

И. С. РОЖКОВ
Г. П. МИХАЛЕВ
Б. И. ПРОКОПЧУК
Э. А. ШАМШИНА



**АЛМАЗОНОСНЫЕ
РОССЫПИ
ЗАПАДНОЙ
ЯКУТИИ**

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ЯКУТСКИЙ ФИЛИАЛ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

И. С. РОЖКОВ, Г. П. МИХАЛЕВ,
Б. И. ПРОКОПЧУК, Э. А. ШАМШИНА

АЛМАЗОНОСНЫЕ РОССЫПИ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1967

В книге обобщены результаты многолетних исследований алмазоносных россыпей Западной Якутии: установлены эпохи, наиболее благоприятные для образования алмазоносных россыпей по всем районам Якутской алмазоносной провинции, выделены наиболее перспективные типы россыпей и дана генетическая и морфологическая классификация разновозрастных россыпей. Большое внимание уделено литологии кор выветривания на кимберлитах и вмещающих их породах.

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР

И. С. РОЖКОВ



ВВЕДЕНИЕ

Настоящая монография является результатом многолетних исследований (1948—1965 гг.) коллектива сотрудников лаборатории генезиса россыпей Института геологии ЯФ СО АН СССР.

В работе излагаются результаты изучения истории геологического развития восточной части Сибирской платформы и выявляются условия образования разновозрастных россыпей. Для разработки этих вопросов необходимо было уточнить и выяснить возраст кимберлитовых тел, глубину эрозионного среза алмазоносных кимберлитовых трубок, историю формирования рельефа после завершения кимберлитового вулканизма, распространение, характер и возраст кор выветривания, активность эрозионно-аккумулятивных процессов, вещественный состав терригенных отложений, вмещающих алмазоносные горизонты, и, наконец, особенно подробно — литологию россыпных месторождений.

В связи с комплексным изучением алмазоносных россыпей в данной монографии достаточно подробно освещаются общие вопросы геологии и геоморфологии как в целом по восточной части Сибирской платформы, так и по отдельным алмазоносным областям. Это было необходимо для того, чтобы показать место и время формирования кимберлитовых тел, их локализацию в определенных геологических структурах, а также роль вмещающих пород. Кроме того, выявляются терригенные отложения, наиболее перспективные в отношении алмазоносности, и при описании геологических комплексов дается их подробная литологическая характеристика.

В разделе геоморфологии нами уделено внимание главным образом двум вопросам: характеристике крупных форм рельефа и их происхождению и строению речных долин в связи с формированием алмазоносных россыпей.

Много внимания уделено описанию кор выветривания восточной части Сибирской платформы. Выяснение этого вопроса имеет не только большое общегеологическое значение. Оно необходимо для объяснения механизма формирования россыпей. Подробные литологические описания алмазосодержащих отложений нужны для их исчерпывающей характеристики и выяснения зависимости содержания алмазов от вещественного состава вмещающих отложений.

Почти две трети монографии занимает описание алмазных россыпей. Этот раздел является основным в решении поставленных перед авторами задач. В нем не только приводится описание россыпей, но и дается характеристика отложениям, в которых находились даже единичные кристаллы алмазов.

В последнем разделе рассматриваются общие закономерности размещения россыпей, их классификация, особенности, свойственные каждому району, и дается перспективная оценка каждого района в отношении алмазоносности.

Конечная цель наших исследований — установить эпохи, благоприятные для образования алмазонасных россыпей, выяснить особо перспективные типы россыпей и на основе этих данных произвести районирование с оценкой алмазонасности каждого района по конкретным генетическим и морфологическим типам россыпей.

Кроме авторов, в полевых исследованиях и обработке материалов в разное время принимали участие: В. А. Михайлов, Р. А. Некрасова, Н. Д. Аржаков, В. И. Тимофеев. Термические анализы сделаны Ю. Д. Лазебником, электронномикроскопические — Л. В. Никишовой и К. В. Находкиным. Химические анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ЯФ СО АН СССР. В. А. Михайлов, кроме того, участвовал в составлении описания Айхальского и Тюнгского алмазонасных районов. Техническую обработку материала помогли выполнить Л. Л. Файвишенко, Л. С. Сивуха, И. М. Огольцова, И. Г. Штундеренко, С. С. Солдатов. Во время полевых исследований авторы находили поддержку со стороны руководства Амакинской экспедиции М. А. Чумака и В. Т. Изарова, а также геологов В. О. Лупейчука, А. Д. Харькива, Е. Д. Черного, А. В. Корзилова, В. И. Немца, Г. Ф. Дорганова, главного геолога рудника Мирный А. И. Боткунова, главного геолога третьей экспедиции ВАГТ Б. Н. Леонова.

Всем указанным товарищам авторы выражают благодарность.

Авторы также благодарят доктора геолого-минералогических наук В. С. Трофимова и Р. О. Галабалу, взявших на себя труд прорецензировать настоящую работу.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОМОРФОЛОГИЯ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Восточная часть Сибирской платформы, в пределах которой известны многочисленные кимберлитовые тела и алмазные россыпи, называется Якутской алмазоносной провинцией. В настоящее время на севере она граничит с Таймырской складчатой областью, на западе — с западной окраиной Анабарской антеклизы и восточной окраиной Тунгусской синеклизы, на востоке ее границей служат контуры внешней зоны Предверхоянского краевого прогиба, на юге — область распространения кембрийских отложений на северном склоне Алданского щита.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Рассматриваемая территория сложена породами архейского, синийского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста и разновозрастными магматическими образованиями (рис. 1).

Архейский комплекс

Кристаллические породы архея составляют фундамент Сибирской платформы. Они обнажаются в сводовых частях Анабарского и Оленекского поднятий. По данным М. И. Рабкина, В. А. Виноградова, А. А. Красильщикова (1961), архейские образования Анабарского массива, представленные различными гнейсами и кристаллическими сланцами, расчленяются на четыре серии пород: далдынскую, верхнеанабарскую, верхнеламауйскую и хапчанскую.

Наиболее древней является далдынская серия, представленная мезо- и меланократовыми гиперстеновыми гнейсами с линзами пироксеновых амфиболитов.

В составе верхнеанабарской серии преобладают лейкократовые мелко- и среднезернистые гиперстеновые плагиогнейсы, нередко содержащие в различных количествах моноклинный пироксен и амфибол. В виде маломощных прослоев или линз присутствуют пироксеновые амфиболиты, высокоглиноземистые парагнейсы и другие породы.

Верхнеламауйская серия сложена в основном биотито-амфиболовыми и амфиболовыми плагиогнейсами, частично амфиболитами и кварцитами.

Самая верхняя, хапчанская серия представлена биотит-гранатовыми и гранато-гиперстеновыми гнейсами с подчиненными им гранат-биотитовыми, биотито-гиперстеновыми гнейсами с пачками мраморов и кальцифиров. Породы архея образуют изоклинальные складки северо-западного простирания.

Синийский комплекс

На архейских отложениях с угловым несогласием залегают осадочные образования синийского комплекса. Они распространены в пределах Анабарской антеклизы, где образуют мощную полосу по периферии Анабарского кристаллического массива и слагают сводовые части Куойкско-Далдынского и Уджинского поднятий. Весь комплекс синийских отложений принято делить на две серии, соответствующие двум крупным циклам осадконакопления. Нижняя серия, получившая название котуйканской¹, включает мукунскую и большую часть билляхской свиты Анабарского поднятия, затем улахан-курунгскую, унгуохтахскую и хапчанырскую свиты Уджинского поднятия, а также солоолийскую свиту Оленекского поднятия. Верхняя, хобусуокская серия состоит из мастахской, хатыспытской и туркутской свит Оленекского поднятия, томторской и туркутской свит Уджинского поднятия и верхней части билляхской свиты, а также старореченской свиты Анабарского поднятия.

Нижняя серия, по В. Я. Кабанькову и др. (1959), подразделяется на две части. Таким образом, в синийском комплексе выделяются ниже-, средне- и верхнесинийские отложения.

Отложения мукунской и билляхской свит восточного склона Анабарского поднятия являются вмещающими породами для ряда кимберлитовых тел, развитых в бассейне р. Большой Куонапки.

Нижнесинийские отложения, образующие мукунскую свиту, распространены по западной, северной и восточной окраинам Анабарского массива, где они образуют почти непрерывно прослеживающуюся, довольно широкую полосу и слагают небольшой участок в присводовой части Оленекского поднятия. К западу и северо-западу от Анабарского массива они сложены светлоокрашенными и красноцветными кварцевыми песчаниками, кварцито-песчаниками и подчиненными им гравелитами, нередко содержащими гальки и валуны кварцито-песчаников и кварца. На восточном склоне Анабарского массива нижнесинийские отложения представлены красноватыми и серовато-розовыми песчаниками и кварцито-песчаниками с маломощными прослоями кварцевых гравелитов в основании разреза. В Оленекском поднятии распространены светлоокрашенные песчаники, гравелиты и конгломераты.

Мощность нижнесинийских отложений изменяется, по данным В. Я. Кабанькова и других исследователей, от 720 м на западном склоне Анабарского массива до 70—150 м на северном и 20—60 м на восточном его склоне.

В Оленекском поднятии мощность отложений нижнего синия колеблется от 20 до 100 м. Абсолютный возраст, определенный по калий-аргоновому методу, равен 1530—1550 млн. лет.

Среднесинийские отложения широкой полосой окаймляют склоны Анабарского кристаллического массива и занимают значительные площади в пределах Уджинского и Оленекского поднятий. В Анабарском массиве эти отложения представлены в основном хемогенными и органогенными доломитами, нередко с кремнистыми стяжениями. На Оленекском поднятии среднесинийские отложения состоят из последовательно переслаивающихся алевролитов или мелкозернистых песчаников, глин, известняков и доломитов; на Уджинском поднятии — из доломитов в нижней части разреза и филлитовидных и кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов и переслаивающихся водорослевых известняков, доломитов и сланцев в верхней части разреза.

¹ Это название она получила на Стратиграфическом совещании, состоявшемся в Якутске в 1961 г.

Для среднесинийских отложений характерны многочисленные знаки волновой ряби и трещины усыхания, свидетельствующие об их накоплении в мелководных условиях. Абсолютный возраст глауконита из нижней части среднесинийских отложений восточного склона Анабарского массива равен 1530 млн. лет и на Оленекском поднятии — 1260 млн. лет.

Мощность среднесинийских отложений изменяется от 200—250 м на восточном крыле Анабарского массива до 1700 м на Уджинском поднятии.

Верхнесинийские отложения распространены по периферии Анабарского массива, на Уджинском и Оленекском поднятиях. На Восточном и южном крыльях Анабарского массива верхнесинийские отложения представлены в основном серыми доломитами с горизонтами серых песчаников в основании, содержащих маломощные прослои (2—5 м) кварцевых гравелитов. Общая мощность этих отложений составляет здесь 100—140 м. На Уджинском поднятии они представлены пестроокрашенными гравелитами, песчаниками, алевролитами и глинами в нижней части и серыми, темно-серыми доломитами в верхней. Мощность отложений верхнего слоя составляет не более 400 м. Мощность верхнесинийских отложений в пределах Оленекского поднятия 350—400 м; они представлены серыми и желто-серыми известняками и доломитами. В основании разреза грубозернистые косослоистые песчаники, гравелиты и конгломераты мощностью от нескольких метров до 20 м.

Кембрий

Отложения кембрийского возраста занимают значительную территорию Якутской алмазоносной провинции; ими сложена почти вся площадь Анабарской антеклизы, за исключением ее юго-западной окраины. Отдельные небольшие выходы кембрия имеются и в Ботубинской седловине. Кембрийская система представлена всеми тремя отделами, но границы отдельных литологических горизонтов весьма нечеткие и фаунистические комплексы их еще недостаточно установлены.

Отложения нижнего кембрия (алданский ярус) распространены преимущественно по восточной, южной и западной окраинам Анабарской антеклизы и в пределах Уджинского и Куойкского поднятий. Почти всюду они залегают на частично размытых породах верхнего синия. Повсеместно отложения нижнего кембрия состоят из пестро- и светлоокрашенных известняков и доломитизированных и глинистых известняков, реже песчаников с прослоями конгломератов в основании разреза. Мощность нижнекембрийских отложений различна — от 200—300 м на восточном крыле Анабарского поднятия до 350—500 м на Оленекском поднятии. По данным В. Я. Кабанькова и В. Е. Савицкого, отложения алданского яруса подразделяются на два горизонта: нижний — чабурский и верхний — куранахский. Они содержат различные комплексы органических осадков. В чабурском горизонте преобладают остатки брахиопод, гастропод и хиолитов, а в куранахском — фауна трилобитов. К нижнему кембрию относятся и нерасчлененные отложения ленского и амгинского ярусов, которые прослеживаются по периклиналям Анабарского и Куойкского поднятий, частично — вдоль периклиналей Уджинского, Оленекского и Куойкско-Далдынского поднятий и в своде Мунской структуры. Отложения ленского и амгинского ярусов образуют два типа разрезов, принадлежащих различным фациям. Первый из них представлен горючими сланцами и известково-глинисто-кремнистыми породами общей мощностью 50—60 м, а второй — известняками и доломитизированными известняками, мощность которых достигает 70 м. Отложения первого типа характеризуются различными группами трилобитов и семейством протоленид, а второго типа — археоциатами и брахиоподами.

Породы предположительно нижнекембрийского возраста вскрыты скважинами в районе кимберлитовой трубки Мир, где они представлены битуминозными известняками и доломитами с прослоями гипсоносных мергелей. Мощность вскрытых отложений 370 м. Возраст их, на основании литологического сходства с фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия, развитыми в верховьях рек Нюи, Большого и Малого Мурбая, принимается как нижнекембрийский.

Отложения среднего кембрия представлены майским ярусом, образующим две фациальные зоны. Первая, состоящая из известняков со значительной примесью глинистого и обломочного материала, развита в пределах Суханского и Кютюнгинского прогибов и на южном крыле Анабарского поднятия. Мощность этих отложений от 200 м на южном крыле Анабарского поднятия до 900 м в Суханском прогибе.

Отложения второй фациальной зоны представлены доломитами и доломитизированными известняками. Выходы их отмечаются на юге и на юго-западе Анабарского поднятия, на северо-востоке Оленекского поднятия и в других районах. Общая мощность толщи 430—460 м.

Отложения верхнего кембрия распространены по южной и юго-западной окраинам Анабарской антеклизы, северо-восточной окраине Оленекского поднятия и в пределах Кютюнгинского и Суханского прогибов. Они представлены известняками, содержащими обломочный материал, терригенными породами и доломитами. По В. Я. Кабанькову и В. Е. Савицкому, верхнекембрийские отложения по фаунистическим комплексам подразделяются на два горизонта: чомурдахский и кутугунский. Отложения первого горизонта в пределах Суханского и Кютюнгинского прогибов представлены глинистыми алевритистыми известняками, известково-алевро-глинистыми породами и глинами, образующими ритмичное переслаивание. Общая мощность отложений на западном крыле Суханского прогиба более 300—350 м, а на восточном крыле и в Кютюнгинском прогибе 70—80 м.

На северо-востоке Оленекского поднятия отложения чомурдахского горизонта сложены светло-серыми доломитами и доломитизированными известняками мощностью 140—160 м.

В центральных частях Суханского и Кютюнгинского прогибов распространены алевритистые известняки и известково-алеврито-глинистые породы с маломощными прослоями горючих сланцев, которые составляют кутугунский горизонт верхнего кембрия. Мощность этих отложений изменяется от 140 м в Кютюнгинском прогибе и до 270—300 м в Суханском.

На южном склоне Анабарской антеклизы (бассейн Оленека и Силигира, в верховьях рек Арга-Салаа, Мархи и Тюнга) распространены массивные светлоокрашенные известняки, доломиты, битуминозные известняки, глинистые и песчано-глинистые известняки, известковые сланцы, образующие чомурдахскую и мархинскую свиты верхнего кембрия. Общая мощность этих отложений 250—400 м.

В южной части описываемой территории отложения верхнего кембрия небольшими пятнами выходят в бассейне р. Малой Ботубии и вскрыты скважинами в районе трубки Мир. Эти отложения представлены пестроцветными глинистыми известняками и вишнево-красными мергелями с редкими прослоями глинистых известняков и доломитов; мощность их в районе трубки Мир 110 м.

Кимберлитовые тела Верхне-Мунского, Средне-Оленекского, Куойкско-Далдынского, Чомурдахского и, частично, Куонапского районов располагаются в поле развития кембрийских пород Анабарской антеклизы.

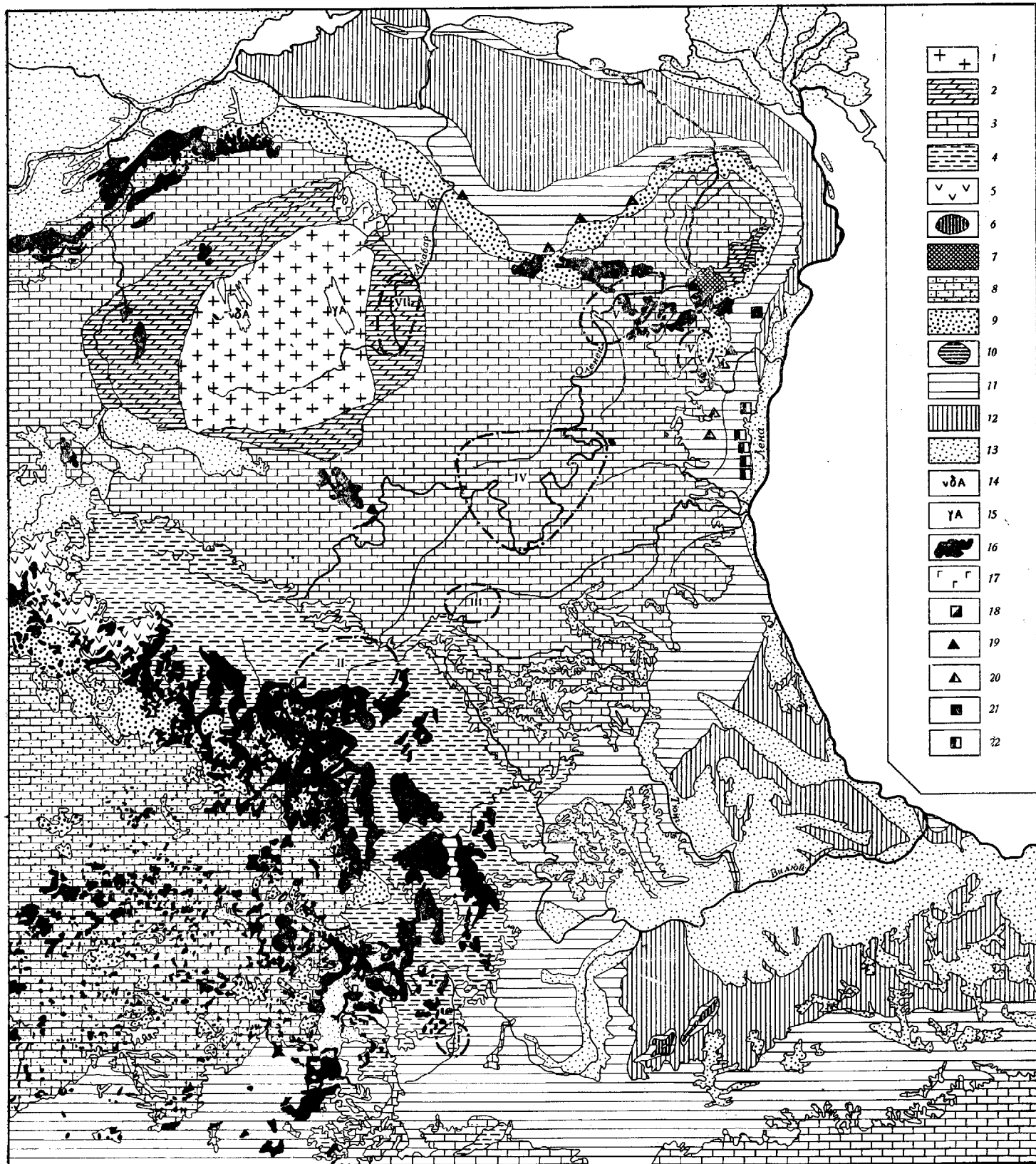


Рис. 1. Геологическая карта Якутской алмазонасной провинции

1 — архей, 2 — синий, 3 — кембрий; 4 — ордовик—силур; 5 — силур; 6 — девон; 7 — карбон; 8 — лавовая толща (T_1); 9 — пермь; 10 — триас; 11 — юра; 12 — мел; 13 — четвертичные образования; 14 — основные интрузии протерозойского возраста; 15 — интрузии кислого состава протерозойского возраста; 16 — траппы; 17 — туфы мелового возраста. Места находок алмазов: 18 — в карбон-пермских образованиях; 19 — в нижнеюрских прибрежно-морских отложениях; 20 — в нижнеюрских дельтовых отложениях; 21 — в келловейских прибрежно-морских отложениях; 22 — в нижневолжских прибрежно-морских образованиях.

Районы развития кимберлитовых тел: I — Ботуобинский; II — Далдыно-Алаkitский; III — Верхне-Мунский; IV — Средне-Оленекский; V — Нижне-Оленекский; VI — Молодинский; VII — Куонанский

Ордовик

Отложения занимают довольно обширную территорию на юго-западе Якутской алмазональной провинции и представлены всеми тремя отделами: они являются вмещающими породами для кимберлитовых тел Далдыно-Алакитского и Мало-Ботуобинского районов.

Отложения нижнего ордовика по литологическим признакам и характеру органических остатков подразделяются на два яруса: нижний, усть-кутский и верхний, чуньский. Отложения первого яруса в бассейне рек Мархи, Алакита и Мойеро представлены главным образом пелитоморфными, водорослевыми, оолитовыми известняками, известняковыми конгломератами, реже доломитистыми известняками и доломитами. Им подчинены прослои глинистых и песчаных известняков, мергелей, аргиллитов и алевролитов. Мощность отложений усть-кутского яруса, по А. П. Гроздилову, достигает 170 м в бассейне р. Мархи, и до 285 м по р. Мойеро.

В бассейне р. Малой Ботуобии отложения яруса представлены переслаивающимися песчаными известняками серо-зеленого и красного цвета, глинистыми и водорослевыми известняками, доломитами, мергелями, алевролитами и песчаниками. Видимая мощность отложений 90—100 м.

Стратиграфически выше усть-кутского яруса залегают отложения чуньского яруса. В бассейнах рек Мойеро, Алакита и Мархи они представлены преимущественно доломитами, песчаниками, аргиллитами и доломитистыми известняками нередко с прослоями гипсов. Породы имеют пеструю окраску. Мощность отложений чуньского яруса по р. Мойеро не превышает 95 м и по направлению к востоку от р. Алакит достигает 300—320 м.

В бассейне р. Малой Ботуобии и в среднем течении р. Вилюя чуньский ярус сложен однообразной толщей карбонатных пород, среди которых преобладают различные известняки, доломиты и песчаники с прослоями известняковых конгломератов, алевролитов и мергелей. Средняя мощность яруса 80—90 м.

Отложения среднего ордовика также подразделяются на два яруса: криволуцкий и мангазейский. В бассейнах рек Мойеро, Алакита и Мархи отложения первого яруса представлены алевролитами с прослоями доломитизированных известняков, известняковых конгломератов, водорослевых органогенных обломочных известняков. Мощность отложений составляет 20—40 м. В бассейне р. Малой Ботуобии и среднего течения р. Вилюя рассматриваемый ярус имеет ограниченное распространение. Он сложен пестроцветными глинами, алевролитами и мергелями с прослоями известняков и песчаных известняков, мощность его 20—30 м.

