ступенями (район Кютюнгдинского грабена). В Вер-

хоянской области влияние «клавишных» минимумов сказывается прежде всего на облике западной гравитационной ступени, которая искривляется в узлах пересечений, отражая, по всей вероятности, сдвиговый характер деформаций древних толщ.

Из гравитационных аномалий второго порядка следует отметить еще интенсивный изометричного облика относительный максимум, расположенный в северной части Оленекской области в районе устьев рек Хорбусуонка, Бур, Келимер, а также ряд кулисообразно расположенных удлиненных максимумов и минимумов в Верхоянской области, одни из которых сосредоточены в нижнем течении р. Лены (в преддельтовом отрезке), а другие — вдоль Оленекской протоки. На участке, примыкающем с юга к Оленекской протоке, выделяется эллипсоидальный интенсивный гравитационный минимум второго порядка, несколько вытянутый в северо-западном направлении, параллельно общему простиранию «клавишных» зон.

Локальные гравитационные аномалии более высоких порядков осложняют строение центральной части Оленекской области, а также системы сквозных линейных минимумов, трассируемых через Оленекскую и Верхоянскую области. Они имеют эллипсоидальную, округлую и удлиненно-овальную формы. Длинные оси эллипсоидальных и вытянутых овальных аномалий ориентированы большей частью под углами 20—40° по отношению к простиранию «клавишных» зон, отклоняясь от них в северном направлении и отражая, по-видимому, систему оперяющих эти зоны разломов. Наиболее интенсивные по гравитационному эффекту локальные аномалии изометричного облика расположены в районе бассейна р. Буор-Эекит.

Прежде чем перейти к геологической интерпретации выявленных на северо-восточной окраине Сибирской платформы гравимагнитных аномалий, необходимо кратко остановиться на характеристике плотностей пород различных стратиграфических уровней всего разреза региона.

Средние плотности архейских кристаллических пород различных серий, выделяемых на Анабарском массиве, изменяются от 2,75 до 2,90 г/см^3, средневзвешенная плотность их составляет 2,80 г/см^3. Плотность метаморфизованных глинисто-песчаных и вулканогенных пород эекитской серии нижнего протерозоя колеблется в пределах 2,65—2,75 г/см^3 и составляет в среднем 2,70 г/см^3. Верхнепротерозойские и нижнепалеозойские терригенно-карбонатные породы Оленекского поднятия, степень постседиментационного преобразования которых не превышала стадии глубинного эпигенеза, обладают средней плотностью 2,60 г/см^3. Среди среднепалеозойских, верхнепалеозойских и мезозойских отложений встречаются породы различной степени литификации; средняя величина их плотности ориентировочно оценивается в 2,52—2,54 г/см^3. В Предверхоянском краевом прогибе средневзвешенная плотность терригенно-карбонатных глубинно-эпигенетически измененных пород верхнепротерозойского и нижнепалеозойского возраста составляет 2,70 г/см^3. В терригенных и вулканогенных отложениях среднепалеозойского комплекса она понижается до 2,67 г/см^3, а в терригенных осадках верхнего палеозоя и мезозоя — до 2,60 г/см^3.

В соответствии с данной плотностной характеристикой, принимая во внимание большую (около 4—6 км) мощность чехла рифейских и фанерозойских пород, следует ожидать, что определяющее влияние на облик гравитационного поля будут оказывать два фактора: рельеф поверхности кристаллического фундамента или орогенного структурно-вещественного комплекса и структуры вышележащих осадочных толщ Оленекского, Усть-Ленского поднятий и Верхоянского прогиба. При этом между рельефом дорифейского основания и знаками гравитационных аномалий должна соблюдаться определенная корреляция.

Влияние строения вышележащего осадочного чехла проявляется

главным образом в общем понижении уровня гравитационного поля в восточном и северном направлениях, где мощность мезозойских осадков, заполняющих Верхоянский прогиб, достигает максимальной величины (4200 м).

При рассмотрении гравитационных уступов принято считать, что они соответствуют крупным разломам фундамента, а величины их градиентов и амплитуд отображают глубину заложения структур.

При сопоставлении планов гравитационных и магнитных аномалий следует основываться на двух общих положениях, сформулированных Э. Э. Фотиади (1958):

1) если отчетливо локализующаяся аномальная зона силы тяжести располагается в слабоаномальном либо близком к нормальному геомагнитном поле, то такая зона в большинстве случаев отражает неоднородность строения осадочной толщи;

2) если аномальная зона силы тяжести совпадает с такой же отчетливой магнитной зоной, то обе они отражают неоднородность кристаллического фундамента.

А. А. Николаевский (1968, с. 58) дополнительно развивает эти положения, указывая на то, что «совпадение контуров аномальных зон сил тяжести и геомагнитного поля, а также простираний локальных аномалий, расположенных в их пределах, представляет надежный указатель преимущественной связи этих аномалий с одними и теми же горизонтами земной коры». С другой стороны, «несовпадение планов размещения элементов геомагнитного и гравитационного полей является индикатором того, что источники магнитных и гравитационных аномалий в данной зоне находятся на различных уровнях и отображают строение разных структурных этажей».

При сопоставлении планов аномалий магнитного и гравитационного полей северо-восточной окраины Сибирской платформы обращает на себя внимание общность гравимагнитной характеристики Оленекской и Усть-Ленской областей. Обе эти области выражены региональными гравитационными аномалиями одного и того же положительного знака и слабоотрицательными значениями магнитного поля. В соответствии с высказанными Э. Э. Фотиади (1958) и А. А. Николаевским (1968) положениями можно считать, что Оленекская и Усть-Ленская области представляют собой погребенные выступы архейского кристаллического фундамента, имеющего по-видимому единый состав метаморфических образований.

В Усть-Ленской области эти метаморфические породы, сложенные по данным В. А. Виноградова (Виноградов, Горина, 1971), двупироксеновыми и биотитовыми гнейсами, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, разнообразными гранито-гнейсами, залегают вблизи от поверхности и перекрыты в дельте р. Лены лишь чехлом кайнозойских отложений. За счет приближения пород фундамента к поверхности и создается мощный гравитационный эффект. Субмеридиональная ориентировка одной из локальных магнитных аномалий Усть-Ленской области, частично входящей в пределы рассматриваемой нами площади, видимо, свидетельствует о северном направлении складчатости архейских метаморфических пород.

Примерно такое же субмеридиональное и северо-северо-западное направление имеют оси локальных магнитных аномалий в Оленекской области. Расчеты глубин залегания верхних кромок магнитоактивных масс по субмеридиональным аномалиям показали, что они расположены на Оленекском поднятии большей частью в 8—12 км от поверхности (Николаевский, 1968). Исключением является лишь район устьев рек Хорбусуонка, Бур, Келимер, где фиксируется положительная гравитационная аномалия третьего порядка, имеющая размер в поперечнике около 40 км и приблизительную глубину залегания 4—5 км.

Мы допускаем, что локальные магнитные аномалии Оленекской области, контуры которых напоминают облик замковых частей складок, в некоторой степени отображают древнюю доэекитскую складчатость архейских метаморфических пород. Косвенно об этом же говорит и тот факт, что простирание складчатости самой эекитской серии (310—340°) не совпадает с северным и северо-северо-западным направлениями осей локальных магнитных аномалий. Кроме того, породы эекитской серии, как показали исследования их вещественного состава, не содержат достаточных количеств ферромагнитных минералов, которые обусловили бы появление в общем геомагнитном поле каких-либо заметных аномалий.

О стратиграфической принадлежности архейских метаморфических пород Оленекского и Усть-Ленского поднятий судить из-за скудности информации об их вещественном составе трудно. По геомагнитной характеристике эти области в наибольшей мере близки к мозаичным слабомагнитным полям второго типа, выделяемым Р. А. Гафаровым (1976). Этот автор считает, что они отображают практически немагнитные или слабо намагниченные комплексы разнообразных архейских гнейсов, гранито-гнейсов.

Р. А. Гафаров, А. М. Лейтес и др. (1977, 1978) выделяют Оленекскую область в качестве самостоятельной литосферной плиты Сибирской платформы с континентальной корой зрелого типа. По их представлениям, протометаморфический слой и супракрустальная оболочка Оленекской плиты были охвачены в протерозое, в интервале 2,4—1,7 млрд. лет назад, мощными процессами гранитообразования. Насыщенность метаморфических толщ кислыми магматическими породами привела к снижению общего магнитного поля метапород и обусловила, по-видимому, весьма сложный характер тектонических структур в кристаллическом фундаменте. К. Б. Мокшанцев (Тектоника Якутии, 1975), а также названные выше исследователи считают, что метаморфические породы основания Оленекского поднятия являются одновозрастными образованиями с архейскими метапородами станового комплекса юга Сибирской платформы.

Верхоянская полосовидная область резко отличается по гравимагнитным данным от окружающих ее Оленекского и Усть-Ленского погребенных выступов фундамента. Границы этой структурной зоны отражены в виде двух высокоамплитудных гравитационных уступов, причем их контуры не имеют точного совпадения с переходными зонами нулевых значений магнитного поля. Это свидетельствует, в соответствии с положениями А. А. Николаевского (1968), о том, что комплекс древнейших пород Верхоянской области и породы архейского кристаллического фундамента Оленекской и Усть-Ленской областей относятся к разным структурным этажам. Торцовый характер сочленения Верхоянской зоны с Оленекским и Усть-Ленским поднятиями указывает и на разновременность их образования, подчеркивая более поздний геологический возраст заложения дугообразно вытянутой Верхоянской структуры.

По нашим представлениям (Шпунт, Нужнов, 1973; Шпунт, 1975; Докембрий..., 1976), Верхоянскую полосовидную область следует интерпретировать как шовную зону (трог), расчленяющую архейский кристаллический фундамент на изолированные друг от друга мегаблоки (рис. 44). На северо-востоке Сибирской платформы, за пределами рассматриваемой территории, нами выделялись еще Уджинская и Бурская шовные зоны примерно с такими же, как в Верхоянской области, гравимагнитными характеристиками. С заложения данных зон (трогов) начиналось формирование позднеархейского — среднепротерозойского орогенного структурно-вещественного комплекса на севере Сибирской платформы.

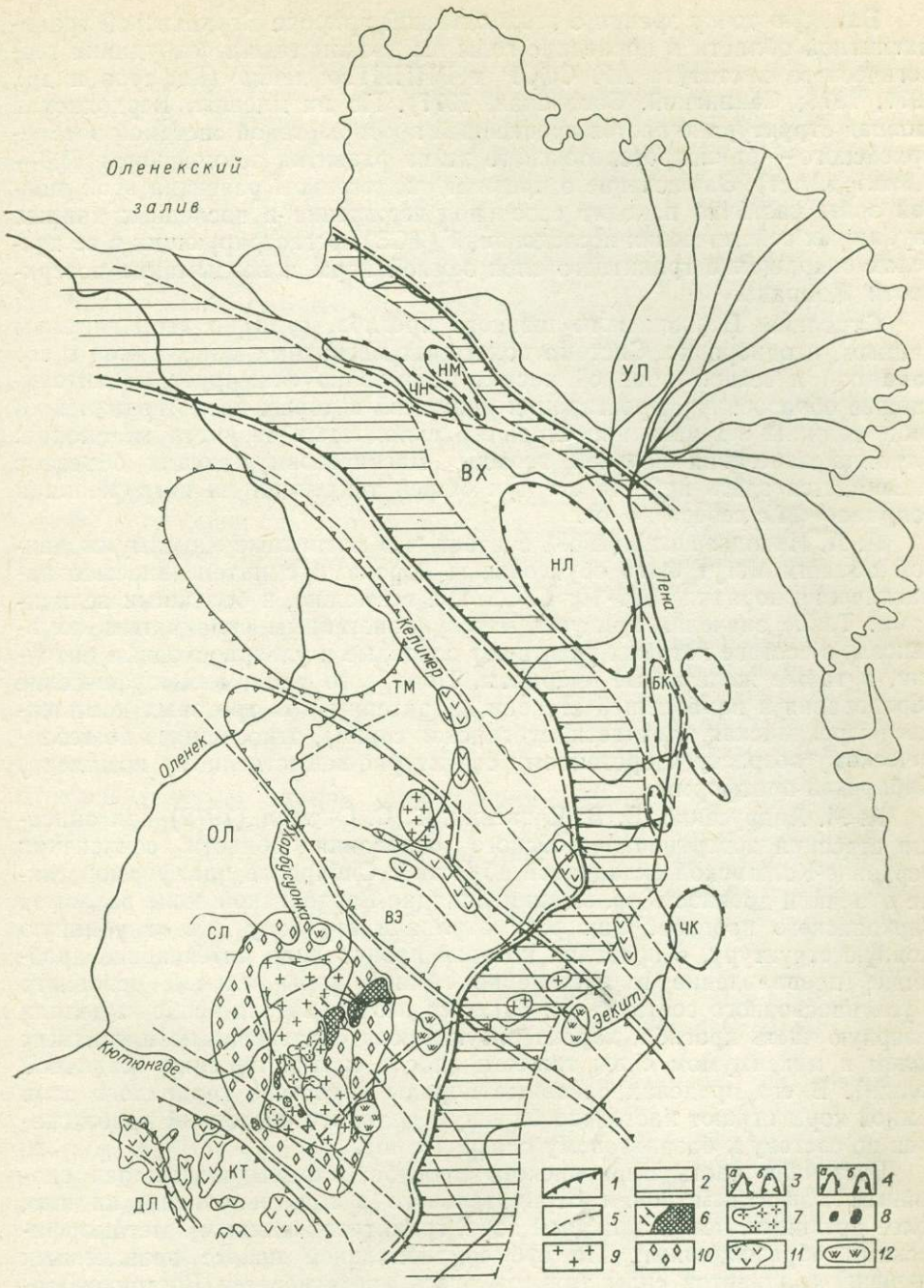


Рис. 44. Тектоническая схема дорифейского основания северо-восточной окраины Сибирской платформы.

1 — граница шовного прогиба позднепротерозойского заложения; *2* — склоны шовных прогибов; *3* — границы тектонических структур ранне-среднепротерозойского заложения (*а* — поднятия, *б* — прогибы); *4* — границы тектонических структур фанерозойского заложения (*а* — поднятия, *б* — прогибы); *5* — разломы; *6* — поверхностные выходы метаморфизованных пород нижнепротерозойской эекитской серии и элементы их залегания; *7—8* — поверхностные выходы ранне-среднепротерозойских интрузивных пород: *7* — граниты, *8* — гранодиориты — кварцевые диориты — кварцевые габбро; *9—12* — предполагаемые по геофизическим данным области распространения интрузивных пород: *9* — граниты, *10* — кварцевые габбро — диориты — сиениты, *11* — породы основного состава; *12* — породы щелочно-ультраосновного состава.

Докембрийские структуры второго порядка: ОЛ — Оленекское поднятие, ВХ — Верхоянский шовный прогиб, УЛ — Усть-Ленское поднятие.

Докембрийские структуры третьего порядка. Поднятия: ТМ — Тюмятинское, СЛ — Сололийское, ДЛ — Далдынское. Прогибы: ВЭ — Верхне-Эекитский, КТ — Кютюнгдинский.

Фанерозойские структуры. Поднятия: ЧН — Чекановское, БК — Булкурское, ЧК — Чекуровское. Прогибы: НМ — Намымский, НЛ — Нижне-Ленский.

Близкую точку зрения о геологической природе Верхоянской гравимагнитной области в последние годы высказали также сотрудники геологического института АН СССР и ВНИИГеофизика (Гафаров и др., 1977, 1978; Савинский, Савинская, 1977). По их мнению, Верхоянская шовная структура является древнейшей проторифтовой системой позднеархейского — раннепротерозойского этапа развития земной коры (3,0—2,6 млрд. лет). Заключение о древнем рифтогенном развитии этой шовной зоны частично находит свое подтверждение в последних данных глубинных сейсмических исследований (ТСЗ), регистрирующих в ее пределах сокращение гранитного слоя земной коры и воздымание поверхности Конрада.

Строение Верхоянского шовного прогиба, судя по геомагнитным данным, неоднородно. Система полосовых магнитных максимумов в его западной и северо-западной частях несомненно фиксирует магнитоактивные образования, простирания аномалий которых вдоль границ прогиба должны отвечать простираниям складчатых структур метапород. Глубина залегания верхней кромки магнитовозмущающих объектов оценивается здесь в 5—15 км при общей тенденции их погружения в направлении с севера на юг.

А. А. Николаевский (1968) считает, что магнитные максимумы данной области могут быть обусловлены породами с интенсивностью намагничения порядка $1000 \cdot 10^{-6}$C GSM, а возможно, и большими величинами. Такие значения присущи метавулканогенным складчатым комплексам, в составе которых участвуют основные и ультраосновные интрузии, а также железистые кварциты. Подобного рода метаморфические образования в наибольшей степени характерны для троговых комплексов (борсалинская и, отчасти, субганская серии), относящихся по геологическому возрасту к орогенному структурно-вещественному комплексу Сибирской платформы.

А. М. Андрусенко, В. В. Еловских, С. С. Оксман (1972) при описании строения доверхнепалеозойского основания области сочленения Верхояно-Колымской складчатой области с Сибирской платформой также отмечали древность заложения Западно-Верхоянской зоны разломов Верхоянского прогиба. Они рассматривали эту зону как «глубинную шовную структуру, в пределах которой происходило интенсивное дробление, проплавление и насыщение земной коры магмой основного и ультраосновного состава» (с. 85). Эти исследователи особо выделяли северную часть прогиба, характеризующуюся «интенсивным магнитным полем и максимумом силы тяжести (после снятия влияния осадочной толщи). В его пределах основные породы в составе гранитного слоя земной коры играют настолько большую роль, что последний приближается по составу к базальтовому слою» (с. 85).

Восточная часть Верхоянского прогиба, характеризующаяся спокойным магнитным полем отрицательного знака, заполнена, видимо, более древними, чем в западной зоне, гранитизированными метаморфическими образованиями. По субмеридиональной полосе повышенных значений градиентов силы тяжести здесь протягивается Восточно-Верхоянская зона глубинных разломов, которая, по данным А. М. Андрусенко, В. В. Еловских и С. С. Оксмана (1972), отделяет Верхоянский прогиб от синхронного по времени образования Яно-Адычанского поднятия.

Весь Верхоянский прогиб по своему строению и по масштабам может быть в наибольшей мере сопоставим с Лабрадорским геосинклинальным трогом, протягивающимся с юго-востока на северо-запад Канадского щита на расстояние 550—600 км при ширине 60—70 км (Гестил и др., 1963; Марков, 1964; Гафаров, 1976). В строении Лабрадорского геосинклинального трога принимают участие последовательно породы граувакковой, доломито-кремнистой и железисто-кремнистой

формаций и комплекс вулканогенных пород андезито-базальтовой формации (в верхней части разреза) общей мощностью около 7 км. Линейные складки трога вытянуты с юго-востока на северо-запад параллельно его общему простиранию. Радиометрический возраст протерозойских толщ трога, как установлено многочисленными определениями, составляет 2365—1870 млн. лет (Стоквелл, 1967). В основании нижнепротерозойского комплекса трога залегают гранито-гнейсы и чарнокиты с абсолютным возрастом по стронцию 2300—2700 млн. лет.

В разрезе орогенного структурно-вещественного комплекса более высокое, чем рассмотренные выше погребенные метаморфические образования Верхоянского прогиба, занимает нижнепротерозойская эекитская серия, сложенная, как показано выше (см. гл. III, «Вещественный состав...», а также гл. IV «Магматизм»), метаморфизованными песчаными, алевропесчаными, глинистыми толщами и щелочными (калиевыми) вулканогенными образованиями, измененными в малоглубинных условиях зеленосланцевой фации. Накопление этих пород происходило в обширном (сотни километров в поперечнике) прогибе, ограниченном с запада Уджинской, а с востока — Верхоянской шовными зонами. Породы эекитской серии слагают крутую изоклиналь, осложненную дисгармоничными складками более высоких порядков. Простирание пород относительно выдержано в северо-западном направлении (310—340°), падение юго-юго-западное под углами 65—80°.

Существенно щелочной (калиевый) состав вулканогенных образований, выдержанный по всей мощной (более 4000 м) эекитской серии, ассоциация калиевой щелочнометальности метавулканитов с присутствием в них хромшпинелидов, муассанита — все это позволяет сделать вывод о связи данных магматических пород с глубинными подкоровыми очагами.

Заключительным этапом становления дорифейского орогенного структурно-вещественного комплекса являлось образование наложенных на Оленекское поднятие и Верхоянский прогиб ряда «сквозных» линейных грабеноподобных структур, имеющих отражение в гравитационном и магнитном полях. Их гравитационный эффект выражается в резком, иногда ступенеобразном понижении общего фона максимумов на Оленекском поднятии и в заметном искривлении контуров западного гравитационного уступа в Верхоянском прогибе. В магнитном поле наблюдаются скачкообразные смещения осей магнитных аномалий вдоль упомянутых зон северо-западного простирания.

Наиболее крупной «сквозной» структурой является Кютюнгдинский грабен, расположенный в юго-западной части территории. Ширина его составляет около 20—30 км, общая протяженность — несколько сотен километров. Азимут простирания структуры 310—320°. Наиболее древними породами, вскрытыми в современном эрозионном срезе Кютюнгдинского грабена, являются среднепротерозойские (дорифейские) осадочные пестроцветные образования, отсутствующие в примыкающем с севера Сололийском выступе. Эти данные позволяют установить весьма древний (ранне-среднепротерозойский) возраст заложения как Кютюнгдинского грабена, так и однотипных ему структур того же простирания.

К такого же облика структуре относится обширный по площади (35×200 км) Верхне-Эекитский грабен, азимут простирания которого составляет 310—320°.

Вся система северо-западных прогибов северной части Оленекского поднятия и сопутствующие им разрывные нарушения того же направления трассируются на сотни километров через северо-восток Сибирской платформы, дугообразно искривляясь на север вдоль р. Анабар. Эта зона разрывных нарушений, имеющая важное металлогеническое значение, была выделена ранее нами под названием Анабаро-Эекитской (Шпунт, 1971).

Как было указано выше, линейно-вытянутые прогибы и расположенные между ними выступы придают Оленекскому поднятию и Верхоянскому прогибу «клавишный» облик, в значительной степени усложняющий общий структурный план территории. Так, в пределах Оленекского поднятия дополнительно вырисовываются два крупных блока, разделенных Верхне-Эекитским грабеном: Сололийский и Тюмятинский.

Замеры простираний складчатости нижнепротерозойской эекитской серии на Сололийском выступе показали почти полное их совпадение с направлением разрывных дислокаций «клавишных» структур. Такое совпадение не случайно; оно подтверждает сделанное нами заключение о становлении Анабаро-Эекитских региональных дислокаций северо-западного простирания в северной части Сибирской платформы в пограничную эпоху между ранним и средним протерозоем на геохронологическом рубеже около 2 млрд. лет.

Этот период знаменовался также внедрением интрузий гранитоидов и габбро-диоритов, которые частично обнажены на Сололийском выступе Оленекского поднятия. Анализ геофизических данных позволяет считать, что гранитные образования, характеризующиеся локальными относительными минимумами гравитационного поля, занимают центральное положение на площади выступа. Их окружает эллипсовидное кольцо локальных гравитационных аномалий положительного знака, которым соответствуют на поверхности выходы кварцевых диоритов и кварцевых габбро, имеющих более высокие плотностные характеристики, чем граниты. В целом всю интрузию по комплексу геолого-геофизических данных следует, по-видимому, представлять в виде крупного (55×95 км) дифференцированного лополита с гранитным «ядром» и опоясывающим его кольцом магматических пород более основного состава. Все магматические породы лополита характеризуются повышенными содержаниями калия.

Небольшие погребенные гранитные интрузивы выделяются нами и в Верхне-Эекитском грабене. Основанием для этого послужило совпадение локальных магнитных аномалий положительного знака и высокопорядковых локальных минимумов силы тяжести.

С системой разломов северо-западного простирания связаны две группы погребенных магматических образований. Одна из них фиксируется совпадением изометричных в плане и высокоинтенсивных гравитационных максимумов с локальными положительными аномалиями магнитного поля. Такого рода аномалии, как показали проводимые ранее исследования на Уджинском поднятии севера Сибирской платформы (Гудков, Келле, 1968), создаются массивами щелочно-ультраосновных пород. На Оленекском поднятии крупные гальки и валуны нефелиновых сиенитов встречались в составе нижнеюрских базальных конгломератов (Осипова, 1963).

Вторая группа магматических образований характеризуется знакопеременным магнитным полем и положительными значениями локальных гравитационных аномалий. Им соответствуют обычно разновозрастные интрузии пород трапповой формации.

Исходя из приведенной выше характеристики гравимагнитных полей и их геологической интерпретации, поэтапная история формирования структур может быть представлена в следующем виде:

1. В протогеосинклинальный архейский этап был сформирован кристаллический фундамент Сибирской платформы, но, судя по магнитному полю, он был образован в совершенно иных условиях, чем архейский фундамент Анабарской области. По своему типу кристаллическое основание Оленекского и Усть-Ленского поднятий весьма близко к архейской становой серии Алданского щита.

2. Орогенный позднеархейский — среднепротерозойский этап развития разделяется на несколько подэтапов.

К наиболее раннему из них относится позднеархейский период заложения протяженного на сотни километров Верхоянского шовного прогиба (трога), расчленившего консолидированный архейский кристаллический массив на Оленекский и Усть-Ленский мегаблоки. В этот же период на северо-востоке платформы были сформированы Уджинский и Бурский шовные прогибы.

В раннем протерозое, в пределах Оленекской плиты, был образован обширный прогиб, заполненный терригенными осадками эекитской серии.

В конце раннего — начале среднего протерозоя произошла основательная тектоническая перестройка структурного плана региона. Эекитская серия была метаморфизована в условиях зеленосланцевой фации и преобразована в крутопадающую изоклиналь северо-западного простирания, а затем прорвана интрузиями гранитоидов и габбро-диорит-сиенитов.

В заключительный среднепротерозойский период орогенного этапа развития по направлениям, соответствующим простиранию складчатости эекитской серии, произошло дополнительное «клавишное» дробление складчатого основания региона. В грабенообразных прогибах (Кютюнгдинском, Верхне-Эекитском) накапливались молассоидные терригенные отложения, состоящие из обломочного материала раннепротерозойских метаморфических образований и прорывающих их магматических пород кислого щелочного состава.

Строение дорифейского фундамента предопределило особенности всего последующего развития структур региона в позднем докембрии и в фанерозое.

Так, в районе Кютюнгдинского грабена в раннем рифее (сыгынахтахское время) накапливалась значительно более мощная (100 м) толща грубообломочных терригенных осадков, чем на примыкающем с северо-востока Сололийском выступе, где мощность одновозрастных отложений сокращена до 15—20 м. В среднем палеозое Кютюнгдинский прогиб был локальной областью накопления пестроцветных терригенных пород эвапоритового ряда формаций.

Наиболее высока была активность тектонических и магматических процессов в Верхоянском прогибе. Он, как прогиб, продолжал свое существование в рифее и на всем протяжении фанерозойской геологической истории, являясь в то же время ареной мощных вспышек щелочного и основного базитового магматизма в рифей-раннепалеозойскую, среднепалеозойскую, раннемезозойскую эпохи. Западная часть Верхоянского прогиба до настоящего времени относится к области относительно высокой сейсмичности с активностью землетрясений до шести баллов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В разрезе докембрия северо-восточной окраины Сибирской платформы выделяются три структурно-вещественных комплекса: архейский кристаллический фундамент, позднеархейский — среднепротерозойский орогенный комплекс и позднедокембрийский (рифейский) чехол.

Архейский кристаллический фундамент сложен гранитизированными метаморфическими образованиями, одновозрастными, по всей вероятности, со становой серией Алданского щита. Складчатость этих пород, судя по простиранию осей локальных магнитных аномалий, имеет северо-северо-западное и субмеридиональное простирание. На Оленекском поднятии глубины залегания архейского фундамента колеблются от 4 до 12 км, а в Усть-Ленской области он приближен к поверхности и перекрыт, по представлениям В. А. Виноградова (Виноградов, Горина, 1971), лишь чехлом кайнозойских осадков.

К орогенному структурно-вещественному комплексу относятся погребенные метаморфические и магматические образования позднеархейского — раннепротерозойского возраста, заполняющие Верхоянский шовный прогиб, метаморфизованные породы нижнепротерозойской эекитской серии, развитые в пределах Оленекской плиты, и глубинно-эпигенетически преобразованные среднепротерозойские осадочные породы, залегающие в Кютюнгдинском и, возможно, в Верхне-Эекитском наложенных грабенообразных прогибах.

Позднеархейские — раннепротерозойские метаморфические породы, заполняющие Верхоянский шовный прогиб, залегают на расчетных глубинах 5—15 км. В геомагнитном поле западной и северо-западной частей прогиба они создают систему линейно-вытянутых вдоль оси структуры магнитных максимумов, отвечающих, видимо, простиранию складчатости. Их высокая степень намагниченности в наибольшей мере свойственна метавулканогенным комплексам, в составе которых участвуют основные и ультраосновные магматические образования, а также железистые кварциты. Подобного рода метаморфические толщи сопоставимы по гравимагнитным характеристикам с троговыми комплексами Алданского щита (борсалинская и, отчасти, субганская серии). По данным сейсмических исследований (ТСЗ), в Верхоянском шовном прогибе предполагается резкое сокращение мощности гранитного слоя континентальной коры и воздымание базальтового слоя.

Нижнепротерозойская эекитская серия локально обнажена в сводовой части Оленекского поднятия. Она сложена метаморфизованными песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами, сланцами, вулканогенными породами щелочного (калиевого) состава. Породы претерпели метаморфогенное преобразование в условиях зеленосланцевой фации, но сохранили основные черты своей седиментогенной и вулканогенной природы.