Мангазейский ярус в Алакит-Мархинском районе имеет мощность от 20 до 40 м; он представлен мергелями, аргиллитами и маломощными прослоями доломитизированных известняков и доломитов. Окраска пород в основном вишнево-красная и зеленая. В среднем течении р. Вилюя отложения яруса представлены серыми и голубовато-серыми глинистыми и песчанистыми доломитами с частыми маломощными прослоями (0,3—0,5 м) розоватого гипса; мощность отложений 40—60 м; распространение их весьма ограниченное.

Отложения верхнего ордовика сложены органогенными и, реже, доломитово-глинистыми известняками, мергелями и аргиллитами. Выходы этих пород прослеживаются от р. Котуй до истоков левых притоков р. Алакит. При этом к востоку количество мергелей и аргиллитов в разрезе увеличивается. Мощность отложений не превышает 45 м.

Силур

В пределах Якутской алмазоносной провинции силурийские отложения большой роли не играют. На дневную поверхность они выходят в виде разорванных полос вдоль восточной окраины Тунгусской синеклизы. Хорошо изучены породы ландоверского и венлокского ярусов.

Ландоверский ярус (S₁ln) сложен преимущественно серыми и темно-серыми массивными и толстослоистыми известняками, нередко глинистыми. Реже встречаются тонкослоистые и плитчатые разновидности известняков. По А. Л. Гроздилову, максимальная мощность отложений (345 м) отмечается в верховьях рек Нижней и Верхней Томбы и Среднего Вилюякана. На реках Мойеро и Котуй она снижается до 200—250 м, а в восточной части Вилюйских гор — до 100 м.

Отложения венлокского яруса известны по р. Мойеро, в верховьях р. Котуй, в среднем течении Вилюя и в других местах. Они представлены различными известняками, известняковыми и доломитистыми мергелями и доломитами. Мощность отложений изменяется от 350 м на северо-западе до 30—160 м на юго-востоке. Кроме этих более или менее хорошо изученных отложений, на северо-восточной окраине Тунгусской синеклизы известны нерасчлененные отложения верхнего силура — нижнего девона, сложенные водорослевыми известняками и доломитами, гипсоносными доломитами, гипсами и доломитовыми мергелями. Максимальная мощность этих отложений, по В. В. Меннеру (1961), не превышает 195 м.

Девон

Отложения этого возраста на рассматриваемой территории имеют ограниченное распространение. Узкой полосой они выходят на северо-восточной окраине Тунгусской синеклизы и известны в нижнем течении р. Укугут (левого притока Вилюя). Почти повсюду отложения представлены известняками, аргиллитами и доломитами, видимая мощность которых не превышает 40—50 м.

Карбон

Отложения каменноугольной системы известны по западной границе Тунгусской синеклизы и на Северном Хараулахе, за пределами алмазоносной провинции. Отдельные выходы этих отложений известны в Алакит-Мархинском водоразделе, где они представлены алевролитами и песчаниками с прослоями углистых сланцев и конгломератов. Мощность их здесь 30—35 м.

Пермь

Отложения этой системы широко развиты по северо-восточной окраине Тунгусской синеклизы и в пределах Предверхоянского и Лено-Анабарского краевых прогибов.

Нижний отдел. По В. Я. Кабанькову и А. И. Иванову, в пределах Чекуровской и Булкурской антиклиналей (Предверхоянский краевой прогиб) нижнепермские отложения представлены в основном темно-серыми аргиллитами и глинистыми сланцами (в районах с интенсивным проявлением регионального метаморфизма) с подчиненными им алевролитами и песчаниками серого и темно-серого цвета. Базальные члены разреза представлены серыми полимиктовыми песчаниками. Мощность отложений нижней перми в этом районе 310—350 м.

В пределах северной окраины Сибирской платформы (в бассейнах рек Котуй, Попигай и Анабар) нижнепермские отложения сложены кварцево-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролита-

ми и пластами каменных углей мощностью 0,2—0,3 м (в бассейнах рек Попигаи и Анабар в разрезе нижней перми пласты углей отсутствуют). Мощность отложений изменяется от 170 до 190 м в нижнем течении р. Котуй до 200—250 м в бассейнах рек Попигаи и Анабар.

Верхний отдел. Верхнепермские отложения развиты в Предверхооянском краевом прогибе, а также вдоль северного края платформы, на участке между реками Котуй и Анабар. Они сложены песчаниками и аргиллитами (в пределах Предверхооянского прогиба), полевошлатово-кварцевыми песчаниками с прослоями полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов и пластами каменных углей мощностью 0,2—0,9 м (на участке между реками Котуй и Анабар). В нижнем течении р. Котуй и в бассейнах рек Попигаи и Анабар в разрезе верхнепермских отложений, наряду с нормально-осадочными породами, появляются и вулканогенные образования, представленные туфами, туфопесчаниками и лавами, мощность которых в бассейне р. Анабар не превышает 55 м. Общая мощность верхнепермских отложений изменяется в широких пределах. Так, по р. Булкур она составляет 90 м, в нижнем течении р. Котуй — 170 м, в бассейне рек Попигаи и Анабар — 340—490 м.

Нерасчлененные пермские отложения распространены в разных местах провинции. Они характеризуются фациальной изменчивостью с преобладанием разнозернистых полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Кроме них, среди нерасчлененных пермских отложений встречаются углистые разновидности аргиллитов, прослой вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, а также галечные и галечно-валунные конгломераты. В восточной части Оленекско-Вилуйского водораздела мощность пачки конгломератов достигает 13 м. В них найдены отдельные кристаллы алмазов. Пермские отложения с линзами конгломератов объединяются в бургу克林скую свиту и датируются нижней пермью, мощность их 90 м.

В Далдын-Алакитском районе пермские отложения перекрывают некоторые кимберлитовые трубки. Так, например, отложения мощностью 20—22 м непосредственно перекрывают кимберлитовую трубку Сытыканская. Они представлены углистыми сланцами, разнозернистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами. В нижних горизонтах толщ имеются маломощные прослой гравелита, содержащие пироп, пикроильменит и мелкие обломки сильно разрушенного кимберлита. Наличие таких прослоев свидетельствует о размыве кимберлитового тела при накоплении пермских отложений.

Пермские отложения, состоящие из аркозовых песков и песчаников с прослоями конгломератов, глин и алевролитов с тонкими линзами углей, известны и в Мало-Ботуобинском районе. Отдельные небольшие выходы отложений, представленных песчано-галечными отложениями, известны в районе кимберлитовой трубки Мир, мощность их 2—3 м.

Триас

В этой части Сибирской платформы триасовые отложения имеют ограниченное распространение. Они развиты главным образом в Предверхооянском прогибе и в восточной окраине Тунгусской синеклизы.

В Предверхооянском прогибе отложения триаса, представленные преимущественно его нижним отделом (индский и оленекский ярусы), сложены темно-серыми аргиллитами и алевроитовыми аргиллитами с прослоями песчаников. Мощность отложений около 150 м.

К нижнему триасу относятся вулканогенные образования (туфы, туф-фиты, траппы и т. д.), развитые по восточной окраине Тунгусской синеклизы (бассейн среднего течения Вилуя) и на северной окраине Анабарской антеклизы (бассейн рек Уджи и Куойки).

Триасовые отложения широко распространены за пределами Якутской алмазоносной провинции и выполняют всю центральную часть Тунгусской синеклизы.

Юра

Отложения этого возраста широко распространены на описываемой территории. Они занимают всю восточную часть Ангаро-Вилуйского прогиба, юго-западную часть Вилуйской синеклизы, приплатформенные районы Лено-Хатангского и Предверхоанского прогибов.

Во многих местах отложения юры содержат алмазы. Поэтому более детальная их характеристика изложена при описании отдельных алмазоносных районов.

В восточной части Ангаро-Вилуйского наложенного прогиба развиты лишь нижнеюрские отложения, включающие две формации: континентальную — песчано-глинистую, песчано-конгломератовую и эпиконтинентальную мелководного моря, представленную преимущественно песчаниками и алевролитами. Мощность отложения 150—200 м.

В Вилуйской синеклизе мощные юрские отложения подразделяются на три толщи: нижнюю континентальную (J_1^1), морскую (J_1^2) и верхнюю континентальную (J_2 — J_3).

Нижняя континентальная толща сложена песчано-глинистыми, песчано-конгломератовыми породами, содержащими маломощные пропластки угля. Мощность этой толщи не превышает 150—250 м. Морская толща, включающая отложения среднего и верхнего лейаса, представлена глинами, известковыми алевролитами, песками и песчаниками. Мощность ее (в бассейне Вилуя) не превышает 100 м.

Верхняя континентальная толща на западе синеклизы сложена алевролитовыми песками, песчаниками, полимиктовыми песками, содержащими прослой глины и бурых углей. Мощность составляет до 100 м.

В приплатформенных районах Лено-Хатангского и Предверхоанского прогибов юрские отложения представлены преимущественно прибрежно-морскими и мелководно-морскими фациями, сложенными в основном алевроито-глинистыми породами с прослоями слабо сцементированных песчаников с линзами и прослоями конгломератов небольшой мощности (0,3—2,5 м). Средняя мощность юрских отложений в этом районе 300—400 м.

На Оленекском поднятии кимберлитовая трубка Аэрогеологическая в северо-восточной своей части перекрывается фаунистически охарактеризованными маломощными (2—3 м) отложениями нижней юры (плинсбахский ярус), представленными глинисто-алевритовыми породами, что свидетельствует о доюрском возрасте части кимберлитовых тел этого района.

Мел

Отложения этого возраста также широко развиты в восточной части Сибирской платформы. Они выполняют центральную часть Вилуйской синеклизы и распространены в пределах Лено-Анабарского и Предверхоанского краевых прогибов. Отложения представлены главным образом континентальными угленосными образованиями, и лишь к северу от верховьев р. Молодо и по южной окраине Лено-Анабарского прогиба развиты морские глинисто-алевритовые породы, приуроченные к низам разреза меловых отложений. Мощность отложений значительна — от 2000 м в Вилуйской синеклизе до 4000 м в Предверхоанском прогибе.

На участке от р. Молодо до низовьев р. Анабар морские отложения мела представлены только валанжинским ярусом. К западу от р. Анабар, по данным А. Л. Гроздлова и В. М. Рудяченко, развиты и низы го-

теривского яруса. В южной части Предверхоянского прогиба континентальные отложения расчленены на две серии — сангарскую и вилуюскую, соответствующие двум отделам меловой системы. В пределах Попигайского грабена породы представлены нерасчлененными вулканическими образованиями. Следует отметить, что отложения нижнего мела, так же как и верхней юры, содержат прослои и пласты бурых углей значительной мощности, образующие известный Ленский угленосный бассейн.

Палеоген

Отложения этого возраста установлены М. И. Плотниковой и другими исследователями (1963) на северной окраине Вилуйской синеклизы, на водоразделах Мархи и Тюнга. По своему генезису они подразделяются на два типа:

- 1) делювиальные образования, представленные глинистыми песками с единичной галькой и каолиновыми глинами;
- 2) аллювиальные и озерные песчано-галечные и глинистые образования; мощность отложений, в которых обнаружены редкие алмазы, незначительна — от 1 до 3—3,5 м.

В других местах рассматриваемой территории палеогеновые отложения пока неизвестны.

Неоген

Его отложения известны в пределах Предверхоянского прогиба (Леонов, Прокопчук, 1965) и в северной части Вилуйской синеклизы (Плотникова и др., 1963).

В Предверхоянском прогибе, в нижнем течении рек Мархи и Моторчуны и на водоразделе рек Моторчуны и Сюнгюде, отложения верхнего неогена представлены галечниками и, в меньшей степени, песками. По данным Б. И. Прокопчука, мощность их 5—10 м.

В северной части Вилуйской синеклизы, на междуречье Конончаана и Чилки, М. И. Плотниковой и др. (1963) отмечается наличие неогеновых (плиоценовых) аллювиальных галечников мощностью 2,5—5 м.

Из-за отсутствия непосредственной связи этих отложений с современными долинами нередко их называют «водораздельными галечниками». Эти отложения в небольшом количестве содержат алмазы.

Антропоген

Отложения четвертичного возраста занимают обширные площади в центральной части Вилуйской синеклизы и в пределах Предверхоянского краевого прогиба. Ими покрыты почти сплошным чехлом все водоразделы, особенно они распространены в современных речных долинах, озерах и болотах. Повсюду четвертичные отложения сложены песчано-галечниковыми, глинистыми, валунно-глинистыми и супесчаными образованиями. Эти отложения разнообразны и по своим генетическим типам. Среди них выделяются аллювиальные, делювиальные, элювиальные, озерно-аллювиальные, озерно-болотные, ледниковые, водно-ледниковые и эоловые.

Более детально четвертичные отложения рассматриваются ниже.

МАГМАТИЗМ

В пределах Якутской алмазоносной провинции, особенно в ее северо-восточной части, развиты различные по генезису изверженные породы, относимые к нескольким тектоно-магматическим циклам — от архея до палеогена.

По данным М. И. Рабкина и А. А. Красильщикова, архейские магматические образования широко распространены на Анабарском щите. Этими авторами в архее выделяются три тектоно-магматических цикла.

К первому циклу, представленному двумя фазами, относятся гиперстеновые гнейсы, образовавшиеся в результате метаморфизации подводных андезито-дацитовых лав, и габбровые породы, превращенные в пироксеновые амфиболиты.

Во втором цикле выделяются четыре фазы. В течение первой, раннеорогенной фазы происходило внедрение межпластовых маломощных ультраосновных интрузий, представленных амфиболитизированными и серпентинизированными пироксенитами и перидотитами. Эти породы имеют ограниченное распространение. Чаще всего они встречаются в восточной и юго-восточной частях Анабарского массива, образуя среди гнейсов и кристаллических сланцев согласные залежи мощностью в среднем 10—20 м, изредка до 160 м. Их длина изменяется от нескольких сотен метров до 1—2 км.

Вторая фаза характеризовалась образованием чарнокитовых гранитов, связанных с толщами гиперстеновых гнейсов. Чарнокитовые граниты встречены на левобережье р. Джелинды и в других местах. Обычно они имеют гнейсовидную текстуру и приурочены только к пироксеновым амфиболитам. Наиболее крупный выход гранитоидов, обнаруженный в верховьях р. Джелинды, по данным Д. Н. Вишневого и Е. Н. Каменева, $5 \times 1,5 \text{ км}^2$.

В третью фазу второго тектоно-магматического цикла формировались массивы гранодиоритов, которые приурочивались, по-видимому, к антиклинальным перегибам, образуя антиклинал-плутоны. Эти тела состоят в основном из двух массивов: Билляхский в восточной части Анабарского массива и Краевой на западной его окраине. Длина первого массива, по данным Д. Н. Вишневого и Е. Н. Каменева, составляет 72 км при максимальной ширине 18 км. Он сложен в основном розовато-серыми крупнозернистыми гранодиоритами и подчиненными им гранитами, граносиенитами и кварцевыми диоритами. Площадь Краевой массива не превышает 100 км^2 . Он сложен преимущественно крупнозернистыми биотитовыми и амфиболо-биотитовыми гранитами и граносиенитами с разнообразной серией переходных пород — до кварцевых диоритов и сиенито-диоритов включительно.

В четвертую фазу происходило внедрение аляскитовых гранитов, которые образуют пластовые интрузии с массивной и гнейсо-гранитовой текстурой. Участками встречаются секущие тела аляскитовых гранитов занимают примерно 10% всей площади Анабарского массива. Возникновение этих интрузий сопровождалось образованием аплитов, пегматитов, кварцевых жил и интенсивной мигматизацией метаморфической вмещающей толщи. Наиболее широко распространены мигматиты, в которых наблюдаются полосчатые и тонкополосчатые разности с гнездовыми или шпировыми обособлениями пегматито-аплитового материала.

В конце архейской и в начале протерозойской эры проявился третий тектоно-магматический цикл, в течение которого формировались анортозитовые массивы, приуроченные к западной и северо-западной окраинам Анабарского массива и представленные небольшими вытянутыми телами, залегающими согласно с вмещающими их гнейсами. Площадь наиболее крупного массива составляет более 700 км^2 .

В пределах Оленекского поднятия к архейским (?) интрузиям относятся кварцевые габбро-диабазы, кварцевые диориты, биотитовые граниты и гранодиориты, которые образуют штокообразные тела, площадью до 3 км^2 , или ряд разобщенных выходов, вытянутых в север-северо-западном направлении, что соответствует общему простиранию ар-

хейских складчатых структур. По данным М. И. Рабкина, абсолютный возраст гранитов и пегматитов, определенный калий-аргоновым методом по биотиту, составляет 1950—2080 млн. лет, что отвечает верхам архейской эры.

К верхнепротерозойскому (синийскому) комплексу может быть отнесена, по данным Б. Н. Леонова, Б. И. Прокопчука и Ю. Л. Орлова (1966), крупная пластовая диабазовая интрузия среди синийских отложений на правобережье р. Кютюнгде и р. Сыгынахтаах (Оленекское поднятие). Интрузия прослеживается на протяжении до 45—50 км, и мощность ее достигает 150 м. На основании находок обломков этих диабазов в нижнекембрийских отложениях возраст интрузии считается синийским.

К раннепалеозойскому магматическому комплексу на Оленекском поднятии относятся широко распространенные (в бассейне р. Харбусуонки) различные интрузивные, эффузивные и экструзивные образования, генетически связанные между собой. Интрузии представлены серией относительно маломощных силлов и даек, залегающих в породах нижнего кембрия (Леонов, Прокопчук, 1965). Интрузии сложены долеритами, главными породообразующими минералами которых являются плагиоклаз (лабрадор), пироксены (авгит, пижонит-авгит, титан-авгит), оливин и рудный минерал (ильменит). В качестве аксессуаров присутствует апатит. Кроме силлов и даек, Б. Н. Леонов и Б. И. Прокопчук отмечают наличие туфов и лавовых потоков, перекрытых терригенными породами чабурского горизонта, нижнекембрийский возраст которых твердо установлен; это дает основание и для определения кембрийского возраста вулканической деятельности.

На Уджинском поднятии к раннепалеозойскому комплексу относятся интрузии щелочных и ультраосновных пород, располагающихся в бассейне среднего течения р. Уджи. Интрузии представлены двумя крупными массивами — Томтор и Богдо, а также рядом мелких даек и пластовых тел.

По данным Э. Н. Эрлиха (1962), массив Томтор представляет собой сложный плутон с концентрически-зональным строением, внешнее кольцо которого (ширина до 5 км, поперечник массива, по данным аэромагнитной съемки, составляет 22 км) сложено в восточной части преимущественно трахитоидными нефелиновыми сиенитами. Западная часть внешнего кольца и два внутренних кольца массива не обнажены. В единичных коренных выходах установлены нефелинсодержащие сиениты (во втором кольце) и пегматоидные сиениты (во внутреннем кольце). В экзоконтакте, в поле развития доломитов синийского комплекса, наблюдается зона мраморизации мощностью до 400 м.

Массив Богдо расположен среди доломитов синия. Современным эрозионным срезом вскрыта апикальная часть массива, представляющая собой округлое в плане тело размером около 2,5 км. Интрузия сложена также нефелиновыми сиенитами.

Кроме двух описанных массивов, в рассматриваемом районе имеются небольшие дайки и пластовые тела, сложенные нефелиновыми базальтами. Возраст интрузии Уджинского поднятия нижнепалеозойский.

Как отмечает Э. Н. Эрлих (1962), пространственная обособленность интрузий щелочных пород Уджинского поднятия, их возрастное положение и направление дифференциаций, отличное от щелочных (ультраосновных) интрузий Котуй-Маймечинского района, позволяют утверждать, что они образуют самостоятельную провинцию щелочных пород.

Позднепалеозойские интрузии. Как известно, с концом палеозойской и началом мезозойской юры связано бурное развитие вулканической деятельности на Сибирской платформе. В этот период на

обширной территории здесь образовалась трапповая формация. **Одновременно происходил процесс формирования** весьма сложной **многофазовой формации** эффузивных, жильных и интрузивных пород ультраосновного и щелочного состава. К допермскому времени относится и **начало кимберлитового магматизма**, заключительный этап которого падает на меловой период.

К пермо-триасовому магматическому комплексу относятся гипабиссальные и эффузивные породы трапповой формации, которые связаны с зонами крупных разрывных нарушений. Поэтому наибольшая их концентрация отмечается в области сочленения Тунгусской синеклизы с прилегающими к ней склонами антеклиз, где протягиваются зоны глубинных разломов — Вилюйско-Куойкская, Вилюйско-Мархинская и др. (Мокшанцев и др., 1964). В пределах алмазонасной провинции можно выделить несколько зон распространения пород трапповой формации. К ним относятся сводовые части и южный склон Анабарского массива, Уджинское и Оленекское поднятия и бассейн среднего течения р. Вилюй.

Морфологические и другие особенности тел определяются на основании их приуроченности к различным геологоструктурным зонам. Так, согласно Л. С. Егорову, в поле развития архейских гнейсов траппы наблюдаются в виде даек или в форме вертикальных тел. На южном склоне Анабарской антеклизы, в районе Уджинского и Оленекского поднятий и в краевой части Тунгусской синеклизы, развиты мощные силлы и дайки. Ближе к центральным частям синеклизы, за пределами алмазонасной провинции, широко распространены лавовые покровы.

На большей части описываемой территории дайки ориентированы преимущественно в северо-западном, реже субширотном направлении и обычно имеют вертикальные, иногда пологие падения. Длина и мощность их изменяются в широких пределах. Дайки наибольшей протяженностью (53 и 170 км) встречены в верхнем течении р. Оленек и в бассейне р. Арга-Салаа. Здесь же отмечена дайка, максимальная мощность которой достигает 1000 м. Обычно длина даек не превышает 5—20 км, а мощность их изменяется от единиц до сотен метров.

Силлы, как правило, являются согласными по отношению к горизонтально залегающим породам. В плане площадь отдельных интрузий достигает нескольких сотен квадратных километров. Кроме одиночных силлов большой (до 200 м) мощности, имеются многоярусные интрузии. К одному из нижних ярусов могут быть отнесены две залежи траппов мощностью около 20 и 60 м, вскрытые буровыми скважинами на глубине 340—490 м среди кембрийских отложений вблизи трубки Мир.

Кроме силлов и даек, траппы слагают и небольшие штоковидные, куполовидные и неправильной формы секущие тела. Во многих случаях устанавливается переход от силлов к дайкам — питающим каналам.

По внутренней структуре и составу среди пластовых интрузий обычно выделяют недифференцированные, слабо дифференцированные и дифференцированные разновидности.

Наиболее широко развиты недифференцированные интрузии. В петрографическом отношении эти интрузии, будь то силлы или дайки, независимо от характера вмещающих пород, в большинстве случаев представлены одинаковыми разновидностями, различающимися лишь по структурным особенностям и частично по минералогическому составу. Эти породы состоят в основном из долеритов, габбро-долеритов и долеритовых порфиритов. Обычно долериты характеризуются пойкилоофитовой и офитовой структурами. Габбро-долеритам свойственна габбро-офитовая структура, а долеритовым порфиритам — порфировая или гломеропорфировая при резком колебании количества вкрапленников основной массы.

В состав долеритов и габбро-долеритов входят плагиоклаз (лабрадор или битовнит), моноклинный пироксен (авгит, пижонит-авгит), рудный минерал и оливин. Содержание рудного минерала изменяется в широких пределах (3—10%), обычно преобладает магнетит. Довольно широко распространены также ильменит и титаномагнетит. Оливин распределен неравномерно (от 1—2 до 5—10%). В качестве вторичных минералов встречаются иддингсит, хлорит, серпентин и др.; аксессуарные большей частью представлены апатитом, редко пиритом и цирконом. В долеритовых порфиритах вкрапленники сложены плагиоклазом, частично моноклинным пироксеном, изредка оливином. В составе основной массы, кроме этих минералов, присутствуют ксеноморфные зерна магнетита, ильменита и изредка — некоторое количество стекла.

Дифференциаты трапповой магмы включают разновидности траппов, в различных количествах содержащие кварц и микропегматит, а также некоторые жильные породы, по составу близкие к гранитоидам. Такие дифференциаты траппов широко распространены в пределах Анабарского массива, где они слагают отчетливо обособленные центральные части некоторых трапповых даек или образуют участки, связанные постепенными переходами с нормальными долеритами. Здесь же встречаются небольших размеров жилки гранодиоритового или гранитоидного состава.

Мощные пластовые дифференцированные интрузии изучались В. А. Масайтисом (1957) в бассейнах рек Холомолох и Олгуйдах (притоки р. Вилюя) и в пределах Вилюйских гор.

С гидротермальной деятельностью траппов связаны месторождения исландского шпата и многочисленные проявления кальцитово-сульфидной минерализации, а также иногда гидротермальные жилки с целестином.

Верхнепермский — триасовый возраст основных интрузий траппов устанавливается на основании того, что они прорывают туфогенную пермскую толщу и перекрыты континентальными отложениями нижней юры.

В заключение отметим, что пространственная и временная близость траппового и кимберлитового магматизма на Сибирской платформе позволила некоторым исследователям высказать предположение о генетической связи трапповой и кимберлитовой магм. Причем последняя, по их мнению, образовалась на заключительных этапах траппового вулканизма в обособленных магматических камерах, в особых условиях тектонического режима и геологической обстановки районов. Следует отметить, что фактических материалов, подтверждающих эту точку зрения, мало. По-видимому, максимальные проявления траппового и кимберлитового магматизма разобщены и подчиняются различным структурным факторам. По крайней мере в районе максимального проявления траппового вулканизма — Тунгусской синеклизе — кимберлиты неизвестны. Отдельные группы трубок могут локализоваться в районах интенсивного траппового вулканизма (например, р. Алакит), однако такое пространственное совпадение обусловлено, по-видимому, стыком двух разнородных структур. Пространственное совпадение развития траппов и кимберлитов, по нашему мнению, указывает на то, что здесь преобладали глубоинные разломы, достигавшие не только базальтической, но и перидотитовой оболочек Земли. Возможно, что в этих местах сиалевая оболочка имеет сравнительно небольшую толщину. В связи с этим сочетание пород основной и ультраосновной магмы с щелочным уклоном представляется нам закономерным.

Раннетриасовые и триасово-юрские интрузии щелочно-ультраосновных пород. К этой группе интрузий относятся жильные образования щелочно-ультраосновных и ультраосновных пород, а также дайки и силлы долеритов Маймеча-Котуйского района. Жильные образования щелочно-ультраосновных и ультраосновных

пород, согласно Л. С. Егорову и др. (1961), по вещественному составу и относительному возрасту делятся на две группы. К первой, наиболее распространенной и древней принадлежат меланократовые нефелиновые долериты и другие породы, генетически близкие к щелочно-ультраосновным эффузивам Маймеча-Котуйского района. Ко второй группе относятся жильные маймечиты.

Прежде чем перейти к описанию кимберлитового магматизма, отметим, что в северо-восточной части Сибирской платформы известны интрузивные щелочные и ультраосновные породы, время формирования которых Л. С. Егоров считает триас — нижнюю юру. Наиболее крупным щелочно-ультраосновным массивом является Гулинский плутон, расположенный за пределами рассматриваемой территории. С этим массивом пространственно и генетически ассоциируют карбонатитовые образования, которые в форме штокообразных, линзовидных и дайкоподобных тел прорывают все разновозрастные ингредиенты Гулинского массива.

Наиболее крупные тела карбонатитов приурочены к центральной части Гулинской интрузии. По данным Е. М. Эпштейна, они представляют собой овальные в плане образования с вертикальными контактами и грубоцентрическим внутренним строением.

В первую стадию формирования карбонатитовых тел возникли кальцитовые разновидности, в последнюю — доломитовые. Кальцитовые карбонатиты прорваны диатремами, выполненными эруптивными брекчиями с апатитовым цементом. Трубки взрыва, выполненные карбонатитовыми брекчиями, в последнее время выявлены в бассейне р. Большой Куонапки, где они залегают в доломитах синийского комплекса и нижнего кембрия. Эти образования, представляющие научный и практический интерес, в настоящее время изучаются.

КИМБЕРЛИТЫ

Кимберлитовые тела приурочены к Анабаро-Оленекской антеклизе — зоне сочленения Вилуйской и Тунгусской синеклиз. Единичные тела установлены в Алданской антеклизе.

Кимберлитовые тела размещаются за пределами максимального развития траппов, в центральной части алмазонасной провинции, преимущественно в пределах распространения ордовикских и силурийских карбонатных отложений, а также в северо-восточной и юго-восточной частях провинции, на территории широкого распространения кембрийских и, реже, синийских отложений, тоже представленных карбонатными осадками.

Время образования кимберлитов в восточной части Сибирской платформы пока точно не установлено. Сначала, на основании многочисленных находок в кимберлитовых брекчиях трубок ксенолитов траппов, главная масса которых внедрилась в течение верхней перми — нижнего триаса, нижний возрастной предел определялся как нижний триас, верхний большинством исследователей датировался верхней юрой — мелом по аналогии с Южной Африкой. Дополнительным аргументом в пользу этой точки зрения являлось отсутствие в опробованных к тому времени юрских породах алмаза и его парагенетических спутников.

Однако накопленный в последующие годы фактический материал позволил внести существенные дополнения в трактовку возраста образования кимберлитовых тел.

Первые сведения о существовании кимберлитовых тел более древних, чем нижнетриасовые, были получены в связи с находкой В. А. Милашевым и М. А. Крутойским в 1954 г. единичных алмазов и пиропов в элювии пермских отложений на водоразделе рек Маркоки и Алакита. В 1957 г. при разведочных работах на трубке Сытыканская, большая

часть которой перекрыта мощным трапповым sillом, В. Т. Изаровым было выявлено, что между кимберлитовыми породами и трапповым sillом располагается пачка осадочных пород, представленных алевролитами, глинистыми сланцами и конгломератами. Мощность ее в пределах контура кимберлитовой трубки составляет 20—30 м. На основании палинологических исследований возраст этих отложений был определен нижнепермским — верхнекарбонным.

Конгломераты, залегающие в нижней части разреза описанной пачки, содержат минералы-спутники алмаза. Эти находки свидетельствуют об эрозии некоторой части кимберлитовой трубки в пермское время и доказывают ее по крайней мере допермский возраст. Наличие спутников алмаза — оливина, пиропы и пикроильменита, а иногда и алмаза в отложениях перми в других местах на территории Айхальского алмазоносного района послужило основанием для отнесения возраста всех кимберлитовых тел этого района к допермскому времени.

Большинство кимберлитовых тел, выявленных в других районах провинции (Мало-Ботуобинском, Мунском, Средне-Оленекском), по-видимому, относится к более молодым образованиям. Это доказывается наличием в кимберлитовых брекчиях ксенолитов траппов, прорывом кимберлитовыми трубками пластовых интрузий диабазов, а также интенсивным размывом кимберлитовых трубок в рэт-лейасовое время (Мало-Ботуобинский район). Для этих районов период образования кимберлитовых тел соответствует среднему триасу, так как к рэт-лейасовому возрасту относятся уже алмазоносные россыпи.

Наконец, верхнюю возрастную границу для некоторых кимберлитовых трубок Куойкско-Мэрчимденского, Нижне-Оленекского районов, по-видимому, следует проводить еще выше. Основанием для этого является находка в кимберлитовой брекчии трубки Обнаженная роста белемнита верхнеюрского, а возможно, даже мелового возраста (Милашев и Шульгина, 1959).

Таким образом, имеющиеся данные о возрасте кимберлитовых тел восточной части Сибирской платформы позволяют сделать вывод о наличии трех циклов проявления кимберлитового магматизма: 1) допермского (D — C (?)); 2) средне-верхнетриасового (T₂—T₃); 3) верхнеюрско-нижнемелового (J₃ — C₁).

В процессе каждого цикла кимберлитового магматизма на Сибирской платформе отчетливо выделяются две стадии: интрузивная и эксплозивная (Ковальский, 1963). К первой стадии относится образование кимберлитовых даек и жил; ко второй — кимберлитовых трубок. Интрузивные и эксплозивные кимберлитовые тела различаются условиями залегания, формой и размерами и текстурно-структурными особенностями, а также вещественным составом слагающих их пород.

Кимберлитовые интрузии представлены жилами и дайками небольшой мощности (до 5—40 м), располагающимися под различным наклоном (45—80°) к дневной поверхности. Форма интрузивных тел различна. Одни бывают не выдержаны по простиранию и характеризуются многочисленными раздувами и пережимами, другие представляют собой выдержанные по простиранию тела с ровными параллельными контактами. Эксплозивные кимберлитовые тела представлены трубками взрыва чаще всего округлых очертаний. В плане они имеют более или менее изометричную или вытянутую форму и крутые (около 80—85°) углы падения. В некоторых трубках в верхней части наблюдается характерное для трубок взрыва воронкообразное расширение. Размеры отдельных трубок изменяются от 30—60 до 600—800 м.

Среди кимберлитовых трубок по своему строению выделяются простые (юдинарные) и сдвоенные. Простые трубки составляют около 90% всех известных к настоящему времени кимберлитовых трубок. Они

характеризуются наличием одного трубчатого канала, заполнение которого происходило в одну или несколько фаз в пределах одного цикла проявления кимберлитового магматизма. Примерами могут быть трубки Мир, Зарница, Молодежная и др.

Сдвоенные кимберлитовые трубки отличаются либо наличием двух смежных каналов, либо повторной эксплозией магматического расплава по одному и тому же каналу. Такие трубки формируются, вероятно, в течение двух разделенных во времени циклов проявления кимберлитового магматизма. Степень алмазоносности кимберлитовых пород в сдвоенных трубках обычно неодинакова. Типичными примерами сдвоенных трубок могут служить Удачная, Комсомольская — Магнитная, Сибирская и др. Иногда кимберлитовые трубки сопровождаются жильными телами, генетически связанными с формированием трубок. Вещественный состав этих тел близок составу трубок. Они образовались в результате заполнения трещин, заложившихся во вмещающих породах одновременно с формированием трубчатых каналов. Такие трещины нередко протягиваются на большие расстояния и соединяют две трубки или более. Подобные случаи широко известны и в Южной Африке (район рудников Форспед, Кимберлей, Св. Августин и др.).

Наблюдаются также мелкие жилы в непосредственной близости от трубок, представляющие собой апофизы данных трубок.

Исследование взаимоотношений кимберлитовых тел с вмещающими породами показывает, что изменения вмещающих пород в зоне контакта с интрузивными кимберлитовыми телами обусловлены контактовым термальным метаморфизмом под воздействием кимберлитового расплава (перекристаллизации) и, в меньшей степени, в результате проявления пневматолито-гидротермальных процессов (новообразования серпентина, флогопита, карбонатов в виде прожилков).

Изменения вмещающих пород в зоне контакта с эксплозивными кимберлитами (исключая механические нарушения) вызваны деятельностью гидротермальных растворов. Следы контактового термального метаморфизма на вмещающих породах и включениях в этих случаях практически отсутствуют. Различный характер и степень контактовых изменений вмещающих пород обусловлены разным составом и состоянием вещества, образующего кимберлитовые тела. Интрузивные тела целиком сложены кимберлитом, эксплозивные — кимберлитовой брекчей¹.

Изучение условий залегания, морфологии, строения и состава кимберлитовых тел Якутской алмазоносной провинции свидетельствует о наличии существенных различий в условиях их генезиса. На основании анализа имеющегося фактического материала кимберлитовые породы восточной части Сибирской платформы разделяются по условиям образования на два генетических типа, включающих все многообразие их петрографических разновидностей. Подчеркивая различие в условиях и путях образования, следует относить интрузивные породы даек и жил к генетическому типу — интрузивным кимберлитам, а породы, выполняющие трубки и сопровождающие их тела, — к эксплозивным кимберлитовым брекчиям.

Образование кимберлитовых пород этих двух генетических типов происходило в существенно различных термодинамических и физико-химических условиях, обусловивших и их алмазоносность. Как установлено, в интрузивных кимберлитовых телах алмазы почти всегда отсутствуют. Эксплозивные кимберлитовые тела отличаются тем, что обычно содержат алмазы и поэтому имеют большое практическое значение.

¹ Некоторые исследователи (А. П. Бобриевич, В. А. Милашев, М. А. Крутойский и др.) выделяют и кимберлитовые туфы.

Отдельные кимберлитовые трубки, различающиеся по степени их алмазоносности и своеобразию содержащихся в них алмазов, формировались в особых условиях, для выяснения которых необходимо изучить пространственное размещение кимберлитовых тел в целом по провинции и особенно внутри отдельных алмазоносных районов. Большинство исследователей признает связь пространственного размещения кимберлитовых тел с глубинными разломами фундамента. Однако роль последних в процессе образования магматического расплава и формирования кимберлитовых тел оценивается по-разному. В одних случаях глубинным разломам отводится лишь роль транспортного канала для подвода магмы из глубин в верхние ярусы земной коры, в других — глубинные разломы считаются местом зарождения кимберлитовой магмы, становление которой непосредственно связано с развитием разлома. Принято считать, что зоны крупных глубинных разломов фундамента являются фактором, контролирующим в целом распределение кимберлитовых тел в пределах алмазоносной провинции, причем пространственно кимберлитовые тела тяготеют к участкам пересечения разломов различных направлений.

Наличие в восточной части Сибирской платформы нескольких разделенных во времени циклов кимберлитобразования свидетельствует о существовании и ряда возрастных генераций глубинных разломов, хотя не исключается также возможность обновления древних разломов и повторных внедрений по ним магматического расплава в более поздние геологические эпохи. В этом отношении определенный интерес представляет намечающаяся закономерность, которая выражается в приуроченности кимберлитовых тел к участкам резких перегибов, разграничивающих крупные положительные и отрицательные структуры платформы. Этим перегибам в осадочном чехле, по-видимому, соответствуют глубинные разломы, по которым в разное время перемещались крупные жесткие блоки фундамента. Если учесть разновозрастность заложения крупных отрицательных структур платформы, то не будет бессмысленным предположение о том, что кимберлитовые тела, приуроченные к этим структурам, также различны по своему возрасту. Так, например, трубки, связанные с Тунгусской синеклизой, относятся к предкарбоновому возрасту, а трубки, расположенные по окраине Вилюйской синеклизы, — к предюрскому. Трубки, тяготеющие к Предверхо́йскому прогибу, датируются юрой — мелом (Леонов, Проклчук, 1965).

Однако в пределах одного района возможны кимберлитовые тела разных возрастов. В связи с этим время образования того или другого кимберлитового тела или группы рядом расположенных тел следует определять только после проведения специальных исследований (определения абсолютного возраста, изучения ксенолитов в трубках, метаморфических изменений и др.).

До недавнего времени главная определяющая роль в контроле размещения кимберлитовых тел отводилась только дизъюнктивным нарушениям. Наличие дизъюнктивных зон в платформенном осадочном чехле рассматривалось как отражение зон крупных глубинных разломов фундамента. Однако результаты проведенных за последнее время исследований показали, что глубинные разломы фундамента не всегда прослеживаются в осадочном чехле платформы в местах расположения кимберлитовых тел; наоборот, зоны дизъюнктивных нарушений в чехле часто не совпадают с крупными дизъюнктивными зонами фундамента как по местоположению, так и по простиранию.

При детальном исследовании геологического положения кимберлитовых тел и их размещения в осадочном чехле выяснилось, что они приурочены к наиболее ослабленным частям крупных структурных элементов платформы (флексурным перегибам, крыльям антиклиналей и синклина-

лей и т. д.). Эти факты также позволяют устанавливать закономерную связь пространственного размещения кимберлитовых тел со структурами осадочного чехла. Наиболее отчетливо такая закономерность выявляется на структурной карте, построенной по кровле среднего кембрия. Приуроченность кимберлитов к наиболее ослабленным частям крупных структур платформенного чехла показывает, что, наряду с глубинными разломами, структуры осадочного чехла также играют значительную роль в контроле пространственного распределения кимберлитов. Из сказанного следует необходимость изучения не только самих кимберлитовых тел, но и конкретной геологической обстановки, в которой они образовались, т. е. строения состава осадочного чехла, вмещающего кимберлитовые тела (Рожков, 1963).

Известные в восточной части Сибирской платформы кимберлитовые тела обычно группируются, образуя обособленные районы или кимберлитовые поля. Внутри алмазоносных районов наблюдается различное расположение кимберлитов: линейное с образованием вытянутых цепочек, групповые или, как принято называть, кустовые и одиночные.

Важная закономерность выявляется при анализе особенностей размещения в пределах провинции интрузивных и эксплозивных кимберлитовых тел. Оказывается, что в алмазоносных районах центральной части провинции (Мало-Ботуобинском, Далдыно-Алакитском и Верхне-Мунском) все известные кимберлиты относятся к эксплозивному типу — трубкам взрыва и сопровождающим их трещинным телам. В периферических южных и особенно северных районах наряду с эксплозивными телами широко развиты интрузивные кимберлиты. Если следовать от центральных районов провинции в северном направлении, то первые интрузивные кимберлитовые тела появляются на дневной поверхности в Чомурдахском поле. В Средне-Оленекском районе интрузивные кимберлитовые тела составляют примерно половину всех обнаруженных кимберлитовых тел, а в Анабарском районе они количественно преобладают над эксплозивными телами. В этом направлении выявляется закономерное изменение формы (в плане) трубок взрыва. Подавляющее большинство трубок, расположенных в центральной части провинции, имеет в горизонтальном сечении округлую или близкую к ней форму. В Верхне-Мунском алмазоносном районе более 30% кимберлитовых трубок имеют форму овалов, вытянутых в северо-западном направлении. Эта форма характерна для кимберлитовых трубок Чомурдахского, Средне-Оленекского и Анабарского алмазоносных районов.

Следует отметить, что указанные закономерности взаимосвязаны и непосредственно зависят от особенностей процесса кимберлитообразования, геологического строения и истории геологического развития территории алмазоносных районов провинции. Учитывая геофизические данные о глубине залегания кристаллического фундамента, наличие ксенолитов кристаллических пород в ряде трубок взрыва, мощность осадочного чехла в районах расположения кимберлитовых трубок и другие факторы, можно установить глубину заложения камер взрыва (промежуточных магматических очагов) на Сибирской платформе, равную примерно 4 км, что согласуется с выводами В. С. Соболева (1962). Во многих трубках отсутствуют ксенолиты кристаллических пород, что свидетельствует о заложении камеры взрывов таких трубок выше кровли кристаллического фундамента, т. е. в пределах осадочного чехла платформы.

Обилие ксенолитов осадочных пород в кимберлитовых трубках, даже в тех, которые размещаются в пределах кристаллических пород Анабарского массива, указывает на то, что процесс формирования таких трубок происходил при наличии осадочного чехла мощностью не менее 2 км. В ходе геологического развития осадочный чехол в отдельных районах

подвергался эрозии в разной степени, местами почти до полного его уничтожения.

Анализ особенностей геологического строения территории провинции позволяет считать, что мощность осадочного чехла в ее пределах изменяется от первых метров до 3—4 км. Максимальная мощность его отмечается на площади алмазоносных районов, располагающихся в зоне сочленения Вилюйской и Тунгусской синеклиз. Судя по имеющимся данным, со времени образования кимберлитовых трубок до настоящего времени осадочный чехол в этих районах эродирован в весьма незначительной степени. При восстановлении разреза осадочной толщи района трубки Мир удастся установить, что мощность эродированной части осадочного чехла не превышает 365 м (Рожков, Михалев, 1963). Глубина залегания кристаллического фундамента в этом районе 2,5—3,0 км. Несколько больше эродирован чехол в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе, где мощность чехла составляет 2,3—2,5 км. Оба указанных района находятся в поле развития силурийских и ордовикских отложений. В Верхне-Мунском районе, располагающемся на южном склоне Анабарской антеклизы, мощность осадочного чехла составляет около 2 км, и на современной поверхности обнажаются отложения кембрийской системы.

В алмазоносных районах, расположенных на юго-восточном склоне Анабарской антеклизы, мощность осадочного чехла, представленного породами кембрийского и синийского возраста, постепенно уменьшается по мере приближения к Анабарскому щиту, где на поверхность выходят кристаллические породы основания. Глубина залегания фундамента в этих районах определяется соответственно: в Чомурдахском 1,5—2,0 км, в западной части Средне-Оленекского 1,0—1,5 км, в Анабарском 1,0 км. В Куойском-Мэрчимденском районе (юго-западное обрамление Оленекского сводового поднятия) глубина залегания кристаллического фундамента также не превышает 1 км.

Таким образом, следуя от центра алмазоносной провинции на север, можно наблюдать различные гипсометрические горизонты осадочного чехла и находящихся в них кимберлитовых тел. Такая геологическая обстановка возникла в результате постепенного поднятия отдельных районов алмазоносной провинции в верхнемезозойское и кайнозойское время, обусловившего различные глубины эрозионного среза. Последнее создало весьма благоприятную обстановку для изучения кимберлитовых пород, сформировавшихся на различной глубине.

Степень сохранности кимберлитовых тел непосредственно зависит от глубины современного среза в различных алмазоносных районах провинции. Естественно, что чем больше глубина эрозионного среза, тем большая часть кимберлитового тела будет денудирована. При этом кимберлиты в зависимости от климатических условий подвергаются более или менее интенсивной дезинтеграции. Продукты ее в течение определенного периода, длительность которого определяется интенсивностью россыпеобразующих факторов, в конечном счете преобразуется в россыпи различных генетических и морфологических типов.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Территория Якутской алмазоносной провинции охватывает часть Сибирской платформы. Современный рельеф этой провинции сложился в результате сложной и длительной истории формирования. Ведущую роль в образовании рельефа играли тектонические движения, климат и эрозионно-аккумулятивная деятельность; на крайнем севере этой территории незначительная роль принадлежит и абразионной деятельности моря.

Основные рельефообразующие факторы

С конца триасового периода, после завершения трапсового магматизма, на восточной части Сибирской платформы наступил период относительного покоя. В это время (верхний триас) происходила пенепленизация страны и образование коры выветривания. В ниже- и среднеюрскую эпохи, по-видимому, происходило интенсивное прогибание Вилуйской синеклизы и краевых прогибов, сопровождавшееся трансгрессией моря и накоплением мощных толщ морских и, реже, континентальных осадков преимущественно терригенного состава. Другие части платформы испытывали поднятие или опускались значительно медленнее. Контрастность вертикальных движений еще более усилилась в верхнеюрскую и нижнемеловую эпохи. Наиболее значительно прогибались Вилуйская синеклиза (центральная часть) и краевые прогибы, а ограничивающие их области (Анабарская антеклиза и восточная окраина Тунгусской синеклизы), наоборот, испытывали воздымания и являлись областями денудации.

На фоне этих значительных колебательных движений, по-видимому, были и эпохи относительного покоя, что фиксируется сохранившимися остатками коры выветривания верхнеюрского возраста в северной части Предверхоанского прогиба. С верхнемелового времени начинается этап неотектонических движений, формировавший современный рельеф платформы.

Палеогеновый этап развития рельефа был сравнительно спокойным в тектоническом отношении. Ни в рельефе, ни в разрезах кайнозойских отложений не зафиксированы ясно проявленные тектонические движения этого времени. Наоборот, во многих местах платформы сохранилась каолиновая кора выветривания верхнемелового (?) — нижнепалеогенового возраста.

Миоценовый этап характеризуется интенсивными сводовыми поднятиями, которые повлекли за собой оживление эрозионной деятельности реки, омоложение рельефа, основной план которого к этому времени уже соответствовал плану современного рельефа. В промежуток времени от миоцена до нижнего плейстоцена отмечается ослабление неотектонических движений.