В период формирования эекитской серии заметную роль играли процессы вулканизма. Анализ химического состава вулканогенных метапород и их петрографо-минералогическая характеристика позволяют сделать заключение об отнесении всей этой группы магматических образований к калиевому щелочному семейству орендитовой группы. Проявления эксгаляционно-фумарольной деятельности, связанной с процессами эекитского вулканизма, привели к метасоматическому изменению состава древних терригенных (особенно первично тонкозернистых и гли-

нистых) осадков, обусловив обогащение их B (в турмалине) и K (в калиевом полевом шпате), а также Fe, Ga, Ba, Au, Pb, Zn. Продукты разрушения и перемыва местных вулканогенных пород служили источником обломочного материала терригенных пород серии. Вся мощная (> 4000 м) эекитская серия представляет собой единую вулканогенно-терригенную толщу, которая по сумме признаков может быть отнесена к классу орогенных формаций.

В ранне-среднепротерозойский период эекитская вулканогенно-терригенная толща была интрудирована гранитами щелочноземельного состава, габбро-диорит-гранодиоритами и, возможно, сиенитами. Эти магматические породы, судя по геофизическим данным, слагают на Сололийском выступе Оленекского поднятия крупный дифференцированный лополит с гранитным «ядром» и периферической кольцевой полосой габбро-диорит-сиенитов. Для всех интрузивных магматических образований, так же как и для отмеченных выше вулканогенных пород эекитской серии, характерна калиевая щелочнометальная специализация, отражающая специфичность тектонических условий их образования.

Среднепротерозойские осадочные породы, впервые выделяемые на Оленекском поднятии как осор-хаятинская свита, резко отличаются от метаморфизованных образований эекитской серии и от вышележащих рифейских отложений платформенного чехла. Они состоят из пестроцветных кварцево-калишпатовых песчаников, алевролитов и алевритистых доломитов. Эти осадочные породы характеризуются крайне малой степенью зрелости обломочного материала и весьма низкой его окатанностью, что сближает их по составу со среднепротерозойскими отложениями молассовой терригенной группы, венчающей разрез докембрийского орогенного структурного комплекса на юге Сибирской платформы.

Верхний позднедокембрийский (рифейский) чехол региона отделен от подстилающих пород орогенного структурно-вещественного комплекса перерывом в осадконакоплении, сопровождавшимся формированием площадной коры выветривания.

В верхнедокембрийской толще верхнего структурного комплекса региона по последовательной закономерной смене ассоциаций строматолитов и онколитов, отражающих этапность развития органического мира докембрия, выделяются аналоги всех четырех фитем рифея: бурзянской, юрматинской, каратауской и юдомской.

В объемах фитем и биостратиграфических горизонтов разрезы рифея Оленекского поднятия и Верхоянского прогиба хорошо сопоставимы друг с другом, а также с разрезами соседних областей северо-востока Сибирской платформы (Билиро-Уджинское поднятие, Анабарский массив) и других регионов, в том числе со стратотипическим разрезом рифея Башкирского антиклинория Южного Урала и опорным разрезом Сибири Учуро-Майского района.

Сопоставление Верхоянской толщи рифея с рифейскими породами Оленекского поднятия, проведенное от среднерифейского возрастного рубежа, показывает, что Верхоянская область представляла собой в позднедокембрийскую эпоху более глубоководную и удаленную от областей суши зону седиментации, чем Оленекское поднятие. Несмотря на разницу в мощностях накопленных отложений в этих двух регионах, есть все основания полагать, что Верхоянский прогиб представлял собой в позднем докембрии все же некомпенсированную область седиментации. Наблюдаемое в нем превышение мощности (на 300 м) обусловлено большим абсолютным содержанием пирокластического (пеплового) материала (см. табл. 36). Лишь в юдомский период седиментация осадочных и вулканогенно-осадочных образований проходила по обоим регионам почти в одинаковых условиях и с равной скоростью накопления.

Анализ вещественного состава рифейских терригенных пород и терригенных примесей в карбонатных породах показывает, что их основными источниками являлись местные вулканогенные образования калие-

вого щелочного и щелочно-основного состава. Эта закономерность отчетливо проявляется и по спектрам распределения «малых» элементов, по которым можно видеть, что при многократных процессах вулканизма происходила своеобразная «перекачка» вынесенных с глубины микрокомпонентов (Ti, Ga, Mn, B, Ba, Zr, Pb, Zn, Cu, Au) из магматических образований в вулканогенно-терригенные и вулканогенно-карбонатные.

Большую роль в осадкообразовании играли подводные эксгаляционно-фумарольные процессы, которые обусловливали появление в карбонатных отложениях кремнистых и хлорит-кремнистых инъекционных обособлений и генерировали зачастую доломитообразование.

При поствулканических преобразованиях пеплового материала в глубоководных зонах происходила его кальцитизация и хлоритизация, а в зонах прибрежно-морского мелководья, где был повышен окислительный потенциал, имели место гематитизация, каолинизация и хлоритизация пепловой массы.

Позднепротерозойские — раннепалеозойские магматические образования верхнего структурно-вещественного комплекса как Оленекского поднятия, так и Верхоянского прогиба могут быть объединены в толеитбазальтовую и трахибазальт-трахитовую (а в Верхоянском прогибе еще и кварц-порфировую) ассоциации с калиевой щелочнометальной специализацией по трахибазальт-трахитовой ассоциации. Преобладание среди магматических пород пирокластических образований свидетельствует о высоком значении коэффициента эксплозивности, а единство петрохимических ассоциаций вулканогенных пород Оленекского поднятия и Верхоянского прогиба несомненно указывает на общность питавших их глубинных источников.

По геофизическим данным, на восточном склоне Оленекского поднятия выделяется еще группа погребенных (возможно, рифейских) интрузивов щелочно-ультраосновного состава (см. рис. 44). Они характеризуются высокоинтенсивными отрицательными значениями локальных магнитных аномалий и пространственно совпадающими с ними положительными аномалиями силы тяжести.

Устанавливается сходство вещественного состава и основных петрохимических характеристик между раннепротерозойскими метаморфизованными вулканогенными образованиями и позднепротерозойскими — раннепалеозойскими пирокластическими породами. Это дает основание для заключения исключительно (около 2 млрд. лет) продолжительном многоактном вулканическом процессе, проявлявшемся на северо-восточной окраине Сибирской платформы с раннего протерозоя до раннего палеозоя с сохранением на всех этапах эндемичной калиевой щелочнометальной специализации. Калиевый щелочный характер вулканогенных пород и глубинных интрузивных образований характеризует, по-видимому, их связь с верхнемантийными источниками, глубины которых, согласно представлениям Б. Г. Лутца (1975), равны 50—100 км.

Проникновение значительных количеств щелочной магмы глубинной верхнемантийной выплавки на поверхность могло быть обеспечено в условиях, близких к тем, которые возникают при процессах континентального рифтообразования.

На северо-восточной окраине Сибирской платформы областью разгрузки для магм как мантийной, так и коровой генерации служила вся тектоническая мегасистема Верхоянского прогиба, образованного в виде крупной шовной структуры на архейском кристаллическом цоколе, и сопряженных с прогибом краевых частей Оленекского и Усть-Ленского выступов фундамента. Ранне-среднепротерозойская трансформация этой мегасистемы, которая привела к дополнительному дроблению основания региона на линейно-вытянутые в северо-западном направлении «клавиши», не изменила сколько-нибудь существенно общий ход магматических процессов, связанных с подкоровыми очагами, в течение всего последующего рифейского — раннепалеозойского геологического времени.

ЛИТЕРАТУРА

Андрусенко А. М., Еловских В. В., Оксман С. С. Северо-западная часть Верхояно-Колымской складчатой области и сопредельные районы Сибирской платформы (строение доверхнепалеозойского основания).— В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1972, с. 80—92.

Атласов И. П. Новый выход докембрийских пород в северо-восточной части Сибирской платформы.— «Труды НИИГА», 1953, т. 72, с. 154—177.

Бейли Д. К. Континентальное рифтообразование и щелочной магматизм.— В кн.: Щелочные породы. М., «Мир», 1976, с. 169—197.

Битерман И. М. Стратиграфия синийских отложений Оленекского и Куойско-Далдынского поднятий.— В кн.: Совещ. по разработке стратиграф. схем Якутской АССР. Тез. докл. Л., 1961, с. 19—21.

Битерман И. М., Горшкова И. Р. Новые данные по стратиграфии синийских отложений Оленекского и Куойско-Далдынского поднятий.— В кн.: Совещ. по стратиграф. отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тез. докл. Новосибирск, 1962, с. 11—12.

Битерман И. М., Леонов Б. Н., Натапов Л. М. Еще раз о предтуркутском размыве на северо-восточной окраине Сибирской платформы.— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геология», Л., 1965, вып. 7, с. 228—230.

Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М., «Недра», 1965. 259 с.

Виноградов В. А. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Северного Хараулаха.— «Сб. по палеонтологии и биостратиграфии», Л., 1962, вып. 28, с. 5—23.

Виноградов В. А., Горина И. Ф. Неогеновые отложения дельты реки Лены в связи с оценкой перспектив алмазоносности юго-западной части акватории моря Лаптевых.— В кн.: Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазоносности северо-востока Сибирской платформы. Л., 1971, 137—143.

Виноградов В. А., Кабаньков В. Я., Красильщиков А. А., Эрлих Э. Н. Стратиграфия синийских отложений северо-западной части Якутской АССР.— В кн.: Совещ. по разработке стратиграф. схем Якутской АССР. Тез. докл. Л., 1961, с. 21—23.

Виноградов В. А., Красильщиков А. А. О возрасте складчатого фундамента Оленекского поднятия Сибирской платформы.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 152, № 3, с. 687—689.

Виноградов В. А., Лазуркин В. М. Хараулахское поднятие.— В кн.: Геология СССР. Т. XVIII. Западная часть Якутской АССР. Ч. I, кн. 1. М., «Недра», 1970, с. 111—112.

Вишневский А. Н., Красильщиков А. А. Докембрийские интрузии Оленекского поднятия.— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геология», 1963, вып. 1, с. 64—79.

Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 3. М., «Наука», 1974. 287 с. Авторы: В. В. Белоусов, В. И. Герасимовский, А. В., Горячев, В. В. Добровольский, А. П. Капица, Н. А. Логачев, Е. Е. Милановский, А. И. Поляков, Л. Н. Рыкунов, В. В. Седов.

Гафаров Р. А. Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ. М., «Наука», 1976. 270 с.

Гафаров Р. А., Лейтес А. М., Федоровский В. С., Савинский К. А. Тектоника фундамента Сибирской платформы.— В кн.: Проблемы тектоники территории СССР и размещение полезных ископаемых (тез. докл). М., 1977, с. 12—13.

Гафаров Р. А., Лейтес А. М., Федоровский В. С., Прозоров Ю. И., Савинская М. С., Савинский К. А. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры.— «Геотектоника», 1978, № 1, с. 43—57.

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., «Наука», 1968. 332 с.

Гестил Г., Блейз Р., Ноулс Д. М., Бержерон Р. Лабрадорская геосинклиналь.— «Труды XXI сессии Междунар. геол. конгресса», М., ИЛ, 1963, вып. 1, с. 313—340.

Голованов Н. П. Строматолиты верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия.— В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л., НИИГА, 1970, с. 60—89.

Голованов Н. П., Злобин М. Н. О расчленении рифейских отложений Восточного Таймыра (р. Нижняя Таймыра).— «Уч. зап. НИИГА. Палеонтол. и биостратигр.», Л., 1966, вып. 13, с. 67—89.

Гудков А. А., Келле Э. Я. Центральная часть северного склона Анабарской антеклизы (новые данные о тектонике).— В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1968, с. 50—59.

Давыдов Ю. В. Рифейские карбонатные отложения юго-востока Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск, «Наука», 1975. 108 с.

Дзоценидзе Г. С. Проблема влияния вулканизма на осадочный процесс.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. 1. М., «Наука», 1970, с. 103—117.

Докембрий Анабаро-Оленекского междуречья. Новосибирск, «Наука», 1976. 138 с. Авторы: Б. Р. Шпунт, Э. А. Шамшина, И. Г. Шаповалова, И. Н. Крылов, Ю. В. Давыдов, Э. Я. Келле, Б. Р. Забуга, К. А. Лазебник.

Журавлева З. А. Онколиты и катаграфии рифейских и нижнекембрийских отложений некоторых районов Сибирской платформы.— В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний

докембрий. М., Гос. науч.-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1963, с. 198—504.

Журавлева З. А. Онколиты и катагрфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. М., «Наука», 1964. 73 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 114).

Журавлева З. А. К вопросу о возрасте верхнедокембрийских отложений Хараулаха.— «Изв. АН СССР». Сер. геол., 1974, № 11. с. 127—131.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956. 479 с.

Ивенсен Ю. П. Этапы магматического процесса и магматические формации Якутии.— В кн.: Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. М., «Наука», 1969, с. 107—152.

Кабаньков В. Я. К вопросу о возрасте древних толщ северо-востока Сибирской платформы.— «Труды НИИГА», Л., 1956, вып. 89, с. 38—43.

Колодезников К. Е., Крутий В. М., Мельников А. В., Меннер В. В. Доверхнепалеозойские лавы Хараулаха.— В кн.: Вопросы прикладной физики. Якутск., изд. ЯФ СО АН СССР, 1974, с. 99—111.

Комар Вл. А. Столбчатые строматолиты рифея севера Сибирской платформы.— «Уч. зап. НИИГА. Палеонтол. и биостратигр.», Л., 1964, вып. 6, с. 84—105.

Комар Вл. А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М., «Наука», 1966. 122 с.

Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965. 312 с.

Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967. 298 с.

Коробов М. Н. Нижний кембрий Хараулаха.— «Изв. АН СССР». Сер. геол., 1963, № 4, с. 35—51.

Красильщиков А. А., Битерман И. М. Оленекское поднятие.— В кн.: Геология СССР. Т. XVIII. Западная часть Якутской АССР. Ч. I, кн. 1. М., «Недра», 1970, с. 91—100.

Красильщиков А. А., Виноградов А. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике докембрия центральной части Оленекского поднятия.— «Информ. сб. НИИГА», 1960, вып. 22, с. 13—20.

Крылов И. Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М., «Наука», 1975. 243 с.

Крылов И. Н., Нужнов С. В., Шаповалова И. Г. О строматолитовых комплексах нижнего рифея.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 2, с. 426—429.

Крылов И. Н., Шаповалова И. Г. О распространении строматолитов катавского комплекса в рифейских отложениях Урала и Сибири.— В кн.: Стратиграф. и палеонтол. протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. Якутск, 1970, с. 47—56.

Крылов И. Н., Шаповалова И. Г., Колосов П. Н., Федонкин М. А. Рифейские отложения низовьев реки Лены.— «Сов. геология», 1971, № 7, с. 85—95.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 386 с.

Леонов Б. Н., Битерман И. М., Натапов Л. М. Особенности тектонического развития Оленекского поднятия в позднем докембрии.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 161, № 5, с. 1137—1140.

Леонов Б. Н., Гогина Н. И. Раннепалеозойский вулканизм на северо-востоке Сибирской платформы.— «Сов. геология», 1968, № 4, с. 94—113.

Логачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М., «Наука», 1977. 191 с.

Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1975. 167 с.

Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 2. Древние вулканы. М., «Наука», 1971. 381 с.

Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М., «Недра», 1977. 111 с.

Марков М. С. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964, с. 15—20.

Мельников А. В. Литолого-стратиграфическое расчленение рифея, венда и кембрия низовьев реки Лены.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих регионов. Якутск, Кн. изд-во, 1966, с. 20—24.

Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., «Недра», 1976. 277 с.

Миссаржевский В. В. Северо-западный склон Анабарского массива.— В кн.: Томмотский ярус и проблемы нижней границы кембрия. М., «Наука», 1969, с. 36—45.

Мокшанцев К. Б. Роль орогенного этапа в развитии платформы и складчатых областей на примере Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской складчатой области.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М., «Наука», 1970, с. 27—40.

Мокшанцев К. Б., Гринберг Г. А., Гусев Г. С. Тектоника, формирование континентальной земной коры и полезные ископаемые Верхояно-Чукотской области.— В кн.: Проблемы тектоники территории СССР и размещения полезных ископаемых (тез. докл.). М., 1977, с. 27—28.

Николаевский А. А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. М., «Наука», 1968. 184 с.

Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Новые данные по стратиграфии докембрия на примере Алданского щита.— «Сов. геология», 1968, № 5, с. 3—21.

Олейников Б. В., Округин А. В., Томшин М. Д., Бровкин А. А. Муассанит в траппах Сибирской платформы.— «Информ. бюл. НТИ», Якутск, изд. ЯФ СО АН СССР, 1977, с. 20—23.

Осипова З. В. Литология базальных горизонтов среднелейасовых отложений северо-восточной части Сибирской платформы в связи с их алмазоносностью.— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геология», Л., 1963, вып. 1, с. 101—123.

Петров А. Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск, «Наука», 1976. 118 с.

Разумова В. Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М., «Наука», 1977. 155 с.

Решения всесоюзных коллоквиумов по микрофитолитам, строматолитам и микрофитофоссилиям. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1975. 37 с.

Савинский К. А., Савинская М. С. Основные типы земной коры Сибирской платформы по данным региональных геофизических исследований.— «Геол. и геофиз.», 1977, № 12, с. 28—36.

Сахама Т. Калиевые щелочные породы.— В кн.: Щелочные породы. М., «Мир», 1976, с. 112—127.

Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., «Наука», 1974. 302 с.

Симанович И. М. Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцито-песчаников. М., 1966. 120 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 153).

Симанович И. М. Типы и разновидности структурных дефектов обломочного кварца.— «Литология и полезн. ископ.», 1968, № 6, с. 53—65.

Симанович И. М. Кварц песчаных пород. Автореф. докт. дис. М., 1975. 39 с.

Совещание по стратиграфии вендских отложений Сибирской платформы и ее непосредственного обрамления. Решения. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1972. 44 с.

Стоквелл К. Х. Тектоническая карта Канадского щита.— В кн.: Тектонические карты континентов на XXII сессии Международного геологического конгресса. М., «Наука», 1967, с. 25—34.

Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний).— В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 5—27.

Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966. 486 с. Авторы: А. Л. Яншин, Р. Г. Гарецкий, Н. С. Зайцев, В. М. Муратов, А.В. Пейве, Ю. М. Пущаровский, Г. Б. Удинцев, Н. П. Херасков.

Тектоника Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975. 196 с. Авторы: К. Б. Мокшанцев, Д. К. Горнштейн, Г. С. Гусев, Б. Г. Лутц, А. Ф. Петров, Ю. Л. Сластенов, И. М. Фрумкин, Г. И. Штех.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961. 590 с.

Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М., «Наука», 1972. 130 с., с ил.

Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М., Гостоптехиздат, 1958. 244 с.

Шамшина Э. А., Шпунт Б. Р. Эпохи корообразования на территории Якутии. Якутск, изд. ЯФ СО АН СССР, 1975, с. 3—29.

Шаповалова И. Г. Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. Новосибирск, «Наука», 1974. 139 с.

Шаповалова И. Г. Строматолитовые комплексы рифейских (доюдомских) отложений востока Сибирской платформы.— В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Новосибирск, 1976, с. 58—60.

Шаповалова И. Г., Крылов И. Н. Корреляция рифейских доюдомских отложений востока и севера Сибирской платформы.— В кн.: Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия востока Сибирской платформы. Якутск, изд. ЯФ СО АН СССР, 1978, с. 3—37.

Шпунт Б. Р. Генетические типы проявления золота в северо-восточной части Сибирской платформы.— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геология», 1970, вып. 18, с. 5—15.

Шпунт Б. Р. Стратиграфия и золотоносность протерозойских и вендских отложений северо-востока Сибирской платформы.— В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971, с. 175—187. (Матер. по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. 19).

Шпунт Б. Р. Глубинное строение фундамента и металлогения докембрия северо-востока Сибирской платформы.— В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975, с. 155—156.

Шпунт Б. Р., Каширцев В. А., Михайлов В. А., Одинцова В. М. Литолого-геохимическая характеристика нижнепротерозойских метаморфизованных пород северо-востока Сибирской платформы.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока (Материалы VIII совещ. Сиб. комиссии по осадочным породам при отделении геологии, геохимии и геофизики АН СССР). Новосибирск, 1973, с. 85—90.

Шпунт Б. Р., Нужнов С. В. О нижнем протерозое северо-востока Сибирской платформы.— «Сов. геология», 1973, № 12, с. 144—147.

Шутов В. Д. Классификация терригенных пород и граувакк.— В кн.: Граувакки. М., «Наука», 1972, с. 9—29.

ПРИЛОЖЕНИЕ

ТАБЛИЦА I

Фиг. 1—3. *Jacutophyton divulgatum Schap.* f. n. Нижняя подсвита кютюнгдинской свиты, руч. Сыгынахтах в 3 км выше его устья.

Шлифы. *1* — слоистость и текстура микрослоев ответвления. Обр. 157/11, тип формы; ×5. *2* — продольное сечение центрового столбика. Обр. 157/10, тип формы. Нат. вел. *3* — текстура микрослоев центрового столбика. Шлиф тот же; ×10.

Фиг. 4—6. *Jacutophyton cognitum* Schap. f. n.

4 — слоистость и текстура микрослоев ответвляющегося столбика. Обр. 157/52. Дебенгдинская свита, р. Хорбусуонка; ×2. *5—6* — продольное сечение центровых столбиков. Нижняя подсвита хайпахской свиты, р. Хорбусуонка: *5* — обр. 157/69; ×2; *6* — обр. 157/68, тип формы; ×2.

ТАБЛИЦА II

Фиг. 1—3. *Gymnosolen komari* Schap. f. n. Верхняя подсвита сиэтачанской свиты, р. Лена в районе пос. Чекуровка.

Шлифы. *1* — характер наслоения. Обр. 156/14, тип. формы; ×2. *2* — комковатая текстура микрослоев. Комочки, слипаясь, образуют агрегаты различной конфигурации. Шлиф то же; ×50. *3* — то же, обр. 156/10; ×50.

ТАБЛИЦА III

Фиг. 1—5. *Boxonia vera* Schap. f. n. Верхняя подсвита хайпахской свиты, р. Хорбусуонка.

Шлифы. *1, 3* — обр. 157/72, тип формы: *1* — продольное сечение столбика. Нат. вел. *3* — сгустковый тип микроструктуры и характер слоистости; ×5. *2, 5* — обр. 157/71: *2* — многослойное облекание краевыми частями микрослоев боковой поверхности столбика; ×2; *5* — продольное сечение столбика. Нат. вел. *4* — текстура микрослоев при небольшой перекристаллизации материала. Обр. 157/70; ×5.

ТАБЛИЦА IV

Фиг. 1—6. Метаморфизованные первично-осадочные породы эекитской серии нижнего протерозоя Оленекского поднятия.

1, 2 — метапесчаник с обломочными зернами монозернистого и микромозаичного кварца, кислого плагиоклаза и серицит-хлоритовым цементом (*1* — без анализатора, *2* — ник. +); ×100. *3* — метапесчаник с обломками кварца, измененных эффузивов в серицит-хлоритовом цементе; частично сохранены сглаженные первично-обломочные контуры частиц. Без анализатора; ×100. *4* — метаалевролит полевошпатово-кварцевого состава с хлоритовым цементом. Без анализатора; ×100. *5* — метаморфизованный алевропелит кварц-серицит-хлоритового состава с графитоидом. Без анализатора; ×100. *6* — метаморфизованный пелит с порфиробластом железистого карбоната и метагенным прожилком кварца. Без анализатора; ×100.

ТАБЛИЦА V

Фиг. 1—6. Осадочные породы среднего — верхнего рифея Оленекского поднятия.

1, 2 — дебенгдинская свита: *1* — гематит-кварцевый гравийный песчаник с окатышами гематитизированных эффузивов (темное зерно в центре). Без анализатора; ×100. *2* — кварц-шамозит-глауконитовый песчаник. Шамозит (темно-серый) частично замещает глауконит (светло-серый), разбитый трещинами синерезиса. Без анализатора; ×100. *3—6* — хайпахская свита: *3* — базальный полевошпатово-кварцевый песчаник с конформно-регенерационной структурой. Ник. +; ×100. *4* — мезомиктовый кварцевый алевропесчаник с обрывками вулканического стекла. Без анализатора; ×100. *5* — кварцевый песчаник с базальным пепло-известковым цементом. Без анализатора; ×100. *6* — онколитовый известняк. Без анализатора; ×100.

ТАБЛИЦА VI

Фиг. 1—6. Осадочные породы юдомия Оленекского поднятия.

1—4 — хатыспытская свита: *1*, *2* — песчаники основания свиты, состоящие из монозернистого кварца и прокварцованных эффузивов (*1* — без анализатора, *2* — ник. +); ×100; *3*, *4* — хемогенно-обломочные частично перекристаллизованные известняки верхней пачки. Без анализатора; ×100. *5*, *6* — туркутская свита. Онколитовые доломиты, подвергнутые перекристаллизации. В крупном онколите (фиг. 6) включения карбонатизированного вулканического пепла. Без анализатора; ×100.

ТАБЛИЦА VII

Фиг. 1—6. Терригенные породы рифея Чекуровской антиклинали.

1 — кварцевый песчаник с каолинит-гидрослюдистым цементом из «утеса» в эсэлэхской свите среднего рифея. Ник. +; ×100. *2* — брекчированный кварцевый песчаник с хлоритовым цементом из уктинской свиты среднего рифея. Без анализатора; ×100. *3* — катаклазированный полевошпатово-кварцевый песчаник с конформно-регенерационной структурой из хараюэтехской свиты юдомия. Ник. +; ×100; *4* — полевошпатово-кварцевый песчаник с гематитовым цементом из хараюэтехской свиты юдомия. Без анализатора; ×100. *5*, *6* — туфоалевролиты из хараюэтехской свиты юдомия. Без анализатора; ×100.

ТАБЛИЦА VIII

Фиг. 1—6. Метаморфизованные вулканогенные породы эекитской серии нижнего протерозоя.

1 — метаморфизованный туф из мощного (100 м) покровного тела. Слева — фенокрист флогопита со спайностью, в середине внизу обломок микропегматита, вверху — обрывок раскристаллизованного вулканического стекла. Без анализатора; ×100. *2* — метаморфизованный туфоалевролит. Обломочный кварцевый материал рассеян в массе перекристаллизованного вулканического пепла с новообразованными таблитчатыми кристаллами ортоклаза. Ник. +; ×100. *3*, *4* — метаморфизованный туф из того же покрова. Угловатой формы обломок перекристаллизованного и карбонатизированного вулканического стекла, таблички ортоклаза, чешуйки хлоритизированного биотита (*3* — без анализатора, *4* — ник. +); ×100. *5*, *6* — слоистый метаморфизованный туффит из кровли того же покровного тела. Светлое и светло-серое — кварц, полевые шпаты, черное — титанистые рудные минералы (*5* — без анализатора, *6* — ник. +); ×100.

ТАБЛИЦА IX

Фиг. 1—2. Метаморфизованные трахитовые порфиры из дайковых корневых систем эекитской серии нижнего протерозоя.

Табличные кристаллы ортоклаза в микрозернистой серицит-хлоритовой массе; черное — скопление рудных минералов, вкрапленники сидерита. Без анализатора; ×100.

Фиг. 3—5. Гранитоиды.

3 — зерно плагиоклаза с сильно изрезанными краями в более крупном зерне микроклина. Ник. +; ×50; *4* — осветленные зоны вдоль краев зерна плагиоклаза на стыке его с микроклином. Ник. +; ×100; *5* — оторочки из мельчайших зерен с высоким показателем преломления (черное) вдоль края зерна биотита. Без анализатора; ×100.

ТАБЛИЦА X

Фиг. 1—6. Породы ряда кварцевое габбро — диорит — гранодиорит.

1 — крупные идиоморфные выделения плагиоклаза в породах основного состава. Ник. +; ×90. *2* — зерна вторичного амфибола (светлое) с реликтами пироксенов (темное). Ник. +; ×100. *3* — игольчатые выделения рудного минерала с бахромчатой каемкой из биотита. Без анализатора; ×100. *4* — раскристаллизация остаточного мезостазиса в виде гранофировых срастаний кварца и калиевого полевого шпата. Ник. +; ×50. *5* — характер двойников на крупных выделениях амфибола. Ник. +; ×100. *6* — габбровая структура габбро. Без анализатора; ×50.

ТАБЛИЦА XI

Фиг. 1—6. Эффузивные породы из арымасской свиты среднего рифея Оленекского поднятия.

1 — пойкилоофитовая структура субщелочного базальта из лавового покрова. Без анализатора; ×100. *2* — гиалоофитовая структура субщелочного базальта из лавового покрова. В центре — дендритовидное зерно титаномагнетита; порода пронизана игольчатыми кристаллитами цеолитов. Без анализатора; ×100. *3, 4* — субщелочные базальты с гиалоофитовой структурой из прожилковидных тел, окаймляющих вулканическое жерло с туфобрекчией. Лейсты плагиоклаза резорбируются хлоритом поздней генерации. Дендритовидные кристаллы и вкрапленники титаномагнетита. Без анализатора; ×100. *5* — измененный миндалекаменный базальт с реликтовой гиалоофитовой структурой из лавового покрова. Темные минералы — титаномагнетит и гидроокислы железа. Хлорит в миндалинах (светлое) подвергнут каолинизации. Без анализатора; ×100. *6* — прокварцованный туф с флюидальной текстурой из горизонта, разделяющего лавовые покровы субщелочных базальтов. Без анализатора; ×100.