Начиная с плейстоцена, происходит активизация неотектонических движений, продолжающихся и до настоящего времени. Это хорошо фиксируется различными уровнями речных террас. В результате плейстоценовых поднятий восточная часть Сибирской платформы была расчленена долинами до глубины 100—140 м, и формы рельефа приняли современный облик.

Неотектонические движения имели дифференцированный характер. Наряду с общей тенденцией территории к поднятию, в отдельных участках образовались молодые прогибы, выполненные кайнозойскими осадками. Так, в восточной части платформы в рельефе отчетливо выражаются крупные впадины в бассейнах рек Котуй, Мойеро и Вилуй. Хорошо выделяются в рельефе Агинлийская, Муруктинская и Попигайская впадины в пределах Анабарской антеклизы, которые заложились еще в мезозое и продолжают прогибаться в новейшее время. Мощность некоторых четвертичных отложений, согласно данным Б. В. Ткаченко и др. (1957), превышает 150 м. В южной части Предверхоанского краевого прогиба в результате интенсивного новейшего прогибания образовалась глубокая наложенная Нижне-Алданская неогеновая мульда, где мощность неогеновых осадков составляет около 800 м. В это же время севернее Лено-Анабарского прогиба происходило погружение поверхности под уровень Ледовитого океана и формирование обширного шельфа, максимальная глубина которого около 100 м. На суше, вовлеченной в опускание, но не залитой морем, образовалась Приленская низменная аккумулятивная равнина.

Новейшие движения особенно проявились в сложной перестройке гидрографической сети, о чем свидетельствуют многочисленные древние долины и древний аллювий, сохранившийся на современных долинах. При этом, как справедливо указывает С. С. Коржуев (1960), новейшие движения не уничтожили тесной связи современного рельефа со структурой, а, наоборот, еще ярче и полнее подчеркнули его унаследованность.

Устойчивая тенденция к поднятию платформы, наметившаяся еще в конце нижнего кембрия, привела в палеозое и мезозое к резкому увеличению площади денудации за счет сокращения площадей седиментации. Особенно ярко эта тенденция проявилась с конца юры, а также в кайнозое, когда большая часть Сибирской платформы испытывала наиболее значительное поднятие и подвергалась мощной денудации. О громадном размахе мезозойского цикла денудации свидетельствует, в частности, огромная, измеряемая тысячами метров мощность континентальных мезозойских образований, накопившихся в Вилюйской синеклизе, Предверхоянском, Лено-Анабарском и других прогибах.

Следует отметить избирательный характер денудации, создавшей своеобразные положительные и отрицательные формы рельефа, связанные с литологическими и структурными особенностями слагающих пород. Такие древние и новейшие эрозионно-денудационные элементы широко развиты в пределах Сибирской платформы, особенно в области распространения пород трапповой формации, где они образуют своеобразный ступенчато-ярусный останцово-столовый денудационный рельеф.

В формировании рельефа большую роль играли и климатические факторы, которые обуславливали характер выветривания, склоновую денудацию и эрозионную деятельность рек.

Палеоботанические данные подтверждают, что в западной Якутии в течение всего мезозоя господствовал жаркий и влажный тропический климат, который к началу палеогена сменился субтропическим. Тропический климат мезозоя способствовал процессам химического выветривания и интенсивному развитию кор выветривания с предельно полным высвобождением россыпных минералов из коренных источников. Обилие тепла и влаги благоприятствовало формированию карстовых образований в районах развития карбонатных пород. В крупные карстовые полости и депрессии при благоприятных условиях сносился материал кор выветривания коренных источников, и образовывались древние алмазоносные россыпи и другие полезные ископаемые. Такие россыпи известны, например, в Мало-Ботуобинском районе Западной Якутии.

Субтропический климат палеогена, хотя и в меньшей степени, чем тропический, был благоприятен для формирования кор выветривания. Остатки размытой коры выветривания палеогенового времени известны на Алданском щите и в других местах Сибирской платформы. Наблюдаемое в разрезах постепенное уменьшение роли вечнозеленых теплолюбивых видов в составе палеогеновой растительности и замещение их листопадными видами приводит к выводу, что охлаждение происходило в течение всего палеогена и что в неогене был теплый умеренный климат. Вместе с охлаждением уменьшалось количество атмосферных осадков. В связи с этим при равных тектонических условиях эрозионная деятельность рек была менее энергичной, чем в палеогене. Однако для формирования современного рельефа большое значение имело резкое похолодание, которое наступило к началу плейстоцена, и последовавшие за ним эпохи оледенения. К этому времени относится начало формирования многолетней мерзлоты и смена химического и физико-химического выветривания пород морозным физическим выветриванием.

Следующий рельефообразующий фактор — эрозионно-аккумулятивная деятельность рек — является в значительной мере функцией тектонических движений и климата. Чередованию тектонических активных и спокойных эпох соответствовала периодически усиливавшаяся и ослабевавшая речная эрозия. Флювиальные эпохи увеличивали мощность и живую силу речных потоков, их размывающую и транспортирующую способность. С уменьшением количества осадков, естественно, ослабевала и эрозионная деятельность. Различные амплитуды тектонических поднятий в пространстве и во времени обуславливали различные величины эрозионного врезания реки, форму долин с различным сечением поперечного профиля. Большое значение имели литологические особенности и структурные условия, которые в одних случаях способствовали размыву, а в других — задерживали его.

Сопоставление данных о климате и характере проявления неотектонических движений со структурой и литологией коренных пород позволяет объяснить причину разнообразия морфологии речных долин и подойти к правильной оценке условий формирования в них россыпей. Учет перечисленных факторов, обуславливающих эрозионно-аккумулятивную деятельность рек ранних этапов развития рельефа, невозможен, так как речные долины мезозойской эры и в значительной мере палеогенового и неогенового периодов не сохранились. Что касается врезания рек, то в четвертичный период многочисленные речные террасы открывают возможность для анализа эрозионно-аккумулятивной деятельности речных потоков.

На крайнем севере платформы, на побережье Ледовитого океана, имеются террасовые уступы абразионного происхождения.

Морфология рельефа

Как уже отмечали выше, крупные элементы рельефа платформы имеют отчетливую связь с древними платформенными структурами. Поэтому выделяются Анабарское и Оленекское плато, соответствующие одноименным структурам, трапповое плато в поле развития траппов на восточной окраине Тунгусской синеклизы, Анабаро-Оленекская и Приленская равнины в пределах Лено-Анабарского и Предверхооянского прогибов и Вилюйская низменность, совпадающая с одноименной синеклизой.

Анабарское денудационное плато, по данным С. Ф. Козловской, совпадает с полем развития архейских пород и является наиболее глубоко расчлененной и возвышенной частью территории. Средние абсолютные отметки здесь составляют 500—600 м, наибольшая — 905 м. Большая часть Анабарского массива имеет типичный низкогорный останцовый рельеф с глубиной расчленения 300—400 м.

Многочисленные сопки-гольцы с крутыми ступенчатыми склонами, образованными нагорными террасами, поднимаются на 100—200 м над общей выровненной поверхностью массива. Вершины и склоны сопки покрыты мощными развалами каменных глыб. Здесь интенсивно протекают процессы гольцовой денудации, особенно морозное выветривание и гравитация. От центра массива к его периферии высоты постепенно снижаются до 450—350 м. На склонах развит пологоувалистый выровненный рельеф, на фоне которого выступают редкие останцовые сопки. Переход от Анабарского массива к окаймляющим его со всех сторон пониженным территориям — постепенный. Исключение составляет юго-восточная оконечность массива, где выражен крутой четкий склон высотой около 200 м, который спускается к поверхности заболоченной равнины, протягивающейся вдоль долины р. Дьюкен. По окраинам массива, в полосе развития синийских и палеозойских отложений, по описанию

М. Т. Кирюшиной, имеются следы древнего оледенения в виде отдельных озов, моренных гряд и скоплений валунно-галечного материала. Поднятия Анабарского массива носят сводовый характер с уменьшением амплитуды от центра к его периферии. В соответствии с этим С. Ф. Козловская выделяет несколько типов рельефа, имеющих концентрическое расположение по отношению к центру сводового поднятия. Наибольшие поднятия испытала центральная часть массива, рельеф которой характеризуется наибольшими абсолютными отметками (800—900 м) и относительными превышениями (300—400 м). Большая роль в современном рельефе центральной части массива принадлежит также нивальным и солифлюкционным формам — нагорным террасам, курумам, буграм пучения, медальонным тундрам. Количество нагорных террас на одном склоне достигает восьми — десяти. Высота уступов — от 10—12 до 50—60 м при ширине площадок от 50 до 500 м.

В области значительных и умеренных поднятий массива, по его окраинам, развит увалистый и крутохолмистый расчлененный рельеф с абсолютными отметками 500—600 м и глубиной 200—250 м. Реки имеют глубоко врезуемые долины с хорошо выраженным комплексом молодых террас. Высокие водоразделы и преобладающая часть склонов покрыта каменными россыпями и курумами, которые часто спускаются до самых рек, образуя своеобразные глыбовые террасы. В областях, испытывающих меньшие поднятия (периферические части массива), развит пологоувалистый, расчлененный и пологоволнистый, слабо расчлененный рельеф. Абсолютные высоты не превышают 350—500 м, относительные — не более 60—120 м. Водоразделы отличаются слабой расчлененностью, плавными очертаниями и пологими склонами. Реки имеют хорошо выработанные с широким заболоченным днищем долины ящикообразной формы. Но повсеместное усиление глубинной эрозии и наличие порогов в руслах рек указывают на продолжающееся поднятие Анабарского массива.

В целом процессы образования рельефа Анабарского массива связаны с длительным периодом континентальной денудации, проявившейся при унаследованных постоянных поднятиях в течение мезо-кайнозоя. Согласно представлениям С. Ф. Козловской, формирование рельефа происходило в условиях воздействия на древнюю денудационную поверхность комплексной денудации и особенно факторов зональной климатической денудации (оледенение, морозные и морозно-солифлюкционные процессы). Вследствие длительного поднятия и связанного с ним разрушения послекембрийские отложения имеют здесь незначительную мощность. По-видимому, в этом районе могут представлять интерес лишь четвертичные алмазные россыпи, приуроченные к современной речной сети, источниками которых могут быть как кимберлитовые тела, так и в известной мере уже уничтоженные промежуточные коллектора.

Оленекское плато, образованное осадочными породами нижнего палеозоя, занимает обширные пространства в пределах структур второго порядка Анабарской антеклизы. Поверхность его слабо наклонена к востоку и северо-востоку. Абсолютные отметки изменяются в среднем от 450—400 м на западе до 350—300 м на востоке. По данным С. Ф. Козловской, равнинность плато нарушается речной сетью, врезуемой на различную глубину. Наиболее глубоко расчлененный участок плато с глубокой врезой 250—300 м располагается в бассейне р. Оленек. Основной орграфический фон создается здесь узкими грядами, вытянутыми вдоль речных долин, и резко ступенчатыми долинами. По мере удаления от долины р. Оленек глубина врезки уменьшается до 100—150 м, рельеф значительно сглаживается. На водоразделах плато, в юго-западной части территории, на высотах 250—400 м встречается характерный плоско-западинный и мелкохолмистый рельеф ледникового происхождения, с большим количеством озер.

На пониженных плоских водораздельных пространствах восточной части плато, сложенных рыхлыми отложениями эйской свиты, развит своеобразный равнинный озерно-болотный термокарстовый рельеф эйской равнины также с множеством небольших озер.

Неравномерный характер позднейших движений и различие в литологии стагающих Оленекское плато пород определили развитие, по С. Ф. Козловской, трех отличных друг от друга типов форм рельефа. Первый из них — структурно-денудационное расчленение плато — сформировался в области горизонтально залегающих осадочных пород, испытывавшей в мезо-кайнозой умеренные и слабые устойчивые поднятия. Этот рельеф развит к югу от Анабарского массива, вдоль долины р. Оленек, на всем ее протяжении на Оленекско-Ленском водоразделе. Отличительной чертой этого рельефа является развитие своеобразного мелко-ступенчатого характера склонов, отражающего смену различных по твердости карбонатных пород.

На крыльях Анабарского и Оленекского поднятий, на породах синия и нижнего кембрия, на абсолютных отметках 350—500 м наблюдается увалистый и крупнохолмистый рельеф. Врез речных долин здесь не превышает 120—180 м. Для водораздельных участков характерно широкое развитие элювиально-делювиальных образований.

На юго-западе, в бассейнах рек Кюенелекян и Кенде, встречаются формы ледникового рельефа в виде небольших аккумулятивных холмов и гряд высотой до 50—60 м. На отдельных ее отрезках строение речных долин часто меняется: встречаются симметричные, асимметричные, пологосклонные и местами каньонообразные формы.

Вдоль долины р. Оленек развит увалисто-грядовый густо и глубоко расчлененный, резко ступенчатый рельеф на карбонатных породах нижнего и среднего кембрия. Ступенчатость склонов, образованная скально-осыпными уступами твердых пород, возникла вследствие литологической неоднородности развитых здесь пород кембрия. Уступы на склонах являются одновременно структурно-денудационными ступенями и нагорными террасами (высота от 2—5 до 10—15 м). Ступенчатость склонов сочетается с плоской поверхностью плато (абсолютные отметки 350—400 м). Реки имеют узкие глубокие (200—250 м) долины. На карбонатных породах кембрия, в верховьях речных бассейнов и на водоразделах (в верховьях рек Муны, Молодо, правых притоков р. Анабар, на междуречье рек Усумун и Укукит и т. д.) преобладает пологоволнистый, равнинный, неглубоко расчлененный и слабо ступенчатый рельеф с густой сетью деллей по склонам (рис. 2). Абсолютные высоты достигают 300—350, редко 450 м, относительные — 60—120 м. Водоразделы характеризуются значительной шириной (5—15 км) и пологими склонами. Долины рек имеют хорошо выработанную корытообразную форму.

В районе Уджинского поднятия на породах синия с остаточными песчано-глинистыми отложениями перми и мезозоя на абсолютных отметках 250—270 м выражен холмисто-увалистый, участками равнинный заболоченный расчлененный рельеф (врез долин 80—120 м). Рельеф складывается из увалов и холмов со сравнительно крутыми склонами и плоскими, часто узкими вершинами. В окраинных частях наблюдаются обширные заболоченные участки, приуроченные к перекрывающим синий остаточным отложениям перми и мезозоя.

В бассейне р. Тугуттур на абсолютных отметках 450—500 м наблюдается куэстовый, глубоко расчлененный (150—200 м), столово-останцовый структурный рельеф, приуроченный к области моноклинально залегающих песчано-конгломератовых пород синия. Основными формами рельефа являются вытянутые по простиранию плоские возвышенности, разделенные глубоко врезанными долинами.

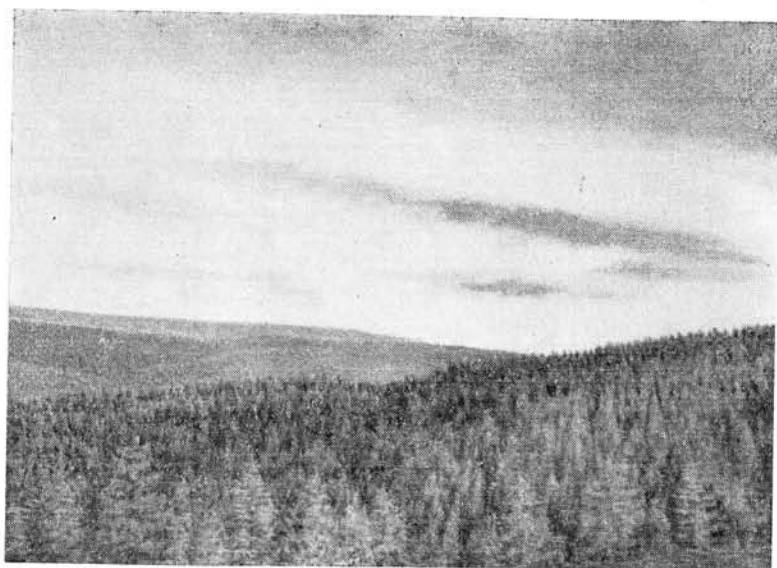


Рис. 2. Пологоволнистая поверхность Оленекского плато

Следующий комплекс типов рельефа развит в области отпрепарированных денудацией трапповых силлов в бассейне рек Арга-Салаа и Кюенелекян, в верховьях рек Уджи, Сектелях и на водоразделе рек Молодо и Оленек. Этот рельеф представляет собой селективно денудационное, останцовое, глубоко расчлененное плато, образовавшееся в результате умеренных и слабых устойчивых поднятий в мезозое и кайнозое. Характерными чертами рельефа является наличие трапповых небольших останцов наряду с приподнятыми полосами плато (абсолютные отметки 350—450 м), покрытых обширными крупноглыбовыми и обломочными россыпями долеритов.

В бассейне р. Арга-Салаа на абсолютных отметках 350—450 м, в области весьма слабых временных опусканий, на фоне общего слабого поднятия в кайнозое развит третий тип рельефа, представляющий собой низкое, цокольное, структурно-денудационное плато с участками развития наложенной аккумулятивно-ледниковой равнины. Рельеф представляет собой слабо расчлененную, плоскую, пологоволнистую равнину, отличающуюся сочетанием пологих широких увалов и обширных заболоченных понижений. Увалы сложены горизонтально залегающими породами кембрия, перекрытыми тонким плащом ледниковых и водноледниковых образований. Понижения между увалами выполнены моренными, водноледниковыми осадками и заняты плоскими озерно-болотными равнинами с широким развитием термокарстовых форм и крупнобугристых торфяников.

Кроме этих типов рельефа, на северном пологом крыле Оленекского прогиба, на породах кембрия с остаточным чехлом мезозойских и кайнозойских отложений выделяется равнинный, плоскоувалистый, почти нерасчлененный заболоченный термокарстово-западинный рельеф. Абсолютные отметки водоразделов не превышают 250 м. Характерной особенностью рельефа является широкое развитие термокарста и бугров вспучивания.

У южных и восточных окраин Анабарского массива, в бассейнах рек Большой Куонапки, Кюенелекян, Кеняды и Малой Куонапки, в области развития пород синийского комплекса с покровом четвертичных отложений характерен равнинный, пологоволнистый, густо, но не глубоко рас-

члененный речной сетью заболоченный термокарстовый рельеф. Поверхность равнины постепенно снижается к югу и востоку от Анабарского массива. Абсолютные отметки водоразделов снижаются от 200—300 м на юге до 180 м на востоке. Врез речных долин от 40—50 до 80—100 м для крупных рек. Речные долины имеют значительную ширину, пологие склоны и широкие заболоченные долины. Наличие многочисленных остатков древних долин на водоразделах и речные перехваты указывают на динамичность речной сети, на ее перестройку, которая происходила под влиянием неотектонических движений.

В восточной части плато, в верховьях речных бассейнов и на междуречьях Муны, Моторчуны, Сюнгюде, в пределах распространения рыхлых отложений эйкской свиты характерен равнинный, предельно плоский, слабо расчлененный озерно-болотный термокарстовый рельеф. Абсолютные отметки водораздела здесь не превышают 220—280 м, а относительные 20—40 м.

Таким образом, формирование рельефа плато происходило, по-видимому, в несколько этапов. Первый, наиболее значительный, связан с развитием Анабарского и Оленекского поднятий, в результате чего оказались выведенными на поверхность отложения различных систем. От мезозоя и до настоящего времени плато испытало ряд поднятий, имевших значительно меньшую амплитуду по сравнению с первым этапом. Активно действующие агенты денудации приводили к постоянному омоложению и снижению древнего рельефа; при этом возникли более молодые плоские формы, аналогичные древним.

Длительная континентальная денудация в течение всего мезо-кайнозоя обусловила значительный эрозионный срез коренных источников алмазов (от 200—300 м в Средне-Оленекском районе — Суханский прогиб и до 1000—1500 м в Нижне-Оленекском районе — Оленекское поднятие) и уничтожила промежуточные коллектора. По-видимому, с этим связывается убогая алмазоносность современной долины р. Оленек и ее притоков. Но в северной части плато, в областях развития термокарстового рельефа (бассейн р. Анабар), можно ожидать промышленные концентрации алмазов, захороненные под четвертичными покровными отложениями.

Анабаро-Оленекская и Приленская равнины в геологоструктурном отношении приурочены к Лено-Анабарскому и Предверхоянскому прогибам и характеризуются общностью развития рельефа. Равнины сложены палеозойскими и мезозойскими отложениями и перекрыты плащом рыхлых покровных образований. Абсолютные отметки изменяются от 200—230 м в области Анабаро-Оленекского междуречья (южной части) до 100 м на западе Приленской равнины. Равнины характеризуются в основном плоской заболоченной поверхностью, развивающейся на мезозойских отложениях. Восточная часть Приленской равнины приобретает холмисто-увалистый облик, возникший в результате расчленения древних озерных и речных террас. В пределах этих равнин С. Ф. Козловская выделяет две крупные морфоструктуры, характеризующиеся определенными типами рельефа. Первая морфоструктура совпадает с областью южного и западного бортов Лено-Анабарского и Предверхоянского прогибов, сложенных пермскими континентальными песчано-глинистыми породами и юрскими морскими аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников и известняков. Она представляет собой низкую селективно-денудационную равнину, образовавшуюся в результате временных умеренных опусканий в кайнозое. На западной ее части характерен плоский, пологоволнистый, слабо расчлененный равнинный рельеф, развитый на глинисто-песчаных породах перми и юры на абсолютных отметках 170—200 м. Поверхность равнин плоская, расчлененная редкой неглубокой (30—70 м) врезанной сетью долин. Ши-

рина водоразделов 5—16 км. Водоразделы плоские, заболоченные, а склоны испещрены деллами и покрыты буграми вспучивания. Речные долины широкие, заболоченные, часто имеют асимметричный профиль.

У северных границ морфоструктуры, в пределах Анабаро-Ленского прогиба, развит плоский, пологоволнистый, слабо расчлененный термокарстовый рельеф. Абсолютные отметки не превышают 150 м, относительные — около 50 м.

В восточной и южной частях морфоструктуры на площади развития песчаников и известняков юры выражен пологоувалистый, местами грядово-холмистый, куэстообразный останцовый рельеф. Он характеризуется довольно глубоким (40—100 м) расчленением. На общем пологоволнистом фоне равнины местами возвышаются плосковерхие останцовые гряды и холмы высотой 20—70 м, сцементированные твердыми известняками и песчаниками. Гряды имеют асимметричную куэстообразную форму. Абсолютные высоты их понижаются к востоку от 210—185 до 150—140 м. Долины крупных рек имеют широкие днища, резко ограниченные крутыми склонами.

Вторая морфоструктура охватывает днище древней долины р. Лены, сопряженное с остатками древней озерно-аллювиальной водораздельной равнины, и представляет собой эрозионно-аккумулятивную низкую равнину, образовавшуюся в результате временных значительных опусканий в кайнозое. Поверхность ее наклонная и имеет абсолютные отметки 80—180 м. Она сложена галечниками, песками и песчано-глинистыми озерно-аллювиальными и террасовыми осадками. Цоколь равнины сложен юрскими породами. В днище древней долины Лены врезаны молодые равнины рек Моторчуны, Сюнгюде, Молодо, Линдэ и других, образованные уступами четырех надпойменных и двух пойменных террас.

В этой области характерен также золотой рельеф — массивы разветвляемых песков, называемых тукуланами. В основном они приурочены к террасам рек, где перевевается пойменный аллювий. Тукуланы развиты главным образом в пределах древней долины Лены, в бассейне р. Сямылдыкан и в нижнем течении р. Линдэ. По данным И. И. Невяжского и Р. А. Биджиева (1960), тукуланы здесь расположены вдоль небольших речных долин и на водоразделах. Между отдельными участками тукуланов часто имеются заболоченные пространства. Большинство дюн района имеет в плане копьевидную форму с направлением острия на юго-юго-запад. Ширина дюн 50—60 м, длина до 5 км, высота до 10—15 м.