ТАБЛИЦА XII

Фиг. 1—6. Щелочные пирокластические породы из арымасской свиты среднего рифея Оленекского поднятия.

1—4 — перекристаллизованные пепловые туфы и вулканические шлаки с порфировыми вкрапленниками ортоклаза (светлое), дендритовидные выделения титаномагнетита (черное и темно-серое), игольчатые кристаллиты цеолитов. Без анализатора; ×100. *5, 6* — туфобрекчии с обломками ожелезненного (темное) и карбонатизированного (светлое) вулканического стекла. Без анализатора; ×100.

ТАБЛИЦА XIII

Фиг. 1—6. Среднерифейские базиты толеитового типа Оленекского поднятия и Чекуровской антиклинали.

1—3 — безоливиновые габбро-долериты с призматически-зернистой (*1*), субгаббровой (*2*) и субофитовой (*3*) структурами из интрузива близповерхностного генезиса в верховьях р. Кютюнгде. Авгит (серое) образует удлиненные призматические кристаллы, субидиоморфные зерна; плагиоклаз (светлое) сильно изменен, сохранен (*1, 2*) в виде реликтов. Без анализатора; ×25. *4, 5* — безоливиновые базальты с офитовой (*4*) и пойкилоофитовой (*5*) структурами из покрова в верховьях рек Сололи, Сыгынахтах. Ксеноморфные зерна авгита (темно-серое) занимают промежутки между лейстами плагиоклаза (светлое) или пронизываются ими. Без анализатора; ×25. *6* — долерит с пятнисто-пойкилоофитовой структурой из интрузива на р. Укта. В левом нижнем углу — ойкокристалл авгита, пронизанный лейстами плагиоклаза, в верхней части — кварц-полевошпатовый агрегат. Без анализатора; ×25.

ТАБЛИЦА XIV

Фиг. 1—5. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы среднего — верхнего рифея Оленекского поднятия.

1 — прожилковая калишпатово-кварцевая инъекция в базальных гравийных песчаниках нижнехайпахской подсвиты. Ник. +; ×100. *2* — микрослоистая хлорит-кремнистая порода из нижнехайпахской подсвиты. Без анализатора; ×100. *3* — пепловый туффит щелочного состава с лейкоксенизированным сфеном (черное) из среднехайпахской подсвиты. Без анализатора; ×100. *4* — туфоалевролит, содержащий около 50% обломков вулканических стекол (темно- и светло-серое), из верхнехайпахской подсвиты. Без анализатора; ×100. *5* — хлорит-кремнисто-доломитовая порода с обрывками вулканического стекла (светлое) и тонкодисперсным лейкоксеном (черное). В верхней части — хлорит-кремнистое миндалевидное обособление, отороченное гидроокислами железа. Без анализатора; ×100.

ТАБЛИЦА XV

Фиг. 1—6. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы юдомия Оленекского поднятия.

1 — пепловый карбонатизированный и гематитизированный туф из мастахской свиты. Без анализатора; ×100. *2* — микрослоистая кремнисто-доломитовая порода из мастахской свиты. Кремнистым материалом (светлое) сложены прожилки, капли и деформированные рогульки, погруженные в доломитовую массу. Без анализатора; ×100. *3—5* — эффузивные породы из покрова трахибазальтов хатыспытской свиты: *3* — трахибазальт с интерсертальной структурой из основания покрова. Без анализатора; ×100; *4* — миндалекаменный трахибазальт с анальцимом из верхней части покрова. Без анализатора; ×100; *5* — микрослоистый анальцимсодержащий туфоалевролит из кровли покрова. Без анализатора; ×100. *6* — туфобрекчия с карбонатизированным (светлое) и раскристаллизованным вулканическим стеклом с микролейстами плагиоклаза. Без анализатора; ×100.

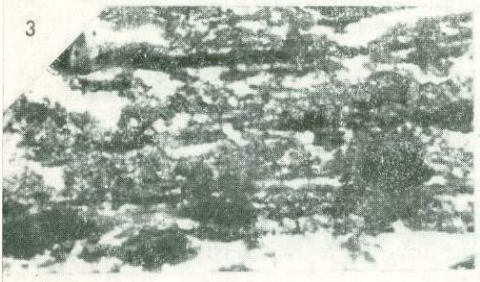
ТАБЛИЦА XVI

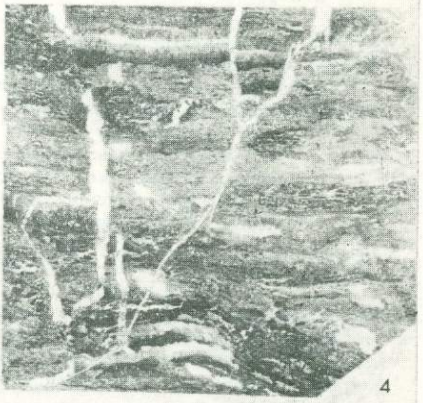
Фиг. 1—6. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы рифея Чекуровской антиклинали.

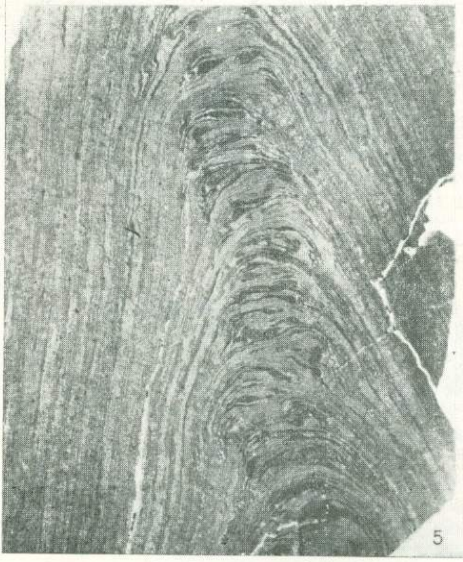
1 — каолинизированный пепловый туф с порфировыми вкрапленниками кварца и калиевого полевого шпата из уктинской свиты среднего рифея. Без анализатора; ×100. *2* — микрослоистый каолинизированный туфоалевролит из уктинской свиты среднего рифея. Без анализатора; ×100. *3* — хлорит-кремнисто-доломитовая порода из нэлэгерской свиты среднего рифея. В хлорит-кремнистой прожилковой инъекции (светлое) сохранились теневые контуры бывших доломитовых окатышей, замещенных кремнеземом. Доломит вдоль контакта с инъекциями перекристаллизован. Без анализатора; ×100. *4* — кремнисто-доломитовая порода с микрослоистой текстурой. При замещении кремнеземом (светлое) доломитовой массы (темно-серое) сохраняются теневые контуры бывших окатышей, происходит интенсивная перекристаллизация доломита. Без анализатора; ×100. *5* — хемогенно-обломочный известняк (светлое) с хлорит-кремнистыми ветвящимися прослойками (темно-серое) из сиэтачанской свиты верхнего рифея. Без анализатора; ×100. *6* — микрослоистая вулканогенно-карбонатная порода из харауэтехской свиты юдомия. Слойки сложены бурым вулканическим стеклом (темно-серое), кремнистым материалом, запыленным рудными минералами (светло-серое), и доломитом. Без анализатора; ×100.