При формировании рельефа Анабаро-Оленекской и Приленской равнин большое значение имели неотектонические движения, обусловившие неравномерное поднятие равнин. В пределах этих равнин алмазоносность установлена в современных долинах рек, а также в нижне- и верхнеюрских обломочных отложениях. Вследствие существования мощной аккумулятивной толщи на территории этих равнин, россыпные проявления, вероятно, связаны с погребенными горизонтами. Несмотря на выявленную пока слабую алмазоносность нижне- и верхнеюрских обломочных пород, развитых в Лено-Анабарском и Предверхоянском прогибах, возможно выявление среди них погребенных россыпей. Предпосылкой к этому является наличие здесь кимберлитовых трубок и многочисленных горизонтов конгломератов и гравелитов нижней и верхней юры, содержащих алмазы и в несколько повышенных количествах — минералы-спутники.

На восточной окраине Тунгусской синеклизы, где развиты нижнепалеозойские и пермо-триасовые породы, прорванные трапповыми интрузиями, выделяется Мархино-Вилюйское трапповое плато. В бассейне верхнего течения Вилюя широко развиты пластовые интрузии



Рис. 3. Трапповый силл, перекрывающий трубку Сытыканская (в виде уступа)

траппов, которые цементируют плосковерхие плато с крутыми обрывистыми склонами. На севере плато обрывается резким уступом, вблизи которого высоты достигают максимальной отметки 950—860 м. Рельеф этого района отличается различной высотой и глубиной эрозионного вреза.

В верховьях р. Мархи на карбонатных породах нижнего палеозоя развит пологоувалистый, ступенчатый рельеф (абсолютные отметки 350—600 м) с глубиной расчленения 100—250 м.

В бассейнах рек Далдын и Мархаракан в ложбинах вдоль уступа траппового плато абсолютные отметки понижаются до 400—500 м, а глубина вреза составляет 100—160 м.

В западной и северо-западной частях района широко распространены платообразные поверхности, сложенные траппами. Они занимают наиболее высокие (500—950 м) участки междуречья. Рельеф траппового плато в значительной степени зависит от формы отпрепарированного траппового тела. На нормальных пластовых интрузиях развиты плоские или слабоволнистые поверхности. Там, где пластовые интрузии прорваны дайками траппов, рельеф становится грядово-холмистым или грядовым. Гряды возвышаются на высоту 10—15 м и расходятся в различных направлениях. Здесь рельеф в известной мере повторяет форму поверхности интрузии траппов; лишь в незначительной степени его образование обусловлено денудационными процессами. Трапповое плато почти повсеместно оконтурено уступами (рис. 3). Продольные профили рек не разработаны. Более пологие участки чередуются с крутыми уступами. Террасы развиты слабо. Мощность аллювия невелика. Обычно он сложен галечно-валунным материалом. Русла небольших рек и ручьев сплошь засыпаны осыпями из угловатых глыб и обломков траппов.

На осадочных туфогенных и пермских отложениях, прорванных дайками и мелкими интрузиями, развита равнина со скелетно-грядовым рельефом. Отпрепарированные дайки и трапповые тела поднимаются над равниной на высоту 30—500 м, образуя верхний ярус; нижний уровень

представляет собой совершенно плоскую поверхность с многочисленными неизрезанными водотоками. Верховья долин расширены (до 3—4 км) и сильно заболочены. По берегам имеется ряд широких террас. В местах пересечения трапповых тел долина рек суживается.

В пределах рассматриваемого района известны многочисленные кимберлитовые тела; среди них алмазоносные кимберлитовые трубки Удачная, Айхал и Сытыканская. Известны алмазоносные россыпи четвертичного возраста, а также единичные находки алмазов в пермских отложениях.

Кимберлитовые тела относятся к допермскому возрасту на основании того, что трубки Сытыканская, Восток и Победа перекрыты терригенными отложениями перми. Хотя с послетриасового времени район испытывал интенсивные поднятия и вследствие длительного периода денудации здесь была снесена мощная толща пород, отпрепарированы интрузии траппов и срезаны примерно под один уровень различные по возрасту образования, все же перспективы четвертичной россыпной алмазоносности, по-видимому, невелики, так как коренные источники алмазов, перекрытые толщей пермских отложений и бронированные траппами, за этот период почти не были денудированы. Что касается допермского эрозионного среза кимберлитовых тел, то, по-видимому, он был довольно большим, и перспективы нахождения древних россыпей остаются значительными, особенно в областях допермских карстовых депрессий, куда мог сноситься материал кимберлитовых тел и где могла образоваться концентрация алмазов.

Вилуйская низменность расположена в пределах Вилуйской синеклизы и частично Ангара-Вилуйского наложенного прогиба на песках и песчаниках мезозоя. Абсолютные высоты снижаются от окраинных частей низменности к долинам рек Лены и Вилуя от 400—450 до 100—120 м. Рельеф довольно однообразный, значительно выровненный и сглаженный. Речная сеть густая, но неглубоко врезана. Глубина речных долин изменяется в пределах 60—100 м и лишь по окраинным частям — до 150—200 м. Рельеф центральных частей низменности почти идеально плоский или слабоволнистый. Абсолютные отметки здесь не превышают 250 м. Реки имеют широкие (до 5—10 км), слабо врезанные долины с плоскими или слабовогнутыми днищами. Моноклиальное падение пластов мезозойской толщи способствовало образованию асимметричных водоразделов и речных долин.

На междуречье рек Линдэ, Тюнг и Тюкян на горизонтально залегающих породах кайнозоя в четвертичное время в результате слабых погружений образовалась плоская озерная нерасчлененная равнина с абсолютными высотами 170—240 м и относительными 20—40 м. Аналогичное происхождение имеет и равнина, развитая на песчаных отложениях мела и расположенная в бассейне среднего течения рек Тюнг и Тюкян. Абсолютные отметки ее 170—250 м, расчлененность более глубокая (50—100 м).

На горизонтально и полого-моноклиально залегающих породах мезозоя по краям синеклизы в результате слабых поднятий в четвертичное время образовались грядово-холмистые, пологоволнистые и пологоувалистые равнины, характеризующиеся довольно глубоким расчленением. Абсолютные отметки в них достигают до 400—450 м, а глубина вреза речных долин 80—160 м. Иной характер имеет поверхность, развитая на рыхлых отложениях эйкской свиты на севере Вилуйской низменности. Она представляет собой озерно-болотную равнину (абсолютные отметки 220—350 м) с очень слабым расчленением (порядка 10—30 м).

Грядовым, грядово-увалистым и холмистым характером отличается рельеф, развитый на Кемпендйских солянокупольных структурах; абсолютные отметки здесь 280—400 м, а глубина расчленения 80—100 м.

Кроме чисто эрозионных форм рельефа, на Вилуйской низменности широко развиты формы рельефа, связанные с многолетней мерзлотой. К ним относятся термокарстовые котловины, большей частью заполненные озерами, аласы и булгуниахи (гидролакколиты). Низовья Тунга и правобережье среднего течения Вилуя покрыты перевеваемыми песками — тукуланами.

В зоне сочленения Ангаро-Вилуйского наложенного прогиба с Вилуйской и Тунгусской синеклизами (Мало-Ботуобинский район) рельеф также характеризуется неравномерным проявлением новейших поднятий и зависит от литологических особенностей распространенных здесь пород. В целом рельеф представляет собой пологоувалистую, местами грядово-холмистую с останцами равнину с абсолютными отметками 350—450 м. Глубина расчленения не превышает 60—140 м. Отдельные черты рельефа обусловлены литологическим составом и структурой слагающих пород. Так, на пластовых интрузиях траппов развит грядово-холмистый рельеф, на туфогенных и пермских отложениях — скелетно-грядовый и холмисто-грядовый с обширными заболоченными понижениями, на мезозойских отложениях — пологоволнистая расчлененная равнина, на карбонатных породах нижнего палеозоя — слабоволнистое плато, расчлененное глубоко врезанными долинами.

По геоморфологическому строению долина р. Малой Ботуобии подразделяется на несколько отрезков, обусловленных различной литологией пород, размываемых рекой и неравномерным проявлением новейших поднятий в ее бассейне. Долина Вилуя имеет довольно сложное геоморфологическое строение, обусловленное чередованием по ее продольному профилю более или менее устойчивых к размыву пород, а также различными амплитудами поднятий отдельных участков, пересекаемых рекой. Согласно данным А. П. Левиной (1962), долина Вилуя по геоморфологическим признакам подразделяется на четыре отрезка: 1) истоки — молодая, слабо разработанная долина, врезанная в озерно-ледниковые отложения; 2) верхнее течение — четковидная долина, в которой расширенные террасированные участки чередуются с каньонами; 3) среднее течение (от р. Большой Ботуобии до р. Илин-Дьели) — постепенно расширяющаяся вниз по течению террасированная долина; 4) нижнее течение — участок широкой террасированной долины, переходящей в аллювиальную равнину. В долине Вилуя, кроме многоступенчатой поймы, присутствуют пять надпойменных террас. Они хорошо прослеживаются по продольному профилю реки от верховьев до устья, что подтверждает разновозрастность соответствующих террас реки на всем протяжении.

Мало-Ботуобинский район наиболее перспективен и в отношении россыпной алмазности. Здесь известны рэт-лейасовые и четвертичные алмазные россыпи, источником питания которых считается кимберлитовая трубка Мир. Но не исключена возможность наличия и других коренных источников алмазов.

Геоморфология речных долин

Изучение речных долин и их особенностей, обусловленных различным проявлением новейших движений, а также литологией и структурой размываемых пород, позволяет не только восстановить историю формирования рельефа, но и правильно подойти к оценке размещения и локализации четвертичных алмазных россыпей.

При всем разнообразии новейших тектонических движений и геологических структур, обусловивших своеобразие речных долин, можно наметить и некоторые общие черты в строении последних, свидетельствующих о едином закономерном плане развития рельефа рассматриваемой терри-

гории. Такими общими чертами речных долин алмазоносной площади является преобладание широких долин (до 20—60 км), пологих уклонов (0,00005—0,0001) и небольшая мощность аллювия. Лишь на отдельных отрезках, особенно в участках развития кристаллических пород фундамента и пород трапповой формации, долины имеют каньонобразное строение и сравнительно крутой уклон. Все речные долины террасированы. Пойменные террасы, и в преобладающей части первая надпойменная являются аккумулятивными, а все остальные — эрозионно-аккумулятивными. Строение аллювия обычно двучленное, представленное фацией русловых песчано-галечных отложений и фацией пойменных образований — песками, супесями и суглинками.

В пределах долин всех крупных рек, особенно Лены и Вилюя, широко развиты озера — старицы и эоловые дюны — тукуланы. Долины всех рек, за исключением полярных областей, покрыты лесной и кустарниковой растительностью. Русловые, а иногда и террасовые отложения рек, размывающих районы распространения алмазоносных кимберлитовых тел и древних алмазоносных отложений, в той или иной мере алмазоносны. Наиболее продуктивен аллювий рек четвертого и третьего порядков (по отношению к Лене), но иногда концентрация алмазов в значительных количествах находится и в долинах рек второго и даже первого порядков.

Река Лена является главным базисом эрозии для многих рек, в которых установлены алмазоносные россыпи. По Г. Е. Чистякову (1964), реку по характеру течения подразделяют на три участка: от истока до устья р. Витим (4160—2745 км), от устья р. Витим до впадения в него р. Алдан (2475—1330 км), от устья р. Алдан до о-ва Столб, за которым начинается дельта реки. Особый интерес для нас представляет участок этой реки от устья р. Вилюй до впадения ее в море.

На третьем участке, ниже впадения Алдана, Лена проходит вблизи Верхоянского хребта и до о-ва Жолдонга (в 900 км ниже Якутска) течет в широкой (до 10—15 км, а местами до 20—25 км) долине. От о-ва Жолдонга до дельты долины Лены сужена Хараулахскими горами. Максимум сужения приходится на район пос. Кюсюр, где острова в русле отсутствуют, а ширина реки местами уменьшается до 2 км. При впадении в море Лена образует дельту площадью до 30 тыс. км². По объему суммарного годового стока (15 500 м³/сек) Лена занимает второе место в СССР после Енисея. Из всего объема годового стока в устьевой части Лены на снеговое питание приходится примерно 50%, на дождевое 35% и на грунтовое 15% (Чистяков, 1964). Режим Лены на участке от впадения Алдана до устья характеризуется высоким весенним половодьем, летними паводками от дождей, которые значительно уступают по высоте подъема воды весеннему половодью, и исключительно низкой зимней меженью. Воды Лены отличаются малой мутностью: даже в половодье содержание взвешенных наносов не превышает 50—60 г/м³ (Соколов, 1952).

По данным Г. Е. Чистякова (1964), общий вес растворенных веществ, выносимых в море Лаптевых Леной, составляет около 56 млн. т в год. По ионному составу это количество распределяется примерно следующим образом: HCO_3^- — 26%, Ca^{+2} — 19%, SO_4^{-2} — 11%, Mg^{+2} — 10%, Cl^- — 14%, $\text{Na}^{+1} + \text{K}^{+1}$ — 20%.

Интересующий нас отрезок долины Лены (от впадения Вилюя до устья) располагается в основном в пределах Предверхоянского краевого прогиба, выполненного юрскими морскими и меловыми континентальными отложениями. В геоморфологическом отношении эта область представляет собой Приленскую равнину. И только самый северный, приустьевой участок реки (от пос. Кюсюр до устья) частично протекает в пределах северо-западной части Верхоянской складчатой области.



Рис. 4. Пойма р. Лены ниже устья р. Вилюй

Геоморфологическими исследованиями ряда авторов (Стрелков, 1957; Лунгерсгаузен, 1957; Алексеев, 1961; и др.), проведенными в долине нижней Лены, устанавливается наличие в ней террас нескольких уровней. Распространение, строение и условия образования террас различны на двух выделенных выше геоструктурных участках.

В пределах первой области (от устья Вилюя до пос. Кюсюр) Лена имеет хорошо разработанную глубоко врезанную долину шириной местами до 40—60 км. По мнению С. А. Стрелкова (1965), на этом отрезке сравнительно молодая часть долины реки, имеющая меньшую ширину (до 25 км), врезана в поверхность древних террас на глубину 60—100 м. Уклон реки от устья Вилюя до пос. Кюсюр составляет 5 см/км (0,00005). На этом участке отчетливо выделяются три уровня надпойменных террас высотой 12—18, 20—30 и 45—60 м. Кроме них, на значительном удалении от реки, в глубине долины, Г. Ф. Лунгерсгаузен и др. (1959) описаны террасы высотой 80—100 и 110—160 м.

Ниже устья р. Вилюй, вплоть до пос. Жиганска, русло Лены характеризуется наличием многочисленных мелей, кос и рядом островов разделяется на протоки.

Современные русловые отложения Лены отражают характер течения реки — на участках замедленного течения мощность их возрастает до 20 м, а на участках быстрого течения русловой аллювий или совершенно отсутствует, или же мощность его весьма незначительна.

Пойменная терраса везде имеет одинаковое строение. Обычно высота ее не превышает 5—10 м, но ширина террасы неодинакова на разных участках. Максимальная ширина ее — ниже устья Вилюя, где она достигает 25 км. Поверхность поймы покрыта зарослями ивы, тальника и изобилует старичными озерами и протоками (рис. 4). Аллювий поймы состоит из песков, супесей и суглинков. Редко отмечается галечник.

Надпойменная терраса высотой 12—18 м преимущественно развита по правому берегу реки, на отрезке от устья р. Леписке до р. Ундюлюнг. Ширина здесь достигает 10—15 км. Терраса аккумулятивная. Аллювиальные отложения ее представлены обычно песками и супесями,

в основании которых почти всегда присутствуют галечные образования мощностью до 12 м. Надпойменная терраса высотой 20—25 м наблюдается главным образом по правому берегу реки в виде небольших, разобщенных между собой участков. Эта терраса также аккумулятивная. По данным С. Ф. Бискэ, цоколь террасы находится на некоторой глубине ниже уреза воды, и мощность отложений террасы превышает ее относительную высоту (20—27 м). Аллювий также имеет двучленное строение. Нижняя часть представлена галечниками и валунами, а верхняя — преимущественно песками. В устье р. Линдэ на поверхности этой террасы широко развиты золотые песчаные дюны.

Надпойменная терраса высотой 45—60 м довольно широко развита. По левому берегу реки она примыкает к пойме или выходит непосредственно к реке, а на правом берегу она отделена двумя нижними надпойменными террасами. Терраса цокольная, эрозионно-аккумулятивная; аллювий ее перекрыт мореной (рис. 5). По мнению С. А. Стрелкова, эта морена может сопоставляться с верхнечетвертичным (зырянским) оледенением Верхоянского хребта. Таким образом, отложение осадков террасы относится к верхнечетвертичному межледниковому веку. Высота цоколя этой террасы изменяется от 5 до 40 м, а мощность аллювия также непостоянна.

Более высокие террасы Лены (80—100 и 110—160 м) имеют незначительное распространение. Очень редко отмечаются террасовые уровни с относительными высотами 200—240 м. Эти три уровня террас главным образом наблюдаются по правому берегу реки.

Второй, северный участок долины Лены, расположенный в пределах северо-западной части Верхоянской складчатой области, имеет облик, отличный от южного участка. Примерно от пос. Кюсюр вниз по течению долина Лены резко суживается, борта ее становятся крутыми и высокими. На этом участке реки (получившем название «трубы») ширина долины не более 6—8 км, местами 1,5—2 км. Река течет единым руслом, островов нет, косы развиты только по берегам. На этом участке уровень половодья реки превышает до 25 м над меженью, а далее к северу,



Рис. 5. Моренные отложения в долине р. Лены в районе устья р. Джарджан

близ о-ва Столб, снижается до 8 м и растекается по протокам дельты (Стрелков, 1957). Террасы на всем протяжении «трубы» развиты слабо и очень нечетко выражены; ширина их не превышает 1—2 км. Довольно четко выражена лишь первая надпойменная аккумулятивная терраса высотой 20 м, остальные террасы являются скульптурными уступами. По данным С. А. Стрелкова, терраса высотой 20 м еще не полностью сформирована, поэтому ее высота изменяется, отражая изменение средней высоты подъема воды во время половодья на разных участках долины. Высота террасы в дельте реки снижается до 8 м, а у самого наружного ее края — до 4 м. Для поверхности этой террасы характерен рельеф полигональной тундры, особенно четко выраженный в дельте реки.

В заключение описания геоморфологии долины р. Лены следует отметить, что остатки древнейших террас реки неоген-нижнечетвертичного возраста известны почти на всей территории Предверхоанского прогиба. Нередко их поверхности сливаются с древней денудационно-эрозионной поверхностью. Отмечается не менее трех уровней древних террас на высотах от 100 до 240 м. На правобережье Лены они перекрыты ледниковыми отложениями и непосредственно в современном рельефе отражаются слабо. Эти террасы являются остатками очень широкой (до 100 км), но не глубокой предполагаемой древней долины Лены. Более молодая, среднечетвертичная долина Лены четкая, широкая, врезана на 80—120 м в поверхность водораздельного плато и в древнюю долину. Борт долины хорошо прослеживается в современном рельефе. В формировании современного рельефа долины р. Лены большое значение имеет верхнечетвертичное оледенение, следы которого особенно отчетливо сохранились по правобережью Лены в виде конечноморенных гряд в районе устья рек Джарджан, Менгкере и Собопол. В формировании рельефа существенную роль сыграли и неотектонические движения. Ими было обусловлено неравномерное поднятие Приленской равнины. Эти же движения обусловили образование серий террас.

Река Вилюй — самый крупный левый приток Лены. Длина его 2650 км, площадь бассейна 454 тыс. км² (Чистяков, 1964). Русловые отложения Вилюя в разной степени алмазоносны.

Наибольшая концентрация алмазов (близкая к промышленной) установлена ниже впадения р. Малой Ботуобии, до пос. Крестях.

По данным Г. Е. Чистякова, по ряду признаков на Вилюе выделяются три участка: верхний — от истоков до впадения р. Сюльдюкар, протяжением 1500 км, средний — от р. Сюльдюкар до р. Мархи, длиной 620 км, и нижний — от р. Мархи до устья Вилюя, длиной 530 км.

В верхнем течении Вилюй протекает среди карбонатных пород ордовика, прорванных траппами. Для этого участка характерно чередование широких (350—400 м) и глубоких (до 4—5 м) плёсов с резко суженными (50—70 м) и мелкими, большей частью порожистыми участками с глубинами до 0,2—0,5 м. При малых уровнях течение на многих участках бурное. Скорости на плёсах не превышают 0,2—0,6 м/сек, увеличиваясь на порогах и перекатах до 3—4,5 м/сек. Предельные уклоны изменяются от 80—85 до 11—18 см/км (Чистяков, 1964).

В среднем течении Вилюй пересекает область сопряжения Тунгусской и Вилюйской синеклиз. На этом участке долина реки выработана среди карбонатных пород нижнего палеозоя и песчано-алевритовых пород мезозоя. Ширина русла реки здесь достигает 200—600 м, течение спокойное, со скоростями на плесах 0,2—1,3 м/сек, на перекатах 1,3—2,2 м/сек. Глубины на плёсах — от 1,5 до 8,5 м, средний уклон 8 см/км.

В нижнем течении река протекает по Центрально-Якутской, или Вилюйской, низменности, сложенной верхнемезозойскими песками и песчаниками. Русло на этом участке неустойчиво: ширина его изменяется от 300 м до 2,5 км. Скорости течения на плёсах 1,0—1,5 м/сек, на перекатах

1,9—2,2 м/сек. Продольные уклоны 4—24 см/км, в среднем 9 см/км (Чистяков, 1964).

Геоморфологию долины Вилюя детально изучали М. Н. Алексеев (1961), А. П. Левина (1961, 1963) и др. Ниже приводятся основные черты геоморфологии долины Вилюя, в основном позаимствованные из работ указанных выше авторов.

По геоморфологическим признакам долину Вилюя принято делить на четыре основных отрезка: истоки, верхнее течение, среднее течение и нижнее течение. Современные истоки реки представляют собой молодую, слабо разработанную долину, врезанную в озерно-ледниковые отложения. Террасы отсутствуют. Вследствие слабого вреза и заболоченности территории не удается расчленить даже пойму и первую террасу. Верхнее течение Вилюя охватывает отрезок от р. Средний Вилюйкан до устья р. Большой Ботуобии. На этом отрезке долина реки имеет четковидное строение. Там, где она пересекает пластовые тела траппов, долина имеет вид каньона, врезанного на глубину 100—150 м. Террасы развиты слабо. Аллювиальный покров сохраняется только на первой террасе. В расширенных участках долины, связанных с легко размываемыми континентальными верхнепалеозойскими отложениями, появляется разработанный комплекс террас. Кроме многоступенчатой поймы, выделяются пять уровней надпойменных террас: первая высотой 10—16 м; вторая — 18—26 м; третья — 30—40 м; четвертая — 50—60 м и пятая — 65—80 м. Высота террас постепенно повышается вниз по течению.

На этом участке реки низкая пойма развита слабо. Чаше встречается высокая пойма 6—11 м, ширина ее поверхности 0,1 км. На ней развиты старичные озера, русловые валы и болота. Пойма сложена в основном песками или легкими супесями с прослойками гравия, мощность аллювия 11 м.

Первая надпойменная терраса развита широко. Она тянется почти непрерывной полосой вдоль обоих берегов Вилюя, местами сохраняясь даже в трапповых сужениях долины. Мощность аллювия от 6 до 13 м; терраса эрозионно-аккумулятивная, высота цоколя от 1 до 5 м.

Вторая надпойменная терраса также эрозионно-аккумулятивная. Высота ее цоколя 10—13 м. Мощность аллювия — от 0,6 до 8 м в самых верховьях, ниже устья р. Ахтаранды она увеличивается до 10—11 м; терраса сложена песком с прослойками гравия и гальки.

Третья надпойменная терраса встречается в виде отдельных участков шириной 0,2—1,5 км. Аллювий представлен песком и галечником мощностью от 4 до 20 м. Наибольшая мощность аллювия наблюдается в расширениях долины; высота цоколя террасы 12—25 м.

Четвертая и пятая террасы, наблюдающиеся довольно редко, представляют собой эрозионные площадки с аллювиальным покровом небольшой мощности. На этом отрезке долины реки в русловых отложениях были найдены отдельные кристаллы алмаза, происхождение которых пока не выяснено.

Среднее течение Вилюя (от р. Большой Ботуобии до р. Илин-Дьели) представляет наибольший интерес в отношении алмазоносности. Алмазы обнаружены ниже впадения р. Ботуобии, в русловых отложениях, представляющих собой береговые отмели, бечевники, намывные острова и косы. В какой-то мере алмазоносны и террасовые отложения (русловая фация). Этот отрезок долины Вилюя располагается в поле развития карбонатных отложений нижнего палеозоя и песчано-алевритовых пород мезозоя. На этом участке долина реки расширяется до 10—15 км. Исследователи выделяют здесь, кроме поймы, шесть надпойменных террас.

Первая надпойменная терраса высотой от 11 до 16 м развита повсеместно, ширина ее 0,5—2 км; терраса имеет цоколь высотой от

0,5 до 3 м над урезом воды; аллювиальные отложения, мощностью до 10—15 м, четко подразделяются на русловую и пойменную фацию; первая представлена галечниками с примесью валунов, мощность ее 2—6 м; выше залегают суглинки и пески с гумусированными прослойками.

Вторая надпойменная терраса также широко развита по обоим берегам реки. Высота ее 18—25 м, высота цоколя 6—10 м, мощность аллювия 7—15 м; из них галечников до 1—4 м. На поверхности террасы местами сохранился эоловый рельеф.

Третья терраса часто встречается на расширенных участках долины. Высота террасы 32—45 м, а цоколь поднимается над уровнем воды на 20—35 м. Мощность аллювия от 5—6 до 10—13 м. Русловая фация имеет небольшую мощность и представлена галечниками, гравием и песком, чередующимися друг с другом.

Четвертая терраса на этом участке Вилюя встречается довольно редко, ширина ее поверхности до 3 км, высота 55—60 м, а высота цоколя 40—47 м. Терраса в значительной степени размыва, и мощность аллювия обычно не превышает 3—6 м, только ниже устья р. Укугут мощность аллювия увеличивается до 10—13 м. Строение аллювия аналогично низким террасам.

Пятая надпойменная терраса высотой 66—75 м имеет цоколь до 60 м. Поверхность ее широкая (местами до 10—12 км), со следами эолового рельефа; мощность аллювия от 4—5 до 10—11 м, но галечниковые горизонты встречаются редко и мощность их 1—2 м.

Шестая терраса высотой 90—110 м сливается с древней долиной, направления которой не всегда совпадают с современным направлением Вилюя. Отложения этой террасы отличаются от состава остальных пяти террас. Подробнее этот вопрос рассмотрен А. П. Левиной (1962).

Низовья Вилюя находятся в пределах Вилюйской синеклизы, которая на протяжении четвертичного периода испытывала значительное отставание в подъеме. Замедленное поднятие области низовьев Вилюя и слабая устойчивость к размыву мезозойских континентальных отложений, выполняющих Вилюйскую впадину, способствовали образованию очень широкой долины, представляющей собой аллювиальную равнину со ступенчатым профилем. Ширина террас здесь изменяется десятками километров.

Этот отрезок долины Вилюя практически алмазов не содержит. По крайней мере в русловых и террасовых отложениях до настоящего времени алмазы не найдены. Не останавливаясь на детальной геоморфологической характеристике низовьев Вилюя, укажем, что здесь развиты шесть надпойменных террас: первая высотой 10—16 м; вторая — 20—25 м; третья — 30—40 м; четвертая — 45—55 м; пятая — 55—60 м и шестая — 90—100 м. Мощность аллювия этих террас несколько выше, чем в среднем и верхнем течении реки, но высота цоколя террас понижается, что, по-видимому, связано с неравномерностью поднятия бассейна Вилюя в четвертичное время.

На террасах Вилюя в нижнем течении широко развиты тукуланы, образованные перевеянным песком из четвертичных аллювиальных отложений. Кроме того, часто встречаются термокарстовые западины «аласы» и гидролакколиты — «булгунняхи», связанные с наличием многолетней мерзлоты.

Река Малая Ботуобия впадает в Вилюй справа на 1156-м километре от устья. Промышленная алмазоносность ее установлена от устья до впадения в нее р. Ирелях, причем алмазоносны не только русловые отложения, но и галечники всех террас. Выше устья р. Ирелях найдены лишь единичные кристаллы алмазов.

Долина р. Малой Ботуобии расположена в пределах геоморфологических районов. Северная, приустьевая часть долины пересекает структурно-денудационное трапповое плато. Нижний и, частично, средний отрезки долины заложены на структурно-денудационном плато на относительно приподнятом нижнем палеозое. Долина среднего течения Малой Ботуобии выработана на эрозионно-денудационной равнине, в области мелких мезозойских депрессий. Верховье реки (и часть среднего течения) располагается на эрозионно-денудационной равнине на континентальных и морских отложениях юры. В соответствии с этим разные участки долины Малой Ботуобии имеют различное геоморфологическое строение. Долина реки врезана на глубину от 20—40 до 100—140 м, уклон реки ниже устья р. Ирелях составляет в среднем 50 см/км и увеличивается в приустьевой части до 70 см/км.

Заложение современной долины р. Малой Ботуобии относится к началу четвертичного периода. К настоящему времени река выработала, кроме поймы, пять надпойменных террас. Террасы хорошо развиты обычно на тех участках, где река размывает мезозойские песчано-конгломератовые и нижнепалеозойские карбонатные отложения. В местах пересечения трапповых тел долина реки суживается и приобретает У-образный профиль. Террасы здесь развиты слабо. Благодаря неравномерному поднятию территории относительные отметки террас в среднем течении реки несколько выше (табл. 1).

Таблица 1

Высоты террас (в м) р. Малой Ботуобии
(по А. П. Левиной)

Терраса	Верхнее течение	Среднее течение	Нижнее течение	Терраса	Верхнее течение	Среднее течение	Нижнее течение
Пойма	1—2	—	4—5	III	25—30	30—33	27—32
I	4—5	9	7—9	IV	40	38—45	38—40
II	10—13	15—20	13—16	V	—	35—60	55

Река Малая Ботуобия алмазоносна от устья до впадения в нее р. Ирелях; этот отрезок охватывает среднее и нижнее ее течение. На этом участке долины прослеживаются все пять надпойменных террас. Ширина долины 5—6 км. Русло реки изобилует крупными врезанными меандрами и отдельными косами и косовыми «узлами» (меандры и косы отсутствуют только в пределах трапповых областей, где русло реки почти прямолинейное). Мощность аллювия кос изменяется от 0,2 до 3—4 м. Наиболее мощные косы встречаются на участках, расположенных среди карбонатных пород палеозоя. Пойма реки развита повсюду. Ширина ее достигает сотни метров, а мощность аллювия обычно не превышает 5—7 м. Русловые фации поймы, а также собственно русловые отложения Малой Ботуобии во многих местах (ниже устья р. Ирелях) представляют собой алмазные россыпи.

Первая надпойменная терраса высотой 7—9 м и шириной до 0,7—1 км прослеживается по обоим берегам реки. Терраса аккумулятивная, цоколь ее располагается ниже уреза воды. Мощность аллювия 7—12 м, в том числе галечников до 3,0—3,5 м.

Вторая терраса высотой 15—20 м и шириной до 1,5 км прослеживается не всюду, а обычно встречается в излучинах реки. Терраса эрозионно-аккумулятивная, высота цоколя до 10—12 м. Аллювий имеет двучленное строение. Русловая фация представлена галечниками мощностью до 4 м. На них залегают пойменные отложения (пески, суглинки, супеси). Третья терраса высотой 27—33 м встречается редко. Ниже

впадения Иреляха, по правому берегу Малой Ботубии она постепенно переходит в более высокую четвертую террасу. Ширина ее не превышает 200—300 м. В верхней части аллювий представлен песками, ниже — галечно-гравийными отложениями. Терраса хорошо выражена в районе р. Кюргелях (в низовьях р. Малой Ботубии). Мощность ее аллювия достигает здесь 10 м, в том числе галечников до 5 м.

Четвертая и пятая террасы по строению аллювия и степени сохранности похожи друг на друга. Их аллювий состоит из песка и выклинивающихся прослоев песчано-галечниковых образований иногда мощностью до 3 м. По-видимому, в период формирования высоких террас русло реки блуждало по пойме, благодаря чему ширина некоторых террас достигает 3 км. Эти террасы приурочены к местам пересечения р. Малой Ботубией древних долин или юрских депрессий, испытывающих относительно опускание или небольшое поднятие территории. Эти участки представляют значительный интерес, особенно террасы ниже устья р. Ирелях, где в аллювии высоких террас установлены алмазы и пиропы.

Река Ирелях — левый приток р. Малой Ботубии. Длина реки около 120 км, но наибольший интерес представляет нижний отрезок долины длиной в 33 км, где обнаружены и разрабатываются алмазоносные россыпи.

Долина р. Ирелях проложена в основном среди карбонатных пород нижнего палеозоя. Песчано-галечные и алевролитовые отложения нижней юры слагают верхние части склонов долины и отчасти прилегающие междуречья. Строение долины неоднородное, ширина ее от 250 м до 1,5 км. Уклон реки 100 см/км. По морфологическим признакам долину Иреляха (нижнее течение) делят на два участка — верхний и нижний. К нижнему относят приустьевую часть, где иреляхские террасы сочленяются с террасами Малой Ботубии. На верхнем участке развиты собственно иреляхские террасы. Этот участок характеризуется крупными врезанными меандрами, узкой долиной, где коренной склон приближается к руслу и часто подмывается водой с образованием осыпей. Вдоль русла реки располагаются, кроме низкой и высокой поймы, четыре надпойменные террасы.

Первая терраса с поймой высотой 3—6 м тянется непрерывной полосой по обеим сторонам реки. Ширина ее от 130 м до 1 км, поверхность ровная, местами слабоволнистая или имеет небольшой наклон в сторону русла. Мощность аллювия изменяется от 1 до 8,8 м и в среднем составляет 5 м; верхняя часть его представлена суглинками, илами, супесями и, реже, песком; под ними залегают глинисто-гравийно-щебенистые отложения средней мощностью около 2 м.

Вторая надпойменная терраса (эрозионно-аккумулятивная) высотой 8—12 м встречается в виде узких полос длиной 0,5—1,5 км, средняя ширина 120 м. Поверхность террасы сильно размыта, поэтому мощность аллювия сравнительно небольшая, в среднем до 3,7 м.

Третья эрозионно-аккумулятивная терраса наблюдается в виде эрозионных разобщенных участков, как правило, сопутствующих четвертой террасе; высота ее 15—20 м, ширина от 40 до 300 м. Мощность аллювия изменяется от 1,5 до 8 м, в том числе галечников — от 0,5 до 4,5 м.

Четвертая эрозионно-аккумулятивная терраса сохранилась в виде отдельных изолированных останцов в крупных излучинах реки. Форма останцов обычно повторяет очертание излучин; наиболее развита терраса в нижнем течении реки; высота террасы 25—30 м, ширина в среднем около 140 м, мощность аллювия от 0,4 до 8,6 м.

Река Марха является наиболее крупным притоком Вилюя. Впадает в него слева на 530-м километре от устья; длина реки 1181 км, площадь бассейна 99 тыс. км². В истоках реки располагается ряд озер,

приуроченных к низинам, окруженных возвышенностями с абсолютной высотой до 700 м (Чистяков, 1964).

Долина р. Мархи в среднем и верхнем течении располагается в переходной зоне от окраинной части Вилуйской низменности к Восточно-Сибирскому плоскогорью на площади развития карбонатных пород палеозоя, а в нижнем (частично и среднем) течении долина р. Мархи вступает в область преимущественного развития юрских отложений, представленных нижней континентальной и морской толщами. Такое различие в геологическом строении отражается и на геоморфологии долины реки.

В верхнем течении Марха имеет типично горный, а в среднем и нижнем течении — полугорный и равнинный характер. От истоков до впадения в нее р. Сохолох падение реки составляет 5 м/км. Ниже устья р. Сохолох уклон Мархи становится более пологим (60 см/км) и далее еще выполаживается. В верхнем течении долина реки узкая (до 0,6 км), имеет У-образный профиль. От устья р. Халамакит до устья р. Кучугуй-Таннах (100 км) ширина долины равна 0,7—2 км. Форма долины ящикообразная. В среднем и особенно нижнем течении долина реки расширяется до 10—20 км.

В долине р. Мархи хорошо выражены пойма высотой 6—8 м и шесть надпойменных террас: первая высотой 12—15 м, вторая — 18—25 м, третья — 40—45 м, четвертая — 60—65 м, пятая — 70—90 м и шестая — 90—105 м. Вверх по течению высота террас постепенно уменьшается. Все террасы эрозионно-аккумулятивные.

Первая надпойменная терраса развита широко; ширина ее 5—8 км. Строение аллювия двухъярусное. Внизу залегают галечно-гравийные отложения мощностью до 2,9 м, которые сверху перекрыты суглинками и слоистыми мелкозернистыми песками.

Вторая терраса также прослеживается по всей долине реки. Местами ширина поверхности террасы достигает 2—3 км (особенно в среднем и нижнем течении). Аллювий представлен песками с линзами глин и супесями. В основании аллювия, как правило, залегают галечники непостоянной мощности.

Третья терраса Мархи наиболее развита в нижнем и, частично, среднем течении реки. Характер аллювиальных отложений этой террасы неодинаковый на разных участках. В районе Энердякской излучины, где терраса сильно размита и поверхность ее снижена, аллювий представлен галечниками мощностью до 4 м. В нижнем течении Мархи аллювий террасы представлен в основном песчано-глинистым материалом, только в основании аллювия имеются маломощные галечниковые прослойки.

Четвертая терраса лучше развита в районе Верхних Островов. Аллювий представлен главным образом глинистым ожелезненным галечником.

Более высокие пятая и шестая террасы в свое время детально изучались многими исследователями (Н. И. Гогина, Р. О. Галабала, М. Н. Алексеев, М. И. Плотникова, О. М. Кардопольцева и др.) в связи с распространенными на междуречье Мархи и Тунга покровными отложениями неясного возраста и генезиса, известными под названием «водораздельных галечников». М. И. Плотниковой и др. (1960, 1963) толща «водораздельных галечников» расчленена на несколько возрастных и генетических групп (ранее их относили к образованиям единого возраста и генезиса): аллювиальные отложения верхнемелового — палеогенового возраста, элювий коры выветривания, аллювиальные и озерные отложения олигоценового возраста, аллювий неогенового возраста, аллювий шестой террасы Мархи (плиоцен-нижнеплейстоценового возраста) и аллювий пятой террасы (нижнеплейстоценового возраста).

Пятая и шестая террасы р. Мархи, согласно М. И. Плотниковой и др. (1960, 1963), протягиваются в виде полосы северо-западного простирания, ширина которой увеличивается от 6—7 км ниже устья р. Хан-ны до 40—45 км в районе пос. Энердээх, образуя, таким образом, довольно широкую аллювиальную равнину с относительными превышениями 90—105 м (абсолютные отметки 220—230 м). У тыловой закраины она незаметно сливается с более высокой поверхностью с реликтами неогеновой и палеогеновой речной сети. Так же постепенно она переходит в пятую террасу (относительная высота 70—90 м). Мощность аллювия пятой террасы изменяется от 2—3 до 10—14 м, а шестой от 2 до 15 м. Строение аллювия обеих террас двучленное: русловая фация представлена песчано-гравийно-галечными отложениями, пойменная — ко-солоистыми песками, супесями, суглинками или глинами, содержащими единичные гальки.

Алмазоносность р. Мархи установлена от устья ручья Сохсолох-Мархинского до пос. Малыкай. При этом по характеру алмазоносности можно выделить два участка: верхний — от ручья Сохсолох-Мархинского до впадения р. Маркоки и нижний — от устья этой реки до с. Малыкай (Трофимов, 1961а, б). В верхнем участке выявлена лишь рассеянная алмазоносность, а в нижнем — концентрация алмазов увеличивается, причем алмазы установлены как в русловых, так и террасовых отложениях.

Река Далдын — левый приток р. Мархи в ее верхнем течении. Долина имеет ящикообразную форму шириной 1,0—1,5 км. Вдоль русла развиты пойма и три надпойменных террасы.

Пойма (высота 3—7 м) прослеживается по обеим сторонам реки. Аллювий поймы обычно перекрыт рыхлыми делювиальными наносами мощностью от 0,5 до 3 м. Строение аллювия двухъярусное: нижняя часть представлена галечниками с примесью песчаной глины (мощность 1—2 м), а верхняя — иловатыми суглинками, глинами и супесями.

Первая надпойменная терраса (высота 10—17 м и ширина до 1,5 км) развита сравнительно широко. Аллювий террасы также перекрыт делювиальными образованиями мощностью до 1—3 м. Мощность аллювия достигает 6—8 м (галечников 2—5 м).

Вторая и третья террасы (высоты, соответственно, 22—28 и 50—56 м) сохранились лишь в виде реликтов. Значительная часть аллювия их уничтожена эрозией. Мощность русловой фации аллювия, представленной песчано-глинистыми галечниками, составляет 2—6 м. Сверху залегают иловатые суглинки небольшой мощности (0,5—1,5 м).

Наибольший интерес в отношении алмазоносности представляют лишь галечники второй террасы р. Далдын.

Река Тюнг впадает в Вилюй слева на 322-м километре от устья; длина реки 1092 км, площадь бассейна 49 700 км², уклон 30 см/км (Чистяков, 1964). В русловых отложениях Тюнга установлена убогая алмазоносность от верховьев реки до устья Нижнего Салакута.

Единичные кристаллы алмаза найдены и в террасовом аллювии реки. Долина Тюнга проложена в пределах двух крупных геоструктурных единиц — Анабарской антеклизы, сложенной нижнепалеозойскими карбонатными породами, и Вилюйской синеклизы, выполненной мезозойскими континентальными отложениями. В соответствии с этим северный отрезок реки в пределах Анабарской антеклизы характеризуется узкой, иногда каньонообразной долиной со слабо развитыми террасами. Глубина вреза реки на этом участке составляет 80—120 м. Южнее, при вступлении в область распространения мезозойских пород, долина реки резко расширяется, в русле появляются многочисленные косы и острова. Врез реки уменьшается до 30—40 м.

В долине р. Тюнг установлены низкая и высокая поймы и четыре надпойменных террасы, причем весь комплекс террас хорошо выражен только в среднем течении реки. В нижнем течении развиты лишь три уровня надпойменных террас, при этом здесь наиболее развита вторая надпойменная терраса. Пойма имеет ограниченное распространение, появляясь в основном на выпуклых частях излучин; высота ее от 3 до 10 м, ширина 50—300 м, мощность отложений 7—11 м. В основании аллювия залегают галечники (мощность 0,5—6 м), которые сверху перекрыты суглинками.

Первая надпойменная аккумулятивная терраса высотой 10—12 м почти повсеместно прослеживается в виде нешироких (150—800 м) полос. Поверхность террасы ровная или слабоволнистая, с многочисленными старичными озерами и болотами. Мощность аллювия до 14 м, в том числе галечников до 2 м.

Вторая надпойменная терраса наиболее широко развита в низовьях реки. Она является аккумулятивной террасой (цоколь расположен почти на уровне уреза реки) с высотой 17—18 м и шириной в несколько километров. На поверхности террасы широко распространены золотые дюны, представляющие собой серповидные гребни, ориентированные, как правило, с северо-запада на юго-востоке; длина их до 300 м, высота от 2 до 8—10 м. Терраса сложена глинистыми песками с тонкой горизонтальной, реже косой слоистостью, мощностью до 10—15 м. Под ними на меловых породах часто залегают озерные отложения, представленные торфяниками и глинами с растительным детритусом.

В среднем и верхнем течении реки высота террасы повышается до 22—25 м. Она становится эрозионно-аккумулятивной с довольно высоким цоколем (до 4—5 м); ширина ее в среднем течении р. Тюнг 2—4 км, но встречается она значительно реже, чем в низовьях реки. В составе аллювия (в русловой фации) появляются галечники мощностью от 1—2 до 4—5 м.

Третья эрозионно-аккумулятивная терраса р. Тюнг наиболее широко развита в среднем течении реки. Высота ее 35—40 м (в верхнем течении она достигает 40—50 м, а в низовьях уменьшается до 25—32 м) при средней ширине 4—5 км. Поверхность террасы имеет пересеченный рельеф за счет размыва многочисленными речками и ручьями. В рельефе терраса выражена нечетко. Аллювий террасы имеет небольшую мощность (до 5—6 м). Русловая фация аллювия представлена галечниками, часто лишенными пойменного покрова.

Четвертая эрозионно-аккумулятивная терраса также широко распространена лишь в среднем течении реки; ширина ее 4 км. Уступ террасы пологий, бровка выражена слабо. Терраса в значительной мере размывта. Мощность аллювия, по данным В. И. Немца, 1,2—1,6 м.

В. И. Немцем и другими в долине р. Тюнг отмечены пятая и шестая надпойменные террасы (на междуречье Тюнга-Чимидикяна) высотой 80—90 м, однако эти сведения не подтвердились. По мнению М. Н. Алексеева (1961), возраст долины Тюнга является более молодым, чем возраст долин рек Вилюя и Мархи. Основанием для такого вывода М. Н. Алексеев считает отсутствие высоких террас в долине нижнего течения р. Тюнг.

Река Муна впадает в р. Лену слева на 627-м километре от устья; длина ее около 700 км. Река большей частью протекает в районе развития нижнепалеозойских карбонатных пород Анабарской антеклизы, и лишь нижнее течение входит в область развития мезозойских песчано-глинистых отложений. Долина реки неширокая: в верхнем течении 1—3 км, в среднем 2—6 км и в нижнем 2—10 км. Б. И. Прокопчук и др. (1964) в долине р. Муны выделяют пойму и пять надпойменных террас.

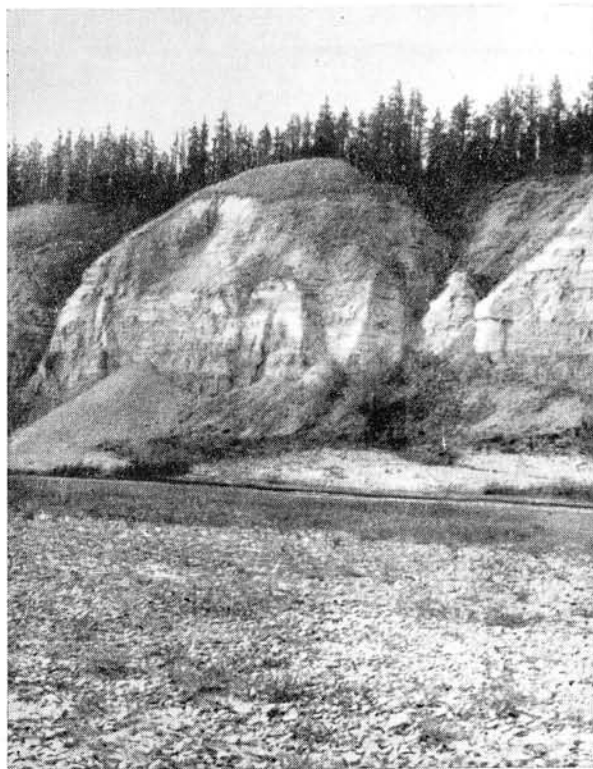


Рис. 6. Пятая цокольная терраса р. Муны в районе устья
р. Дойду-Муна-Юрэгэ

В долине Муны пойменная терраса широко развита в среднем течении, в низовьях она встречается лишь в выпуклых частях излучин: ширина поймы от 0,5 до 2—3 км, высота 5—8 м, мощность аллювия 7—9 м. Нижние горизонты пойменного аллювия представлены галечниками (мощность 2—3 м), верхние — песками, суглинками, глинами и илами.