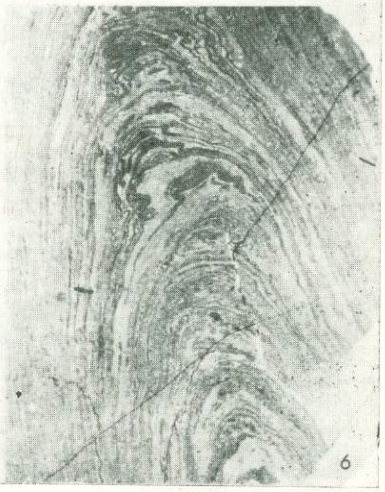

1

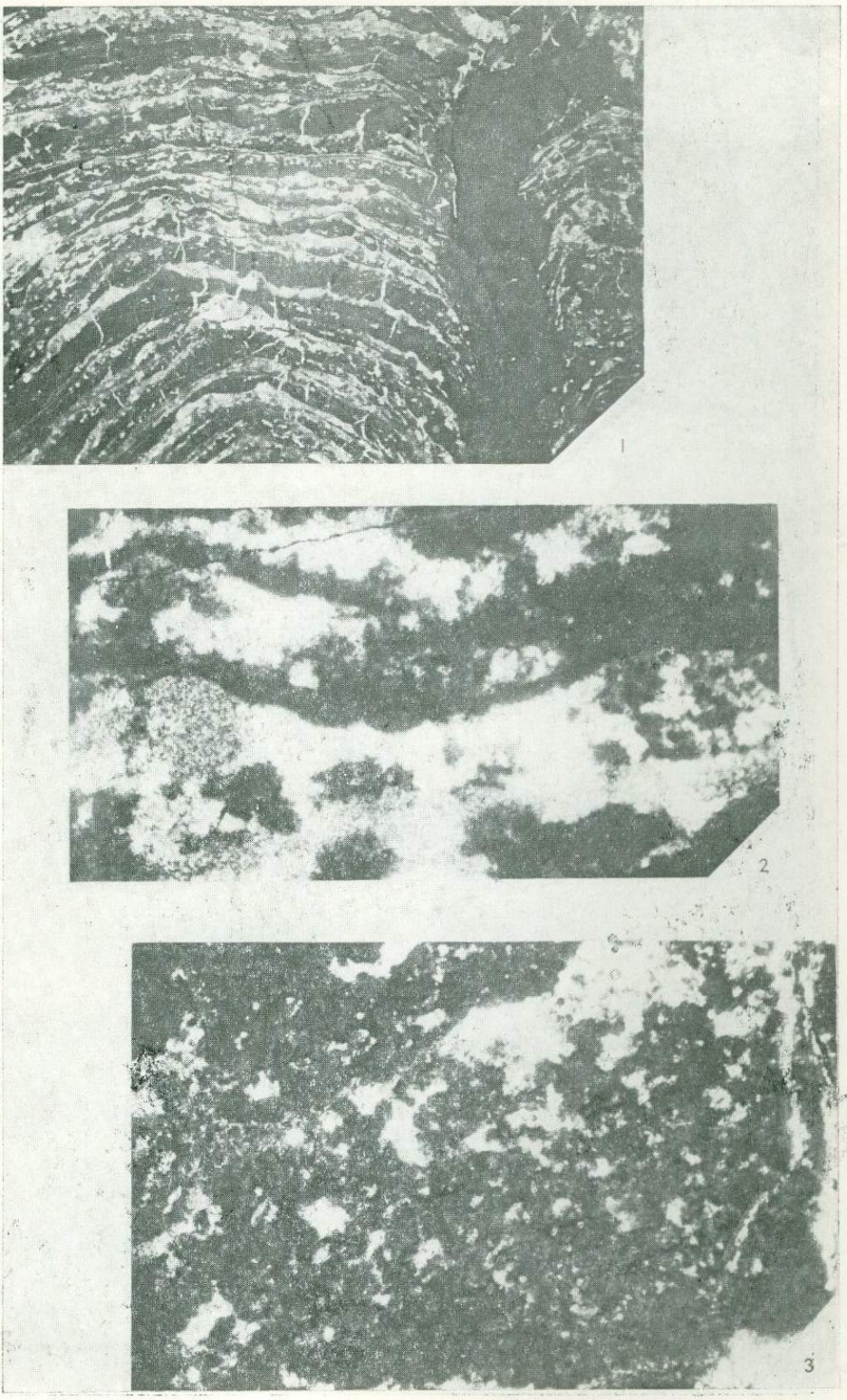

2

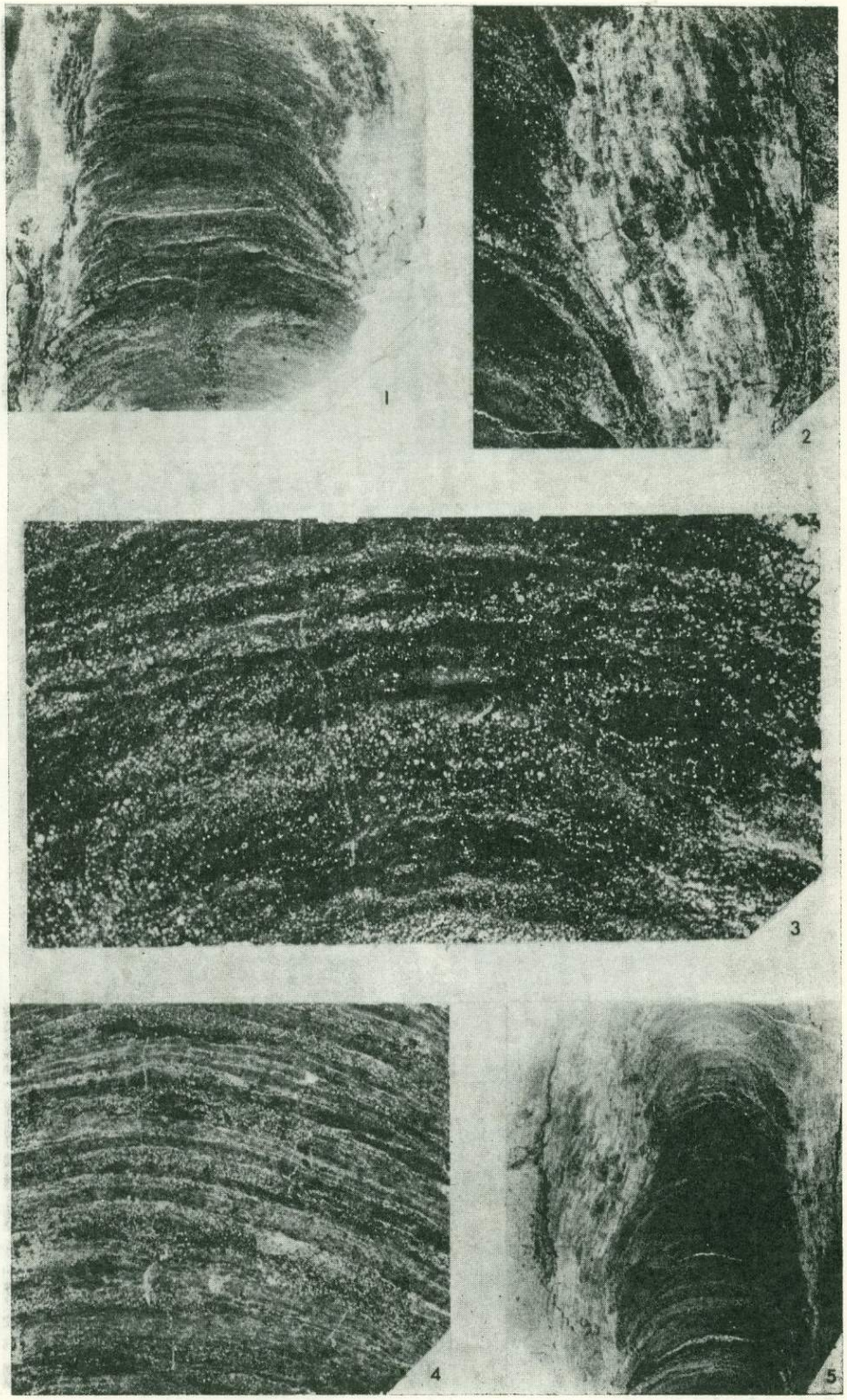

3

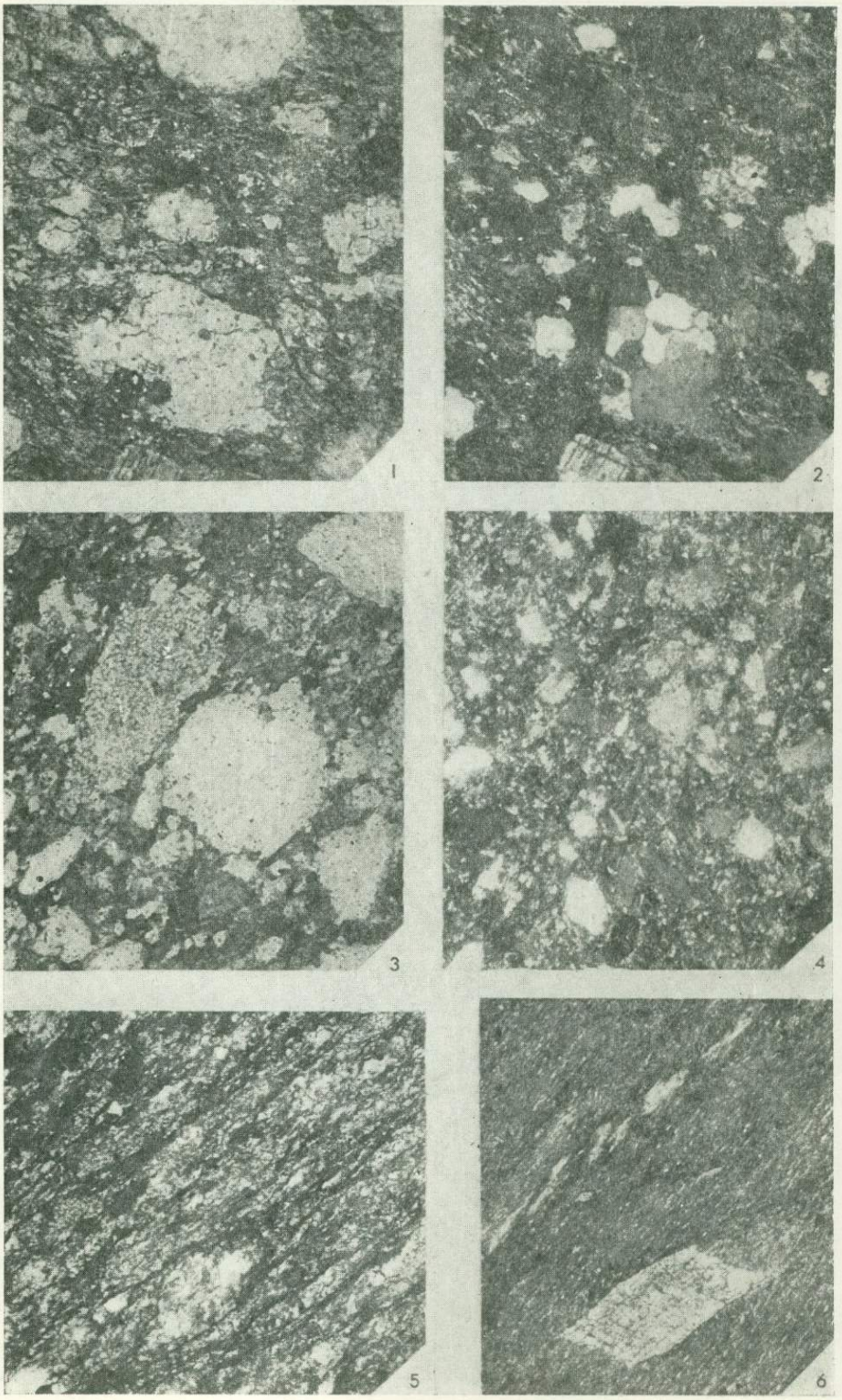

4

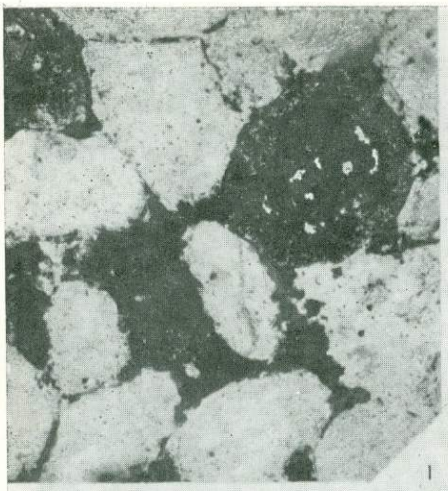

5

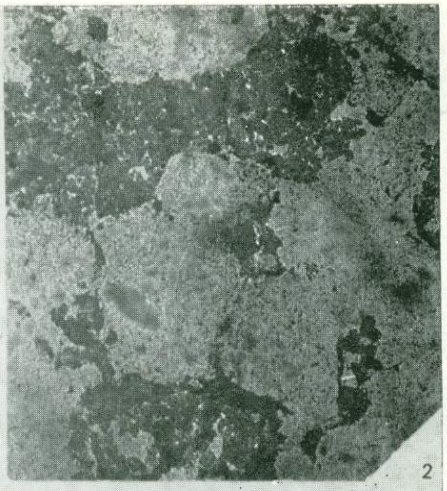

6




1
2
3
4
5


1
2
3
4
5
6

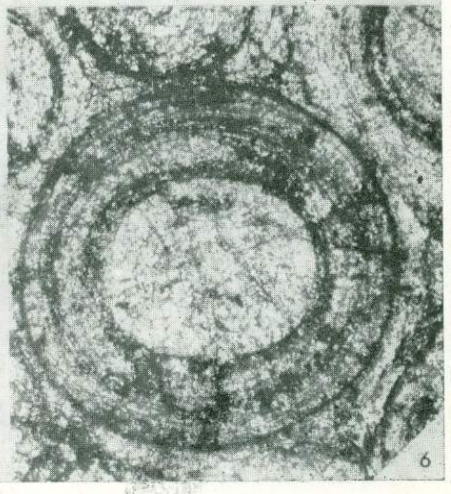

1


2


3

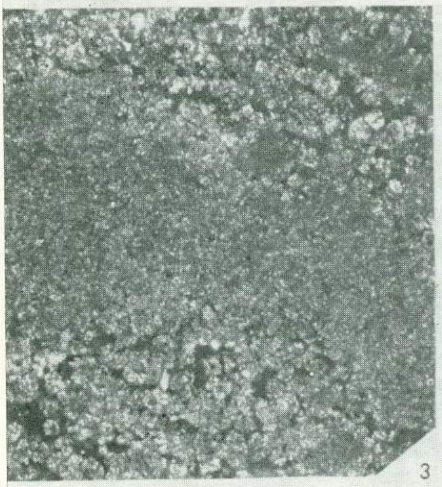

4

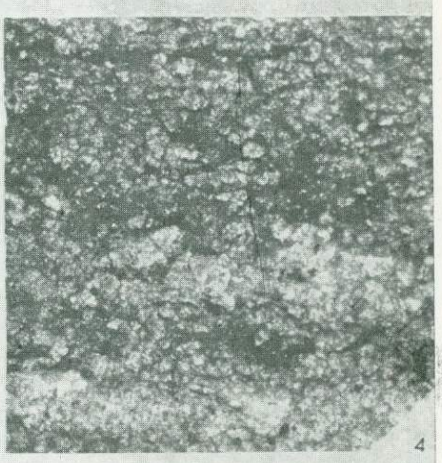

5

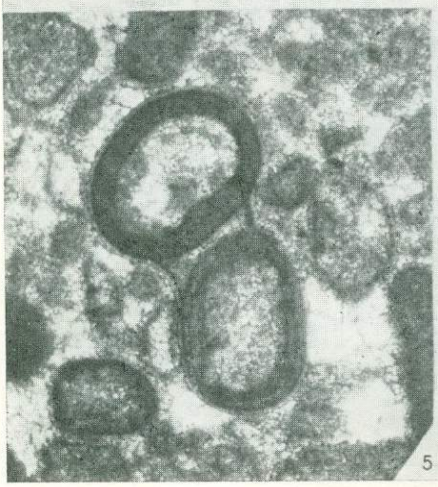

6

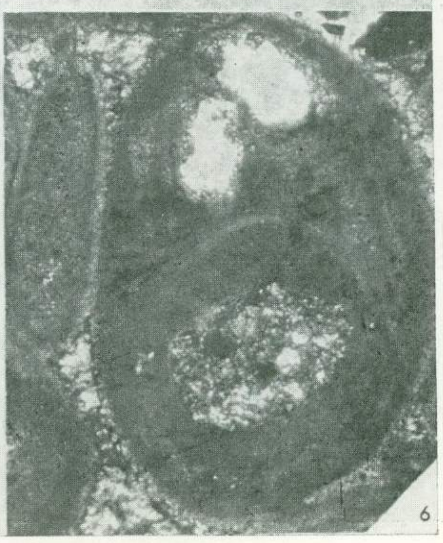

1

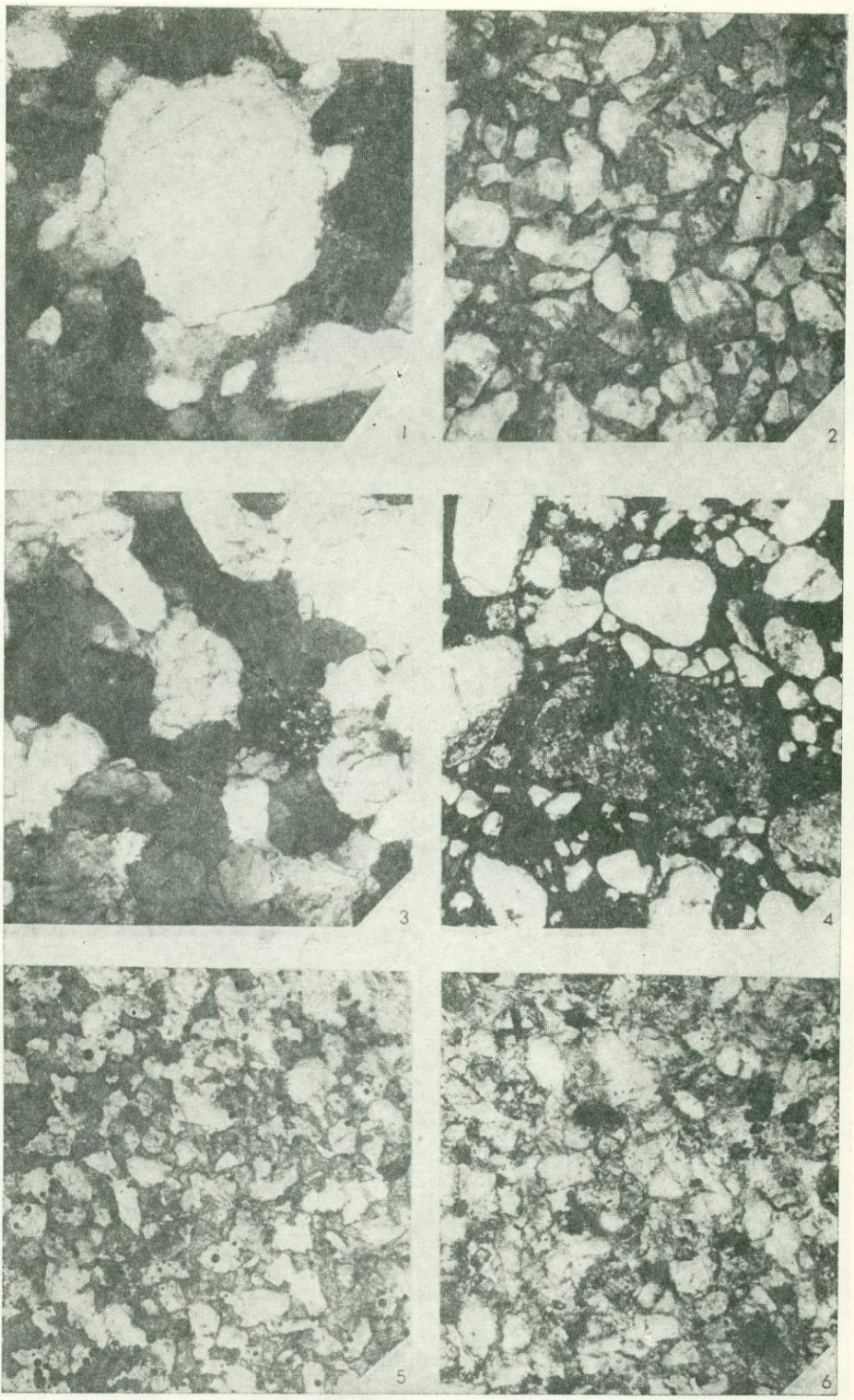

2

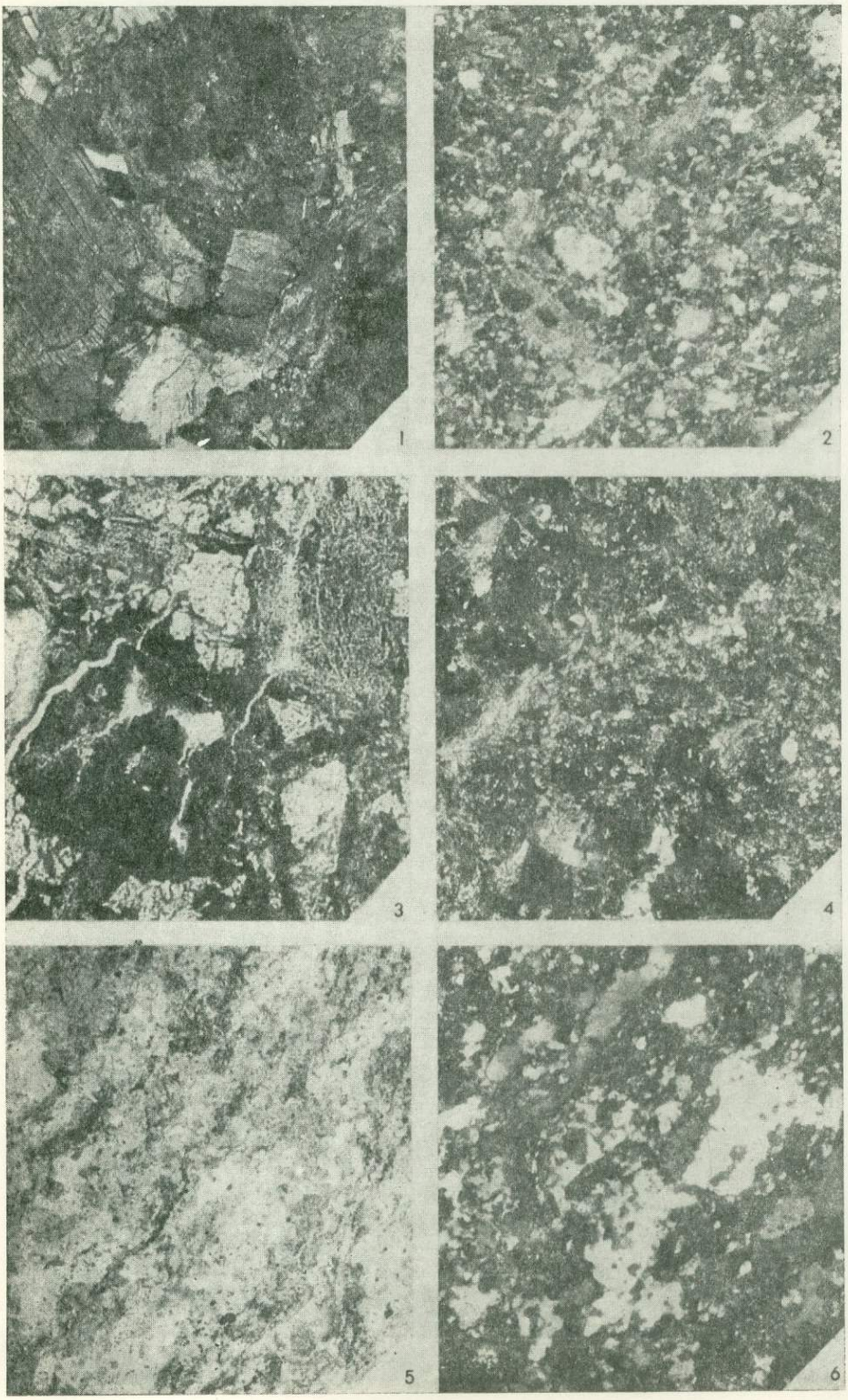

3

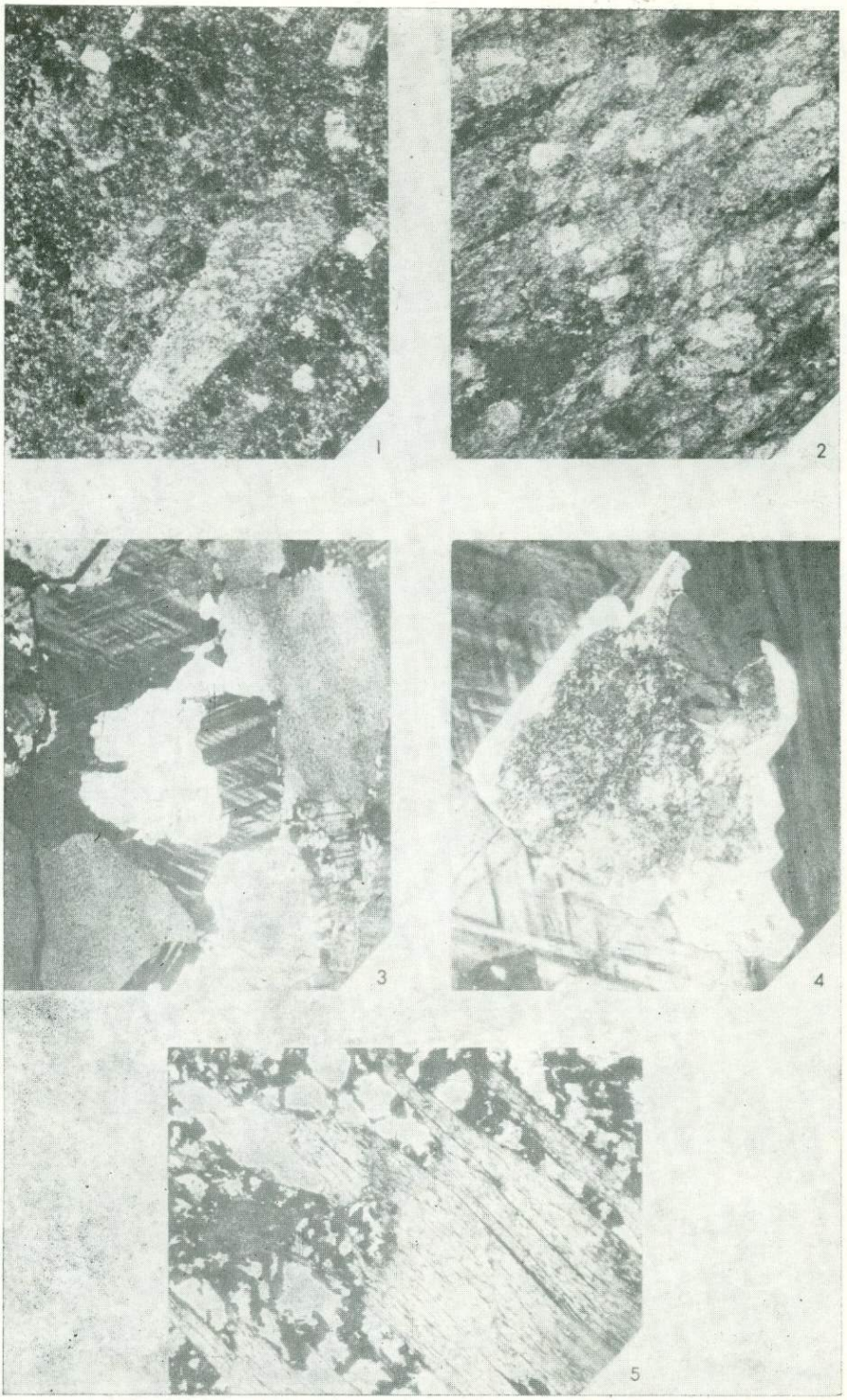

4

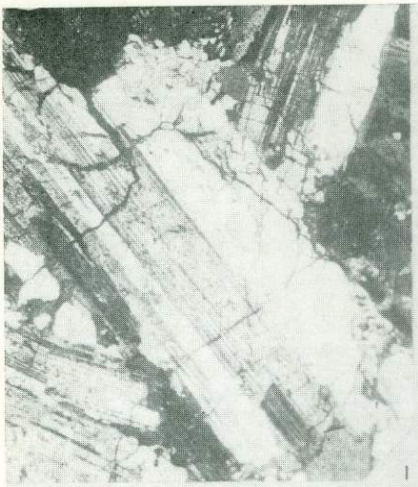

5


6


1
2
3
4
5
6

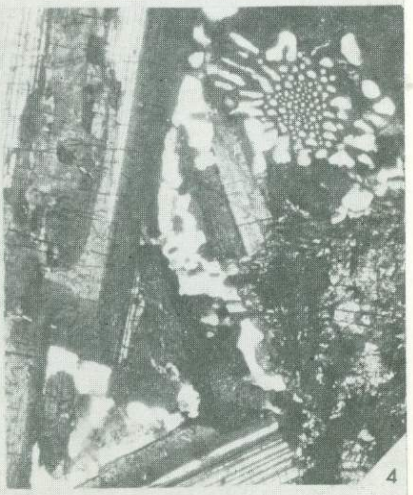

1
2
3
4
5
6


1
2
3
4
5


1

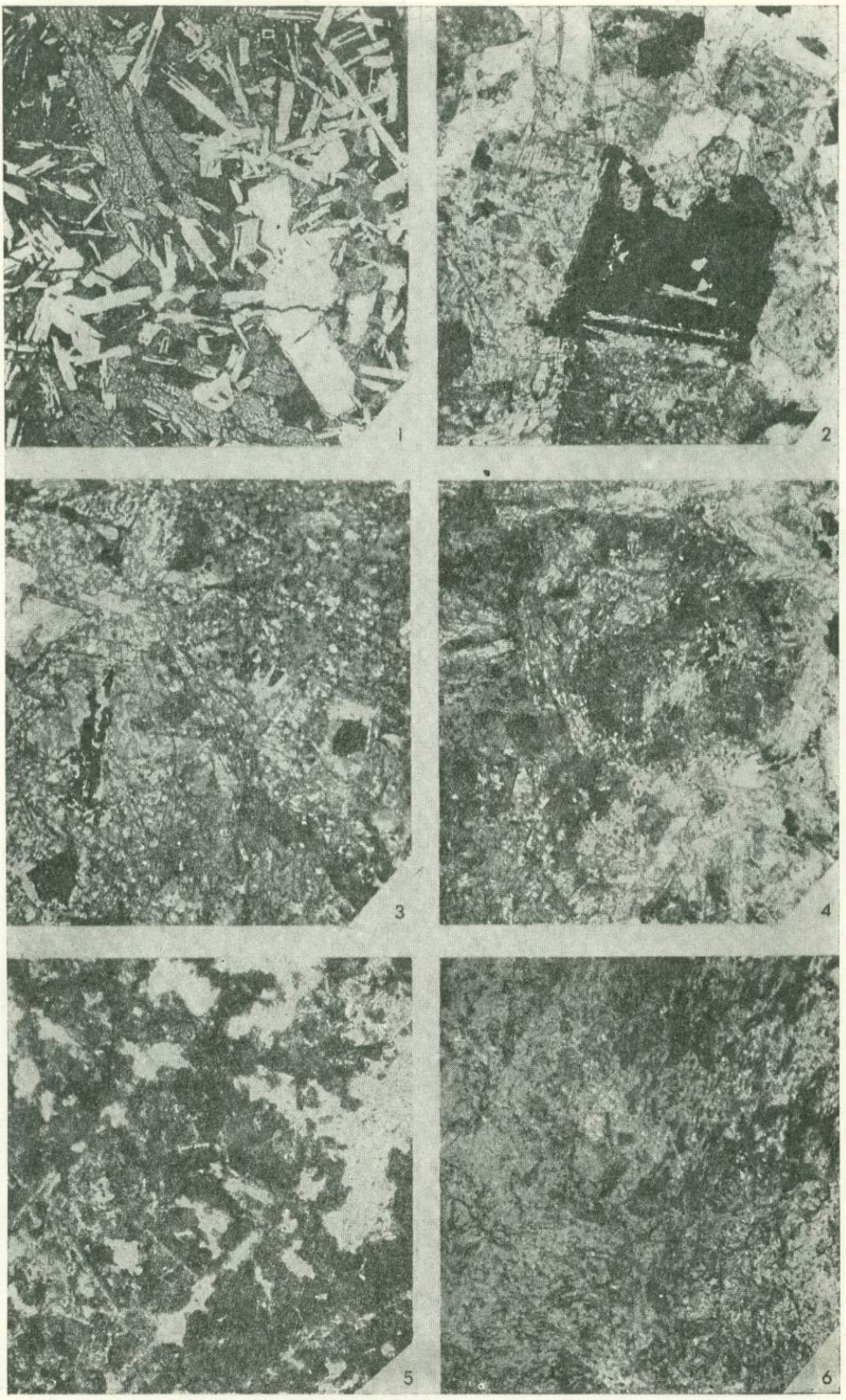

2

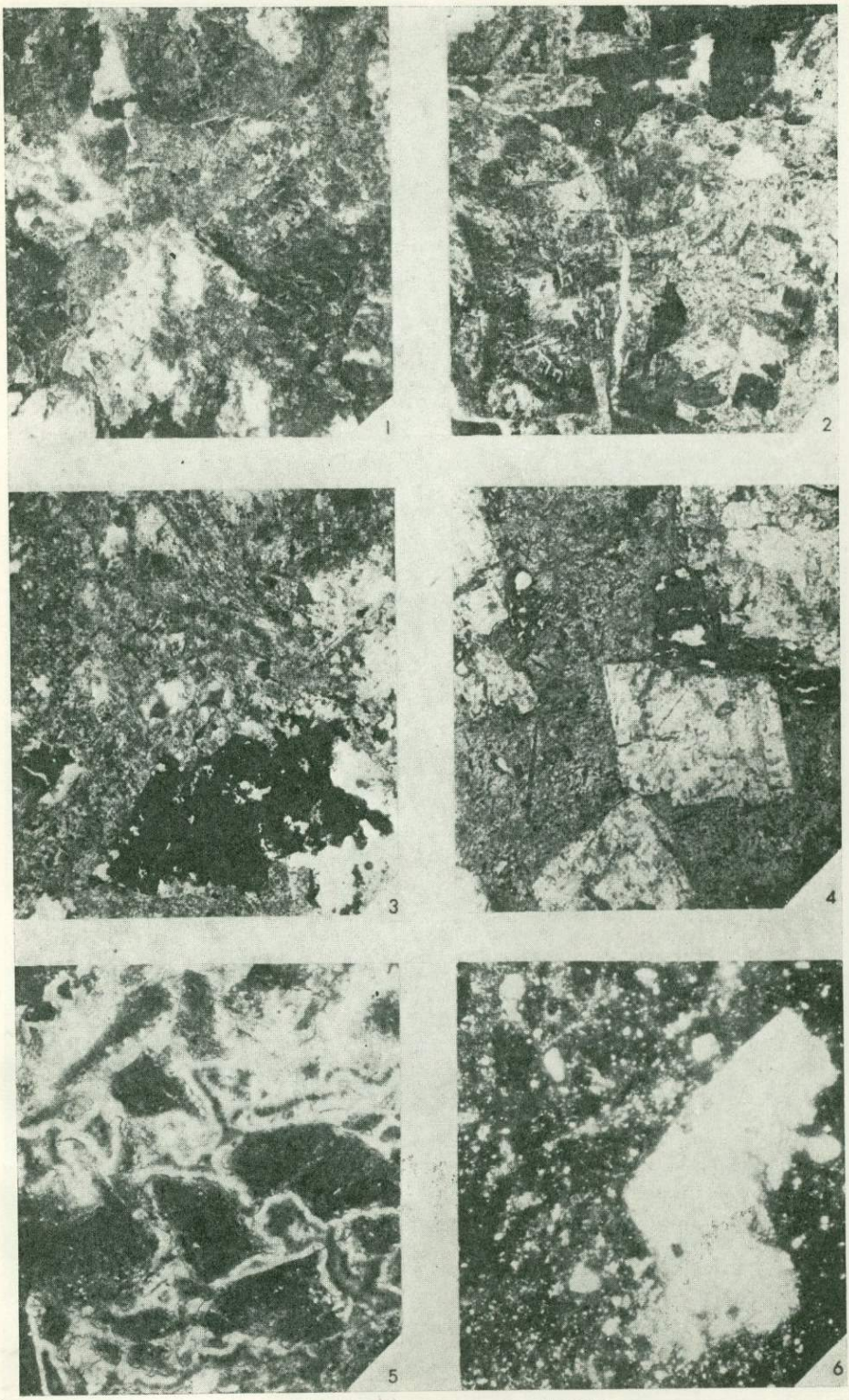

3

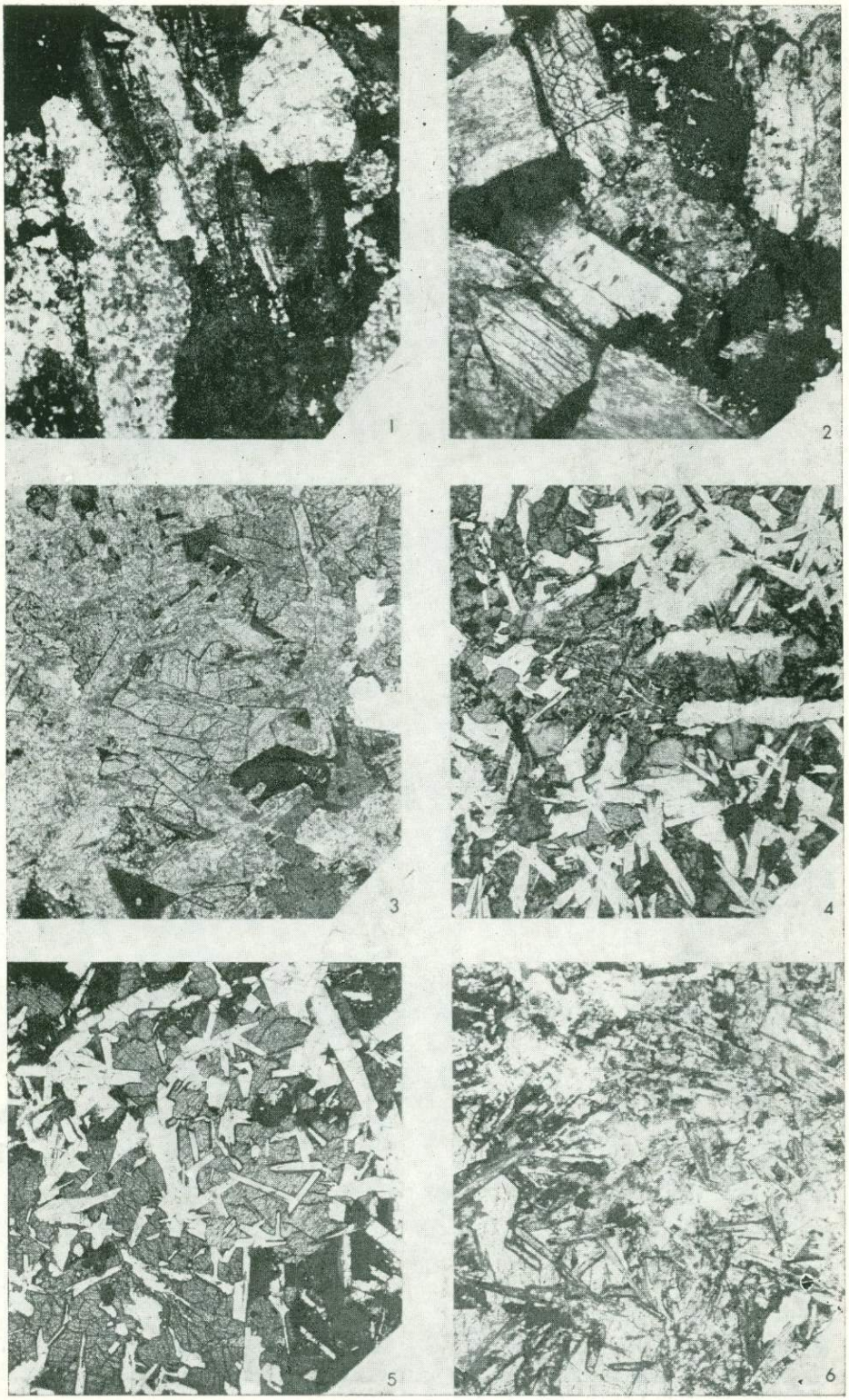

4


5

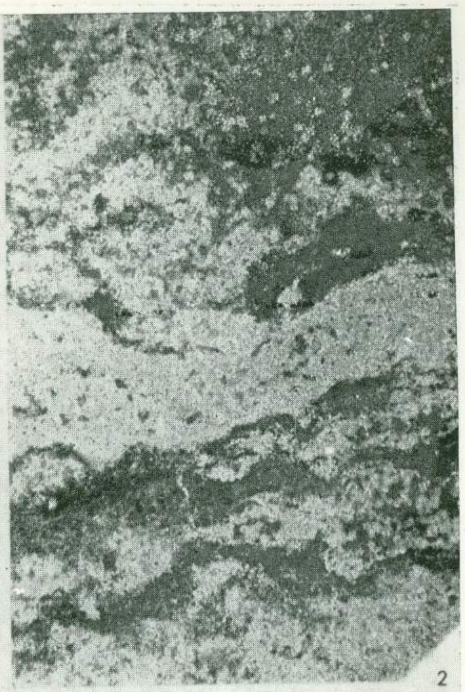

6


1
2
3
4
5
6

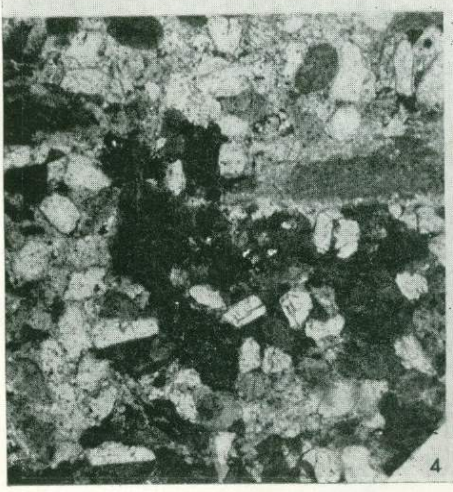

1
2
3
4
5
6

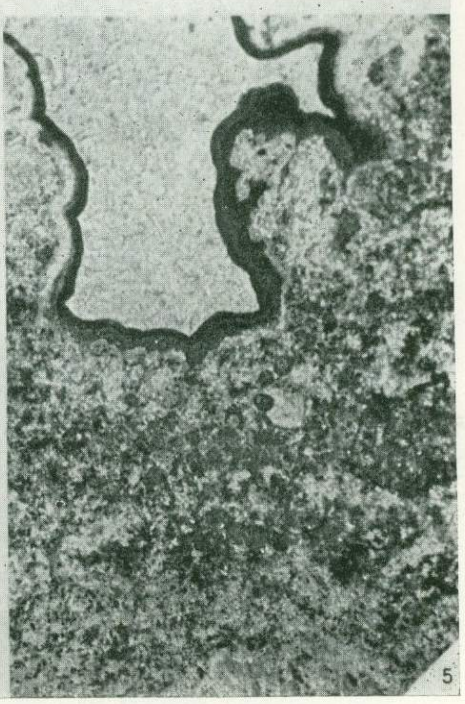

1
2
3
4
5
6

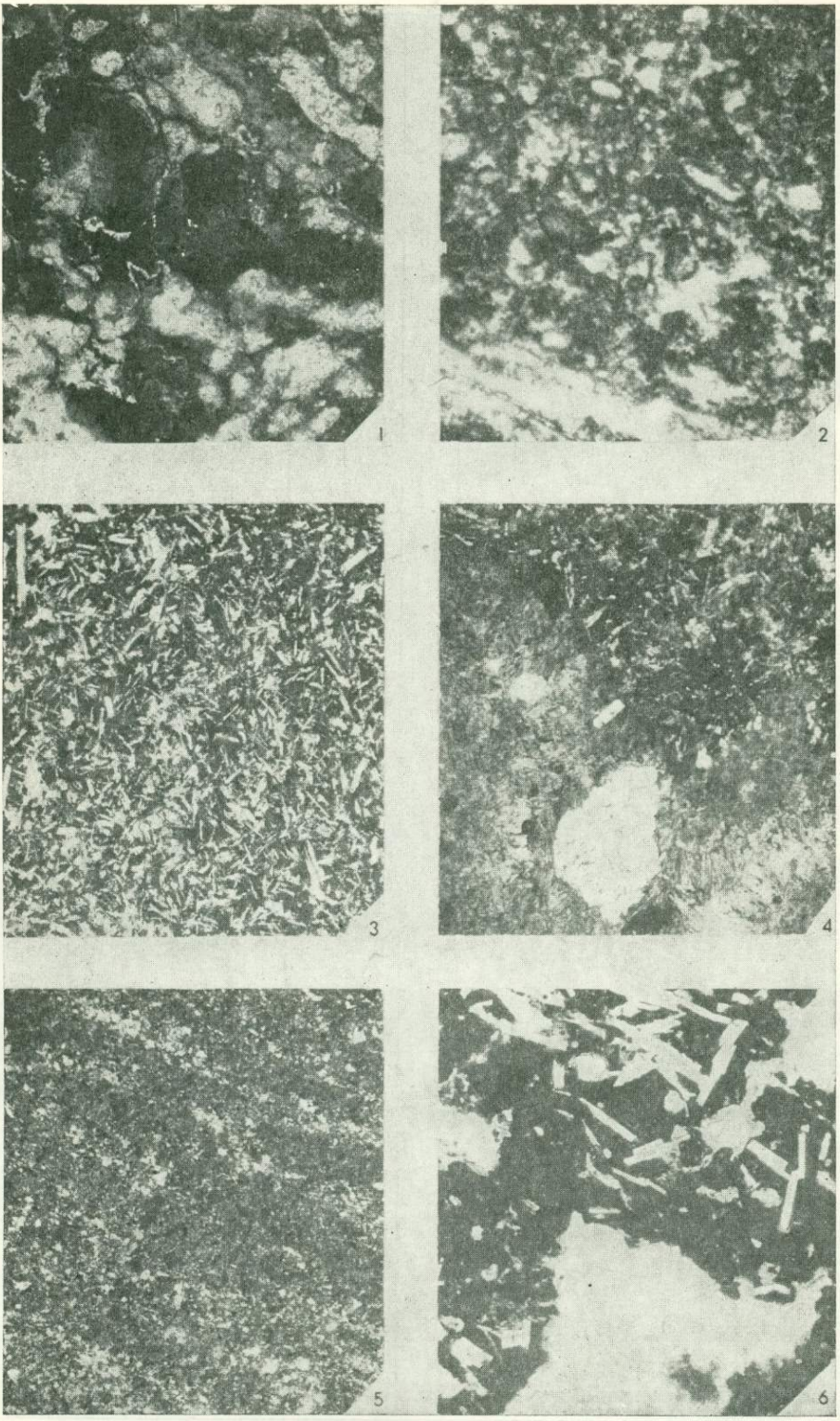

1


2


3


4


5


1
2
3
4
5
6

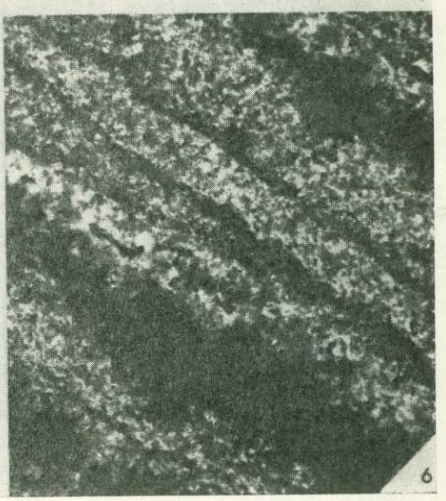

1


2


3


4


5


6

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (Б. Р. Шпунт) 3

Глава I. Стратиграфия 5

Оленекское поднятие 5
Нижний протерозой *(Б. Р. Шпунт)* 5
Средний (?) протерозой *(Б. Р. Шпунт)* 10
Верхний протерозой (рифей) *(И. Г. Шаповалова, Б. Р. Шпунт)* . . . 12