Первая надпойменная эрозионно-аккумулятивная терраса широко развита в среднем течении реки и, в меньшей степени, в нижнем течении, где встречается в виде полос вдоль крупных излучин. Высота террасы 9—13 м (высота цоколя 4—8 м), мощность аллювия от 3 до 5 м в среднем течении и до 5—12 м — в нижнем. Мощность галечников везде одинакова — от 1 до 3 м.

Вторая эрозионно-аккумулятивная терраса высотой 20—25 м прослеживается на всем протяжении р. Муны. Высота цоколя от 8 до 16 м, мощность аллювия от 2 до 4 м в среднем течении и от 10 до 15 м — в нижнем.

Третья эрозионно-аккумулятивная терраса встречается в виде отдельных реликтов в излучинах реки. Высота террасы в среднем 30—35 м, высота цоколя в нижнем течении 28—32 м, в среднем 25—28 м.

Четвертая эрозионно-аккумулятивная терраса наиболее широко распространена в нижнем течении реки. Высота террасы 55—60 м; цоколь поднимается над уровнем воды на 40—55 м; мощность русловой фации аллювия 2—6 м, а пойменной фации 2—5 м.

Пятая эрозионно-аккумулятивная терраса также развита в низовьях Муны (рис. 6). В среднем течении она сохранилась лишь в крупных

излучинах реки; высота цоколя террасы до 65—75 м. На цоколе залегают галечники мощностью 2—4 м, перекрытые толщей песков в 3—5 м.

Река Муна алмазоносна почти на всем протяжении, правда, практическая значимость ее не установлена. По мнению Б. И. Прокопчука, наиболее перспективно нижнее течение реки, где имеются большие запасы алмазоносного аллювия и установлены более высокие концентрации алмазов.

Река Моторчуна — левый приток р. Лены. Протяженность ее около 400 км. Ширина долины в нижнем течении около 5—8 км, в верхнем течении до 2 км. Аллювиальные отложения реки алмазоносны. Последняя связана с развитыми в нижнем течении реки песчано-глинистыми отложениями юры, содержащими слои конгломератов. Верхнее и отчасти среднее течение реки расположено на площади развития карбонатных пород нижнего палеозоя.

Б. И. Прокопчук (1965) в долине Моторчуны выделяет пойму и пять надпойменных террас. Все террасы эрозионно-аккумулятивные. В русле реки отмечаются многочисленные галечно-щебенчатые косы длиной от 20 до 400 м при ширине 10—15 м и высоте от 0,5 до 3 м над меженным уровнем реки.

Высота поймы реки 5—10 м; наиболее развита она в верхнем и нижнем течении, где ширина ее достигает 2—4 км. В среднем течении пойма появляется только в излучинах реки. Иногда пойма цокольная (например, в среднем течении реки отмечен цоколь высотой 0,2—1 м). Мощность руслового аллювия (галечников) 2—4 м, а пойменного (суглинки) — от 3 до 6 м.

Первая надпойменная терраса высотой 9—12 м развита по всей долине р. Моторчуны. Высота цоколя ее повышается от 0,2—2 м в нижнем течении до 4—6 м в среднем течении. В верхнем течении она снова уменьшается до 2—4 м. Аллювий имеет двухъярусное строение: внизу залегают галечники (в нижнем течении) и щебеночно-галечный материал (в верхнем течении), мощность 1—3 м; сверху они перекрыты суглинками и глинами мощностью 1—5 м.

Вторая надпойменная терраса также распространена повсюду. Высота террасы 15—20 м. В нижнем течении цоколь имеет высоту 8—10 м, а в среднем и верхнем течении 10—15 м. Мощность галечников 1—2,5 м, суглинков и глин 1—4 м.

Третья надпойменная терраса высотой 30—35 м прослеживается по всей долине реки. Высота цоколя в нижнем течении 14—18 м, в среднем 28—32 м, в верхнем 20—25 м. На цоколе залегают галечники мощностью от 0,9 до 2—3 м, перекрытые суглинками и песками (1—3,5 м).

Четвертая надпойменная терраса сохранилась в нижнем и среднем течении р. Моторчуны. Высота ее 50—55 м, высота цоколя в нижнем течении 36—40 м, в среднем 40—45 м. Аллювий имеет небольшую мощность — до 5—7 м, в том числе галечники — до 1,3—3 м.

Пятая надпойменная терраса сохранилась в виде отдельных реликтов лишь в нижнем течении реки. Высота цоколя террасы 48—55 м. Аллювий террасы хорошей сохранности. Мощность галечников 1,5—4,5 м, а перекрывающих их суглинков и песков 4—10 м.

Река Молодо впадает в Лену слева. Длина реки около 600 км. Ширина долины в нижнем течении 3—5 км, в среднем и в верхнем 1—4 км; ширина русла в нижнем течении 150—200 м, в среднем 80—100 м и в верхнем 20—80 м. Глубина русла в межень на плёсах 2—3 м, на перекатах 0,4—1 м; скорость течения 0,6—1,2 м/сек.

Долина р. Молодо выработана в пределах двух геоструктурных областей: верхний и средний отрезки долины располагаются в области Оленекского поднятия, сложенного карбонатными породами нижнего

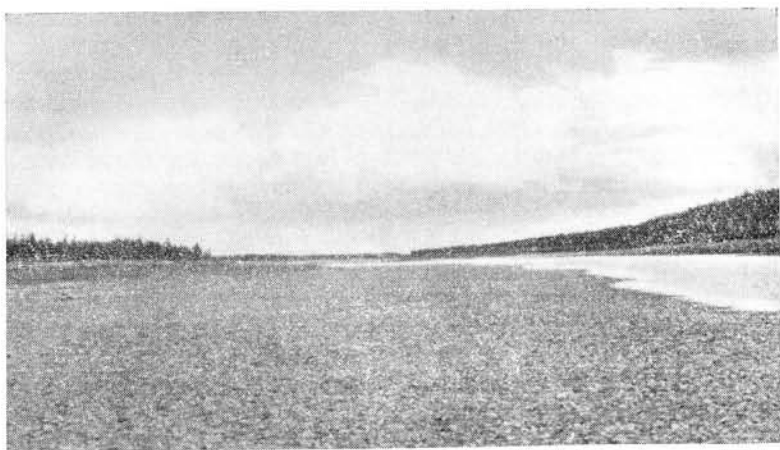


Рис. 7. Река Молодо. Алмазоносная щебенчато-галечниковая коса

палеозоя, а нижний участок долины — на площади развития мезозойских толщ Предверхоянского прогиба.

Русловые отложения Молодо в нижнем течении (на площади развития юрских пород) — песчаные и песчано-галечные, а выше по течению — щебенчато-галечные и галечные (рис. 7). Мощность их вниз по течению 0,5—2 до 3—7 м. Русло реки изобилует косами, длина некоторых из них достигает 2 км, ширина 200 м.

Геоморфология долины Молодо изучалась Р. О. Галабалой, Л. М. Натаповым, Б. И. Прокопчуком и другими исследователями; она освещена также в ряде опубликованных работ. В долине Молодо ими выделяются пойменная и пять надпойменных эрозионно-аккумулятивных террас. Все террасы, кроме пятой, широко развиты в долине реки. Пятая терраса встречается отдельными обрывками. Строение аллювия всех террас двучленное: нижний, отвечающий русловой фации, представлен галечниками; верхний — суглинками и глинами пойменной фации.

В отношении алмазоносности наиболее интересны русловые отложения р. Молодо, развитые в ее среднем течении. Единичные кристаллы алмаза были найдены и в аллювии всех террас среднего течения р. Молодо. Детально террасы не изучались. Алмазы установлены и в нижнем течении реки, но в меньших количествах, чем в среднем.

Река Оленек впадает в море Лаптевых и является одной из крупных рек северо-западной Якутии. По измерениям Якутского управления гидрометеослужбы, длина реки равна 2270 км, площадь бассейна 219 350 км², падение от истока до устья 468 м, или 20 см/км. Уклон верхней части реки от истока до устья р. Арга-Салаа (1528 км от устья) составляет 30 см/км и от впадения р. Арга-Салаа до устья — 6 см/км. Бассейн асимметричен: площадь левой части составляет примерно две трети всей площади бассейна (Чистяков, 1964).

Долина реки находится в пределах Оленекского плато в поле развития карбонатных пород нижнего палеозоя (рис. 8) и лишь приустьевая часть долины расположена на Анабаро-Оленекской равнине, сложенной мезозойскими континентальными отложениями. Долина реки широкая, особенно в нижнем течении, где достигает 5—7 км. Редко она приобретает каньонообразный характер (на участках развития траппов) с едва заметными террасами и глубоким (до 200 м) врезом.

В долине реки прослеживаются пойма высотой 8 м и шесть надпойменных террас: первая высотой 12—15 м, вторая — 16—18 м, третья —

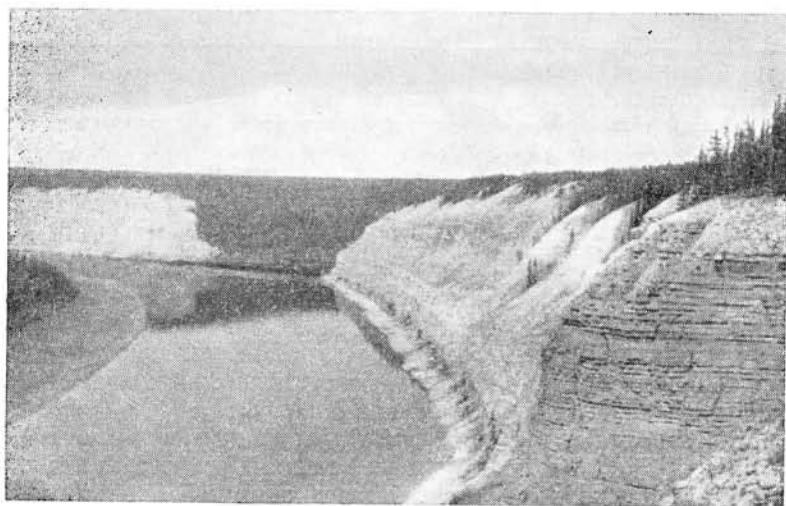


Рис. 8. Река Оленек в среднем течении

30—35 м, четвертая — 60—70 м, пятая — 100—120 м и шестая — 130—150 м. Все террасы, кроме поймы и первой надпойменной, эрозионно-аккумулятивные. Пойма развита слабо, она прослеживается в виде неширокой (до 20 м) наклонной поверхности с крутыми уступами, протягивающимися вдоль склона первой террасы. Наиболее широко распространены и хорошо сохранились первые три надпойменные террасы, ширина которых (в частности, первой) достигает 1,5 км.

Четвертая надпойменная терраса встречается реже, чем низкие террасы. Пятая и шестая надпойменные террасы плохо выражены в рельефе, остатки их сохранились в единичных пунктах. Уступы высоких террас сnivelированы, и они постепенно переходят в плоскую поверхность плато.

Строение аллювия всех террас р. Оленек двухъярусное (кроме высоких террас, где аллювий почти размыт и не сохранился); нижний ярус, отвечающий русловой фации, сложен галечниками, верхний, соответствующий пойменной фации, — суглинками, супесями, глинами и песками.

Алмазоносность руслового аллювия реки установлена почти на всем ее протяжении, но промышленной ценности она пока не представляет. Сравнительно повышенная концентрация алмазов содержится в нижнем течении реки, ниже впадения рек Беенчима и Куойки.

Здесь не рассматривается геоморфология долин многочисленных притоков р. Оленек. Отметим лишь, что в отношении алмазоносности представляют интерес вышеупомянутые притоки Оленека — реки Беенчима и Куойка, а также Алакит, Арга-Салаа, Укукит, Мэрчимдэн и др.

Река Анабар — одна из крупных рек Западной Якутии, впадает в море Лаптевых; ее длина 939 км, площадь бассейна 105 тыс. км². В верхнем течении средние уклоны более 1 м/км, в нижнем течении — до 6 см/км (Чистяков, 1964).

Большая часть долины Анабара расположена в области Анабарского скульптурно-денудационного плато среди метаморфических пород архея. Нижняя, меньшая ее часть, проходит в пределах структурно-денудационных высоких равнин, сложенных карбонатными осадочными породами. В соответствии с этим меняется и характер долины. Согласно С. Ф. Козловской, на верхнем участке долина обычно имеет корытообразный поперечный профиль с пологовыпуклыми очертаниями

склонов. Ширина долины в среднем 2—3 км, глубина вреза до 150—200 м. Русло реки имеет невыработанный продольный профиль с частым чередованием перекатов и глубоких плёсов. Для дна долины характерны крупные накопления аллювия в виде песчано-валунных кос, островов и валов из крупных валунов. На этом участке реки террасы, за исключением первой и пойменных, выражены плохо.

Нижний участок долин в области синийских и кембрийских терригенно-карбонатных пород начинается ниже устья р. Хапчан. Долина реки расширяется до 4—5 км, приобретая ящикообразную форму. Ниже устья р. Малой Куонапки долина вновь имеет каньонообразный облик. Уклон русла 10 см/км, а в сужениях долины до 40—50 см/км. Склоны долины слабо террасированы. Кроме низкой и высокой поймы, довольно отчетливо выражены четыре надпойменных эрозионно-аккумулятивных террасы. Высокие террасы большей частью эрозионные, на их поверхности аллювий встречается спорадически.

Русловые отложения обычно представлены валунно-галечным материалом, иногда слагающим довольно большие острова и косы. Повсеместно развита пойма высотой до 7 м и шириной 70—150 м. Высота первой надпойменной террасы 15—16 м, ширина 100—150 м, мощность аллювия 10—12 м, в том числе галечников 3—5 м. Вторая надпойменная терраса прослеживается в виде довольно узких (300—400 м) площадок, вытянутых по долине с наклоном в сторону русла. Высота террасы 30—35 м, тыловой шов четкий. Высота цоколя 20—25 м. Мощность аллювия 10—15 м. Русловая фация представлена галечниками мощностью 1,5—2,0 м. Сверху они перекрыты глинистыми песками пойменной фации.

Третья надпойменная терраса большей частью скульптурная. На многих участках аллювий смыт полностью, но на цоколе террасы (высота 40—45 м) иногда залегают песчано-галечные отложения небольшой мощности, перекрытые суглинками.

Четвертая надпойменная терраса высотой 80—90 м встречается в основном на отрезке долины Большой Куонапки от устья р. Дьюкен до устья р. Старой. Ширина террасы 1—2 км. Аллювий террасы большей частью размыт, но в районе устья р. Мачалы сохранился довольно мощный (10 м) галечно-гравийный аллювий.

Река Анабар (Большая Куонапка) алмазоносна на отрезке от устья р. Левый Баргыдымалах до устья р. Старой. Алмазы установлены в основном в русловом аллювии как самой Большой Куонапки, так и ее притоков — рек Левый Баргыдымалах, Ары-Мастах, Мачала, Тылкача, Старая, а также в некоторых притоках р. Анабар ниже р. Малой Куонапки. В этом же районе обнаружены многочисленные кимберлитовые трубки и карбонатитовые тела.

* * *

Несмотря на большое разнообразие форм рельефа, обусловленное колебательными движениями, климатическими факторами и эрозионно-аккумулятивной деятельностью, а также литологическими и структурными особенностями слагающих пород, в Якутской алмазонасной провинции можно выделить три крупные геоморфологические области.

Первая область, включающая Анабарское и Оленекское плато, испытывала в целом длительное поднятие, начавшееся еще в мезозое, и поэтому является в основном областью размыва и сноса. Здесь установлены только четвертичные алмазонасные россыпи, источниками которых являются расположенные поблизости кимберлитовые тела и промежуточные коллектора. Последние в большинстве случаев уже размы-

ты или сохранились лишь на участках, испытавших относительные опускания.

Вторая область охватывает Анабаро-Оленекскую и Приленскую аккумулятивные равнины. В их пределах сохранились от размыва разновозрастные отложения, часть из которых содержит алмазы. На протяжении четвертичного времени эта территория была областью аккумуляции, что способствовало накоплению алмазов в россыпях. Наиболее благоприятными для образования россыпей являлись окраинные зоны равнин, примыкающие к плато. В этих зонах существовало и существует равновесие в процессах эрозии и аккумуляции, при котором легкий материал выносится, а алмазы и более тяжелые компоненты остаются на месте, вследствие чего происходит обогащение россыпей.

Третья область, территориально совпадающая с Вилюйской низменностью и обрамляющим ее с запада и юго-запада трапповым плато, имеет сложную историю геоморфологического развития. Если обрамляющее Вилюйскую низменность трапповое плато испытывает длительный период поднятия, начиная с верхнего палеозоя, то сама Вилюйская низменность является областью длительного опускания и аккумуляции. В пределах почти всей области установлены мезозойские и четвертичные россыпи алмазов, разных генетических типов, образованные в результате размыва кимберлитовых тел и древних россыпей.

В результате неотектонических поднятий рельеф Якутской алмазонасной провинции был расчленен реками. Общими чертами всех речных долин являются большая их ширина, пологий уклон и сравнительно небольшая мощность аллювия. Исключение составляют лишь реки, протекающие среди траппового плато или кристаллических пород архея, где они имеют каньонообразное строение. Строение аллювия во всех речных долинах сходное. Нижние слои, залегающие на плотике, всюду представлены песчано-гравийными галечниками. Верхние слои, перекрывающие галечники, представлены песками, супесями, суглинками и илами.

Характеристика алмазонасности восточной части Сибирской платформы рассматривается нами по областям и районам. Алмазонасные области, как правило, совпадают с геоморфологическими областями. Но для более четкого выделения разновозрастных типов россыпей в области Вилюйской низменности и обрамляющего его с запада и юго-запада траппового плато мы сочли необходимым выделить три алмазонасные области.

Геоморфологические особенности современного рельефа влияют главным образом на размещение четвертичных россыпей. Но в Якутской алмазонасной провинции, кроме четвертичных, имеются и древние погребенные россыпи, в образовании и размещении которых большую роль, наряду с другими факторами, играли и древние коры выветривания.

ДРЕВНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Процессы выветривания, приводящие к дезинтеграции и химическому изменению коренных пород (в том числе и кимберлитов), способствуют одновременно высвобождению из них устойчивых к выветриванию полезных минералов, включая и алмазы. В первоначальном виде коры выветривания сохраняются очень редко. Скорее всего, они частично или полностью размываются и переотлагаются. При размыве кор выветривания содержащиеся в них полезные компоненты также выносятся и при подходящих условиях могут концентрироваться и образовывать промышленные россыпи.

В истории геологического развития Сибирской платформы неоднократно имели место периоды континентального развития, как региональные, захватывавшие площадь всей платформы или ее значительную часть, так и локальные, когда континентальный режим существовал лишь на небольших по площади поднятых участках. Если континентальные условия сочетались с незначительными по амплитуде поднятиями или с периодами относительно спокойного тектонического развития, то в этом случае они способствовали формированию на земной поверхности кор выветривания.

Наиболее древние эпохи корообразования установлены на Анабарском щите. Л. П. Смирнов (1965) выделяет для Анабара три разновозрастные эпохи корообразования: доверхнепротерозойскую, предвендскую и домеловую, а Г. И. Иванов (1964) отмечает находки продуктов досинийского выветривания в бассейне р. Котуйкан, на западном склоне Анабарского массива.

Наличие в продуктах кор выветривания досинийской и доверхнепротерозойской эпох значительных количеств каолинита свидетельствует о том, что в то время здесь был жаркий и влажный климат и имело место глубокое химическое изменение пород.

Особенно большую роль играет изучение региональных кор выветривания. Эти коры выветривания, захватывающие большие площади, развиваются на различных породах, имеют большие мощности и при своем размыве образуют большое количество материала.

По данным современных исследователей, на Сибирской платформе выделяется несколько эпох древнего регионального корообразования. Здесь мы рассматриваем только допермскую (предположительно верхнедевонского — нижнекаменноугольного возраста) и доюрскую (верхнетриасового возраста) эпохи выветривания как наиболее важные в отношении образования алмазоносных россыпей.

Кора выветривания допермского возраста

Кора выветривания допермского возраста наиболее широко распространена в восточной части Сибирской платформы. Лучше всего она сохранилась под пермскими отложениями в тех участках, где последние бронируются пластовыми траппами.

Впервые древняя кора выветривания этого возраста была описана в 1952 г. в отчете А. П. Беловой, Р. А. Биджиева и других геологов в бассейне среднего течения р. Мархи на карбонатных породах ландоверского яруса силура. В 1954—1955 гг. при геологических исследованиях на Оленекско-Вилуйском водоразделе В. А. Милашев встретил в ряде пунктов (в нижнем течении р. Вилуйкан, в Верхней Куонде, в верховьях р. Маркоки, на междуречье Мархи, Сытыкана и Сохсолоха-Алакитского) глинистые образования коры выветривания, развитые на карбонатных породах нижнего и среднего ордовика, ландоверского яруса нижнего силура и живетского яруса среднего девона. Он впервые определил возраст коры выветривания как верхнедевонский — нижнекаменноугольный на основании того, что в бассейне р. Нижний Вилуйкан глины коры выветривания залегают на известняках живетского яруса и перекрыты средне-верхнекаменноугольными карбонатными породами.

В 1958—1959 гг. Ю. Н. Минаева и Р. А. Биджиев при проведении геологических исследований в Приленском районе обнаружили древнюю кору выветривания на карбонатных породах и окремненных битуминозных сланцах амгинского яруса среднего кембрия в долинах рек Тирэхтээх, левого притока р. Сюнгюде, и Аччыгый-Тирэхтээх. В 1962 г. образования коры выветривания были прослежены Г. И. Салтыковым в долине среднего течения р. Молодо на протяжении около 10 км от устья р. Таас-Юрях и ниже. Здесь кора выветривания развита на породах еркекетской свиты нижнего кембрия.

В бассейне верхнего течения р. Молодо кора выветривания предположительно допермского возраста описана М. Н. Васильевой по р. Ыраас-Юрях и В. Е. Минориным в истоках р. Чорбох.

Геологи Амакинской экспедиции (В. Т. Изаров, А. Д. Харьков, М. Н. Васильева и др.) при изучении геологического строения междуречья Мархи и Алакита обнаружили допермскую кору выветривания в верхнем течении р. Мархи и по ее притокам, а также на междуречье Сохсолоха-Алакитского — Сытыкана. Здесь продукты выветривания развиты на карбонатных породах нижнего силура и пестроцветных породах среднего ордовика.

Таким образом, допермская кора выветривания развита довольно широко в восточной части Сибирской платформы, и процессам глубокого химического преобразования подвергались в основном различные осадочные породы — от кембрийского возраста до среднего девона включительно.

Среди изверженных пород, на которых наблюдаются следы верхнепалеозойского выветривания, можно назвать кимберлиты.

В последние годы Амакинской экспедицией ЯТГУ под континентальной пермью обнаружено несколько кимберлитовых тел, часть из которых имеет на своей поверхности древний допермский аллювий. Из них следует назвать кимберлитовые трубки Сытыканская, Восток, Победа, расположенные в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе. Ниже дана характеристика этих кор выветривания.

Кора выветривания на осадочных породах

Допермская кора выветривания на карбонатных породах в различных местах имеет неодинаковую сохранность, поэтому ее мощность изменяется от десятков сантиметров до 7—10 м.