Нижний рифей (бурзянская фитема) 13
Средний рифей (юрматинская фитема) 17
Средний и верхний рифей (юрматинская и каратауская фитемы) . . 21
Терминальный рифей (юдомий) 24
Верхоянский прогиб (Чекуровская антиклиналь) 29
Верхний протерозой (рифей) *(И. Г. Шаповалова, Б. Р. Шпунт)*. . . 29
Средний рифей (юрматинская фитема) 30
Верхний рифей (каратауская фитема) 33
Терминальный рифей (юдомий) 34

Глава II. Биостратиграфия *(И. Г. Шаповалова)* 37

Глава III. Вещественный состав метаморфизованных и осадочных пород *(Б. Р. Шпунт, Э. А. Шамшина, Э. Д. Пермяков)* 53

Метаморфизованные первично-осадочные породы нижнепротерозойского складчатого основания Оленекского поднятия (эекитская серия) 53
Среднепротерозойские (?) терригенные и терригенно-карбонатные породы Оленекского поднятия (осор-хаятинская свита) 63
Верхнепротерозойский (дорифейский) платформенный чехол Оленекского поднятия 65
Кора выветривания 65
Терригенные породы 67
Карбонатные породы 77
Выводы 83
Верхнепротерозойский (рифейский) чехол Верхоянского прогиба (Чекуровская антиклиналь) 84
Терригенные породы 84
Карбонатные породы 87
Выводы 92

Глава IV. Магматизм. *(Б. Р. Шпунт, К. А. Лазебник, В. Т. Саввинов, Э. А. Шамшина)* 93

Раннепротерозойские метаморфизованные вулканогенные образования . . . 93
Ранне-среднепротерозойские магматические образования 102
Гранитоиды 102
Кварцевые габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты 106
Позднепротерозойский магматизм Оленекского поднятия 112
Ранний рифей (кютюнгдинское время) 112
Средний рифей (арымасское и раннехайпахское время) 113
Поздний рифей (средне- и позднехайпахское время) 137
Терминальный рифей (юдомий) 139
Позднепротерозойский магматизм Верхоянского прогиба (Чекуровская антиклиналь) 146
Средний рифей (уктинское, эсэлэхское, нэлэгерское время) 147
Поздний рифей (сиэтачанское время) 155
Юдомий (среднехарауэтехское время) 159
Поздний докембрий — ранний палеозой (тэсэрское время) 160
Выводы 161

Глава V. Сопоставление верхнепротерозойских осадочных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций Оленекского поднятия и Верхоянского прогиба *(Б. Р. Шпунт)* 169
Выводы 175
Глава VI. Строение дорифейского основания *(Б. Р. Шпунт, Э. Я. Келле, Е. В. Янковский)* 177
Заключение *(Б. Р. Шпунт)* 188
Литература 191
Приложение 194

ПРОТЕРОЗОЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ответственный редактор

Константин Борисович Мокшанцев

Утверждено к печати
Институтом геологии ЯФ СО АН СССР

Редактор издательства *Н. Ф. Джигирис*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Савельева*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректоры *М. В. Спиридонова, В. В. Борисова*

ИБ № 10493

Сдано в набор 27.12.78. Подписано к печати 26.11.79. МН-02296. Формат 70×108$^{1}/_{16}$. Бумага типографская № 2. Литературная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 16,8+2,1 печ. л. на мел. бум.+2 вкл. Уч.-изд. л. 18,7. Тираж 1000 экз. Заказ № 370. Цена 2 р. 80 к.

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

5549

2 р. 80 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