Сводный разрез коры выветривания на карбонатных породах в Приленском районе, по данным М. И. Плотниковой, представляется в следующем виде (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Известняки скрытокристаллические, светло- или зеленовато-серые, плотные, видимая	2
2. Известняки скрытокристаллические, светло-серые, разбитые многочисленными трещинами. Известняки окрашены по трещинам гидроокислами железа в бурый цвет. В некоторых случаях вертикальные трещины (шириной до 2 см) выполнены кальцитом. По плоскостям напластования выделяется мелкокристаллический, мучнистый на ощупь гипс	1—2
3. Известняки сильно измененные, ожелезненные, охристо-желтые, легко разламывающиеся, сохранившие структуру исходной породы. Они разбиты многочисленными вертикальными трещинами, заполненными бурой глиной, местами по трещинам выделяется мелкокристаллический, мучнистый на ощупь гипс	0,3—0,5
4. Глины охристо-желтые со щебнем измененных известняков. Вниз по разрезу количество щебня и его размеры возрастают. В нижней части слоя по вертикальным трещинам и по плоскостям напластования наблюдаются корки белого или желтого цвета, состоящие из мелких (менее 1 мм) игольчатых кристаллов гипса	0,5—1
5. Глины тонкодисперсные, плотные, зеленовато-желтые или голубовато-зеленые, пластичные, со следами слоистой текстуры исходных карбонатных пород. По цвету и внешнему виду глина сходна с неизмененными известняками	0,4
6. Глина белая, однородная, рыхлая, мучнистая	0,3
7. Глина белая, светло-серая или белесоватая, однородная, с очень слабым фиолетовым оттенком, в сухом состоянии мучнистая, сыпучая, во влажном — жирная на ощупь	0,5—1,5

Содержание фракции 0,01 мм в глинистых продуктах составляет 90—95%. Минеральный состав этих образований следующий.

Нижняя часть коры выветривания сложена преимущественно гипсом, выше по разрезу гипс убывает и появляется ярозит, количество которого в некоторых зонах достигает 70%. В средней части разреза отмечается гетит. Непосредственно глинистым минералом является гидрослюда. В самой верхней части коры, в виде новообразования и примеси к гидрослуде, появляется каолинит. В глинистой фракции также в заметных количествах присутствует маршаллит.

Таким образом, описанная М. И. Плотниковой и другими авторами древняя кора выветривания в Приленском районе является остаточной корой гидрослюдисто-сульфатного типа. Такого типа кора на карбонатных породах может формироваться в условиях аридного климата. Несколько противоречит этому выводу наличие каолинита в верхней части коры. Но учитывая, что он является подчиненным по количеству минералов, и имеются разрезы, где он совсем не обнаружен, можно считать, что каолинит образовался в локальных участках с несколько повышенной влажностью и соответственно с меньшим pH, чем вся территория развития данной формации, и характеризует собой наиболее глубоко преобразованные участки первичных пород.

Кора выветривания нами встречена под пермскими отложениями в верхнем течении р. Мархи, на правом берегу р. Сохсолох-Мархинский. Такие находки отмечаются на водораздельных участках допермского рельефа. Так как пермские отложения распространены в виде незначительных по размерам линз, изолированных друг от друга и бронируемых траппами, то и кора выветривания, сохранившаяся лишь под пермскими отложениями, имеет аналогичное распространение.

Коры выветривания в этом районе развиты на карбонатных породах нижнего палеозоя (ордовика и силура) и представляют собой почти белые с зеленоватым или желтоватым оттенком, жирные на ощупь породы, цвет, состав и структура которых зависят от подстилающих пород и связаны с ними постепенными переходами.

Образование, слагающие кору выветривания, содержат те же акцессорные минералы, что и подстилающие породы, но их относительно больше за счет выноса карбонатной составляющей известняков. Местами в переотложенной коре выветривания фиксируются спутники алмаза — пироп и ильменит, аналогичные таковым в низах перекрывающей пермской континентальной толщи. В остаточной коре выветривания наблюдаются реликты структур и текстур неизмененных подстилающих карбонатных пород. Мощность коры выветривания непостоянна и на разных участках изменяется от 0,5 до 4—6 м.

Для характеристики геологического положения коры выветривания в верховьях р. Мархи приведем разрез по скважине, вскрывшей кору на участке Окаменелость-3 (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Темно-серые долериты, в средней части слой довольно хорошей сохранности	16,7
2. Плотные алевриты светло-серовато-желтого цвета с заметной тонкой слоистостью. В сухом состоянии раскалываются в мелкую остроугольную щебенку	1,0
3. Неслоистые уплотненные алевриты различной окраски	3,0
4. Серые до темно-серых углистые алевриты с отчетливой слоистостью	2,0
5. Тонкослоистые буровато-серые алевриты, в нижней части горизонта постепенно переходящие в тонкозернистый песок с тонкими углистыми прослойками	9,8
6. Ярко-коричневые до серовато-желтых алевролиты с намечающейся слоистостью. В верхней части горизонта отмечен прослой ярко-желтого песчаника незначительной мощности (1—1,5 см)	5,3
7. Неслоистые палево-серые алевролиты	1,4
8. Зона известковистой светло-коричневой и пластичной во влажном состоянии глины. В сухом состоянии — острощебенчатые обломки. В глине наблюдаются обломки выветрелых известняков небольшого размера, в нижней части слоя их количество увеличивается	1,8

Основанием их являются светлые желтоватые известняки, в верхней части горизонта слегка разрушенные. На данном участке кора выветривания развита на известняках нижнего силура (ландоверский ярус).

Известняки ландоверского яруса представлены однообразной толщей массивных и среднеплитчатых мелкозернистых органогенных известняков, окрашенных в светло-серые и желтовато-серые тона. Среди этой толщи встречаются маломощные прослои (в 1—3 см) тонкослоистых глинистых известняков.

Содержание кварца и глинистых частиц в известняках изменяется от 6,76 до 42%, среднее (из 20 анализов) — 13,8%. Содержание карбонатного материала $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$ — от 66 до 92%.

Для минералогического анализа были отобраны образцы глины из продуктов коры выветривания без видимого ожелезнения. Для выяснения минерального состава образцы были отмучены в дистиллированной воде, и исследованию подвергалась фракция $<0,002$ мм. Отмучивание производилось по методу Сабанина; суспензии высушивались на водяных банях.

Сравнение химического состава свежих известняков и материала коры выветривания (табл. 2 и 3) показывает, что процесс выветривания и выноса компонентов был очень интенсивным, практически полностью была выщелочена карбонатная составляющая известняков (содержание CaCO_3 падает от 80—82% в свежих известняках до 0,5—2% в

Таблица 2

Сравнительный химический состав невыветрелых известняков и продуктов их выветривания (в %)

ОКСИДЫ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Среднее (1—10)	11	12	13	Среднее (11—13)
SiO ₂	5,50	14,94	21,06	5,52	5,60	6,70	7,38	8,76	5,74	13,18	9,44	76,95	73,34	64,28	71,52
TiO ₂	0,15	0,18	0,18	0,18	0,22	0,16	0,14	0,17	0,21	0,18	0,18	0,26	0,36	0,38	0,33
Al ₂ O ₃	0,43	1,96	0,11	0,05	Нет	0,65	0,65	0,11	0,19	1,77	0,59	7,38	8,12	12,24	9,25
Fe ₂ O ₃	1,83	6,66	2,06	3,21	2,36	3,75	4,3	6,06	5,98	3,36	3,96	6,55	6,37	8,08	7,0%
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,32	0,18	0,29	0,26
MnO	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	0,09	0,23	0,15	0,16
CaO	46,48	36,28	39,03	46,18	46,05	44,64	44,40	43,07	44,64	42,47	43,32	0,92	2,02	1,82	1,59
MgO	4,19	4,68	3,49	4,58	4,58	3,39	3,89	3,44	3,24	3,04	3,85	1,62	1,5	2,84	1,99
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,98	2,08	2,98	2,35
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,14	0,09	0,20	0,14
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,99	4,05	5,24	4,09
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,32	0,80	0,64	0,59
П.п.п.	40,38	34,83	34,07	40,09	40,12	39,83	39,06	38,07	39,52	35,86	38,2	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,08	0,85	0,67	0,53
Сумма	99,05	99,53	100,02	100,09	99,19	99,31	100,03	99,71	99,67	99,89	99,75	99,60	99,99	99,81	99,90
H ₂ O ⁻	0,07	0,10	0,18	0,32	0,23	0,16	0,18	0,09	0,12	0,10	0,16	0,25	1,05	2,00	1,10

Примечание. 1—10—невыветрелые известняки (по данным А. Н. Корзилова и А. Д. Харькива); 11—13—кора выветривания известняков (11—обр. С-16; 12—обр. С-84; 13—обр. С-89). Аналитик А. П. Алферова (ЯФ СО АН СССР).

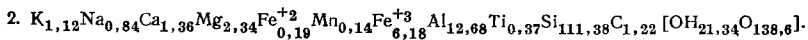
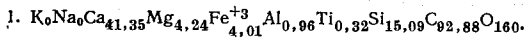
Таблица 3

Пересчет по методу Т. Барта средних химических анализов известняков и продуктов их выветривания

Окислы	Химический состав, %		Количество электроположительных ионов в структурной ячейке породы, %		Окислы	Химический состав, %		Количество электроположительных ионов в структурной ячейке породы, %	
	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 1	Обр. 2		Обр. 1	Обр. 2	Обр. 1	Обр. 2
SiO ₂	9,44	71,52	15,09	111,38	MgO	3,85	1,99	4,24	2,34
TiO ₂	0,18	0,33	0,32	0,374	K ₂ O	—	2,35	—	1,12
Al ₂ O ₃	0,59	9,25	0,96	12,68	Na ₂ O	—	0,14	—	0,84
Fe ₂ O ₃	3,96	7,0	4,01	6,18	H ₂ O ⁺	—	4,09	—	21,34
FeO	—	0,26	—	0,19	CO ₂	38,2	0,59	92,88	1,22
MnO	—	0,16	—	0,14	P ₂ O ₅	0,03	0,53	—	0,936
CaO	43,32	1,59	41,35	1,36	H ₂ O	0,16	1,1	—	—
Итого						99,78	99,8		

Примечание. Обр. 1—средний химический состав невыветрелого известняка; обр. 2—средний химический состав продуктов выветривания известняка.

Формулы:



выветрелых). Наблюдается значительный вынос Mg, причем остающийся Mg входит уже в состав силикатов. Взамен этого в коре выветривания концентрировались SiO₂ (кварц), Al₂O₃, Fe₂O₃ и SiO₂ (силикаты); в составе силикатов также удерживался К.

Характерно значительное накопление силикатов в коре выветривания. Однако несмотря на их небольшое первоначальное содержание в известняках, к концу процесса формирования коры выветривания алюмосиликатный материал (вместе с кварцем) составляет в ее продуктах уже 96—98%.

В виде остаточных продуктов в коре выветривания накапливается кварц. Распределение его в разрезе и по площади коры очень неравномерное и зависит, очевидно, от первоначального его содержания в виде терригенного материала в известняках. Содержание кварца в глинистом материале коры выветривания изменяется от 1 до 32%.

В связи с тем, что количество кварца определялось путем вычисления свободной кремнекислоты при пересчете химического анализа, где

Таблица 4

Соотношения минералов в коре выветривания известняков, полученные путем пересчета химических анализов (в %)

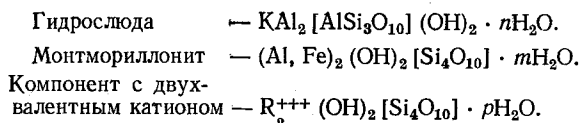
№ образца	Гидро-слюда	Монтморил-лонит	Компонент с двухвалентным катионом	Кварц	Кальцит	Апатит
С-16	30	30	7	32	—	1
С-84	28	45	6	17	2	2
С-89	43	43	10	1	1,5	1,5

Примечание. Обр. 1-16—гнезда светло-желтой глины из ожелезненной коры выветривания. Среднее течение ручья Сохсолох-Мархинского; обр. С-84—верхнее течение ручья Сохсолох-Мархинского. Участок Окаменелость-3; обр. С-89—участок Окаменелость-3.

все катионы входили в силикаты, за исключением небольшой части Са, который шел на образование кальцита и апатита, то очевидно, что его количество несколько преуменьшено против действительного, так как нужно допустить существование какого-то количества Fe в виде окислов и гидроокислов, а при расчете на формулы это не учитывалось.

Глинистая фракция в продуктах коры выветривания содержится в количестве 67—96% и представлена гидрослюдой и минералом группы монтмориллонита в переменных соотношениях (табл. 4).

Расчет химических анализов производился с учетом следующих формул:



Для гидрослюды расчет велся по К. Его количество принималось за 1, но так как в природных образцах мы имеем количество $\text{K} < 1$ и часть его замещается гидроксонием и двухвалентными катионами, то истинное содержание гидрослюдистого компонента должно быть несколько большим, чем расчетное.

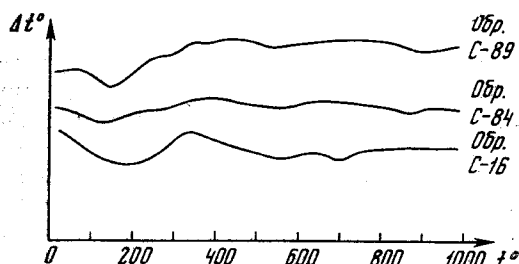


Рис. 9. Термограммы глинистых продуктов из коры выветривания допермского возраста на известняках

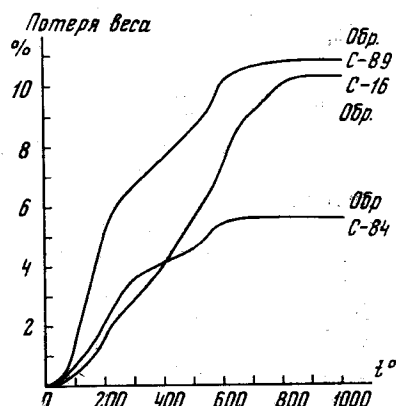


Рис. 10. Кривые потери веса при прокаливании для глинистых продуктов из коры выветривания допермского возраста на известняках

Количество монтмориллонитов определялось с учетом того, что весь алюминий, оставшийся свободным после образования гидрослюды, и трехвалентное железо входят в силикат монтмориллонитового состава, поэтому количество последнего преувеличено против действительного. Количество кальцита и апатита рассчитывалось соответственно по CO_2 и P_2O_5 . Агрегаты ориентированных частиц глинистых минералов, полученные путем срезания слоя высушенных суспензий, дают следующие показатели преломления: обр. С-16 — $N_{\text{ср.}} = 1,570 + 0,002$; обр. С-84 — $N_{\text{ср.}} = 1,588 + 0,002$; обр. С-89 — $N_{\text{ср.}} = 1,585 + 0,002$.

Форма агрегатов ориентированных частиц — от игольчатой до изометричной; узкие частицы заметно двупреломляют, но измерить порядок двупреломления не удастся. Причем обр. С-16 показывает самую плохую ориентировку частиц, и агрегаты очень хрупкие, что вызвано значительной примесью неглинистых частиц (кварца). При высушивании суспензии обр. С-89 наблюдалось закручивание частиц, характерное для минералов группы монтмориллонита.

Данные окрашивания органическими красителями и термический анализ не позволяют однозначно решить вопрос о минеральном соста-

ве коры выветривания, а позволяют лишь определить преобладающий по количеству минерал.

Наличие на дифференциальных термограммах всех образцов интенсивного эндотермического пика в интервале 100—200° и двух слабых эндопиков в интервале 500—600° и около 900° характерно для минералов монтмориллонитовой группы. Причем мощность первого эндотермического пика увеличивается от обр. С-16 к обр. С-89 (рис. 9). Потери при прокаливании, определенные термовесовым методом, следующие: обр. С-16 — 7—10,1%, обр. С-84 — 3—5%, обр. С-89 — 12,2%—10,7% (рис. 10). Методами рентгенометрического и электронномикроскопического анализа удастся установить, что в глинистой фракции данных образцов наблюдаются кварц и слоистый силикат, представляющий собой переходное образование от гидрослюда к монтмориллониту.

Отражения с $\frac{d\alpha}{n}$ 10Å, 5Å, 3,30 Å и т. д. характеризуют гидрослюда (табл. 5).

Монтмориллонит фиксируется линиями с $\frac{d\alpha}{n}$ 14—15 Å, 4,5—4,6 Å и др. Отражение 060 с $\frac{d\alpha}{n} = 1,50—1,51$ Å свидетельствует о том, что преобладающую роль в катионной части монтмориллонита играют трехвалентные элементы (Al^{+3} , Fe^{+3}). Это согласуется с данными химического анализа.

Снимки форм частиц, выполненные Л. Б. Никишовой (ЯФ СО АН СССР) на электронном микроскопе ЭМ-1, позволяют проследить процесс монтмориллонитизации гидрослюда (см. табл. I) ¹.

В обр. С-16 имеются крупные редкие частицы различной толщины и прозрачности с четкими ограничениями; их можно отнести к гидрослюду, и лишь небольшое число частиц имеет расплывчатые очертания, характерные для частиц монтмориллонита. Непрозрачные изометричные мелкие частицы принадлежат кварцу.

В обр. С-84 форма частиц такая же, как в предыдущем образце, но очертания частиц значительно изменились, они стали расплывчатыми, нечеткими. Лишь крупные, толстые частицы сохраняют еще резкость очертаний. Можно предположить, что основная масса частиц принадлежит продуктам перехода в ряду гидрослюда — монтмориллонит. Также наблюдаются и скопления мелких расплывчатых частиц, которые по своей форме ничего общего не имеют с гидрослюдой. Еще дальше от гидрослюды частицы в обр. С-89. Отчетливость очертаний здесь совершенно отсутствует, но типично монтмориллонитовыми эти частицы нельзя считать. Дебаеграмма обр. С-89 показывает наличие расплывчатых линий и значительный фон, что говорит о несовершенстве структуры глинистых образований. Для обр. С-89 характерен меньший размер частиц и хлопьевидный характер их скоплений. На препаратах под электронным микроскопом видно количественное содержание кварца: в обр. С-16 его очень много, в обр. С-84 — заметное количество, в обр. С-89 — единичные зерна. В литературе имеются указания на то, что кварц также является подвижным компонентом в коре выветривания и может разъедаться глинистыми минералами при их образовании.

Приведенные выше данные показывают, что кора выветривания допермского возраста на известняках ландоверского яруса, развитая в верхнем течении р. Мархи, относится к остаточным элювиальным корам сиаалитного типа (гидрослюдисто-монтмориллонитовому подтипу).

¹ Таблицы I—IX см. в конце книги.

Таблица 5

Сравнительная таблица дебаграмм и дифрактограмм образцов из коры выветривания известняков

Обр. С-16				Обр. С-84				Обр. С-89			
I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$
Дебаграмма		Дифрактограмма		Дебаграмма		Дифрактограмма		Дебаграмма		Дифрактограмма	
—	—	1	14,46	Сл.	14,46	—	—	—	—	Ср.	15,47
—	—	Сл.	11,89	»	13,05	—	—	—	—	Сл.	10,24
—	—	»	10,57	»	11,28	—	—	1	4,9064	—	—
2—4	4,6637	»	8,882	»	6,369	2—3	4,6069	—	—	—	—
—	—	—	—	»	5,974	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	»	5,4874	2	4,4502	6	4,4099	Ср.	4,5272
6—8	4,1983	2	4,2242	3	4,1931	7—8	4,1777	6	4,1829	»	4,2987
6—8	3,6376	2	3,6415	2	3,6415	8	3,6492	5	3,6261	Оч. сл.	3,69
10	3,3137	10	3,3489	10	3,3074	10	3,3074	10	3,3074	10	3,3392
—	—	Сл.	2,8969	—	—	1—2	2,7655	—	—	—	—
2—3	2,6661	»	2,8049	—	—	1—2	2,6902	1—2	2,6821	Сильн.	2,6581
—	—	»	2,7190	—	—	—	—	—	—	—	—
2—3	2,5740	»	2,5907	1	2,5557	2—3	2,5740	3—4	2,5557	Ср.	2,5269
5—7	2,4381	3	2,4664	2	2,4580	1—2	2,4782	2—3	2,4356	»	2,4122
—	—	Сл.	2,4991	—	—	6—7	2,4090	—	—	—	—
—	—	—	—	1	2,3408	—	—	—	—	—	—
5—7	2,2614	2	2,2758	—	—	6	2,2531	1—2	2,2559	—	—
3—4	2,2165	—	—	—	—	4—5	2,2204	1—2	2,2232	—	—
—	—	1—2	2,1300	—	—	2—3	2,1496	1—2	2,1496	—	—
5—6	2,1179	—	—	1	2,1072	6	2,1119	1—2	2,1096	—	—
—	—	Сл.	1,9998	—	—	5	1,9925	—	—	Сл.	2,0030
3—4	1,9780	1	1,9739	1	1,9749	5	1,9739	3—4	1,9739	»	1,9487
—	—	Сл.	1,9243	—	—	—	—	—	—	»	1,8821
5—7	1,8088	4	1,8088	2	1,8088	6—7	1,8147	—	—	»	1,8164
—	—	—	—	—	—	—	—	5	1,7567	—	—
1—2	1,645	1	1,7001	1	1,6965	3	1,6937	—	—	—	—
—	—	1—2	1,6652	—	—	4	1,6693	—	—	Разм.	1,6686
—	—	1	1,6257	—	—	—	—	2—3	1,6199	—	—
5—6	1,5344	2—3	1,5366	2	1,5377	6—7	1,5366	—	—	—	—
1—2	1,5101	—	—	—	—	2	1,5107	5	1,4966	Сл.	1,5018
2—3	1,4475	1	1,4452	—	—	2—3	1,4517	5	1,4666	—	—
—	—	—	—	—	—	2—3	1,4188	4	1,3934	—	—
—	—	3	1,3715	3	1,3719	5	1,3756	—	—	Ср.	1,3736
5—6	1,8671	—	—	—	—	7	1,3683	5	1,3531	—	—
2—3	1,2810	1	1,2781	—	—	4—5	1,2858	—	—	Сильн.	1,2813
3—4	1,2529	1	1,2517	—	—	5	1,2568	—	—	—	—
2—3	1,2252	—	—	—	—	2—3	1,2305	—	—	—	—
3—5	1,1981	—	—	1	1,1948	5	1,1999	—	—	—	—
4—6	1,1817	—	—	1	1,1771	6	1,1819	—	—	—	—
2—3	1,1495	—	—	—	—	4	1,1517	—	—	—	—
2—3	1,0803	—	—	—	—	5	1,0796	—	—	—	—

Примечание. Сильн.—сильная линия; ср.—средняя; сл.—слабая; оч. сл.—очень слабая; разм.—размытая.

Кора выветривания на кимберлитовых породах

Как уже отмечено выше, остатки древнего выветривания обнаружены на ряде кимберлитовых трубок Далдыно-Алакитского района. Продукты выветривания сохранились на разных гипсометрических уровнях — от 300—320 до 650—680 м. Большинство известных в настоящее время кимберлитовых тел выходят на современную поверхность и сверху прикрыты лишь незначительным по мощности делювием четвертичного возраста. В таких случаях вопрос о возрасте элювиальных образований на поверхности трубок должен решаться отдельно в каждом конкретном случае. Вопрос о верхней возрастной границе коры выветривания однозначно может быть решен лишь на трубках Сытыканская, Восток и Победа, так как эти трубки перекрыты с поверхности терригенными отложениями перми и траппами.

Формирование кимберлитовых трубок Далдыно-Алакитского района, как это установлено большинством исследователей, происходило в отрезке от верхнего силура до карбона. Следовательно, выветривание кимберлитов должно относиться к каменноугольному периоду.

Для характеристики геологического положения древнего элювия кимберлитов приведен разрез по скважине колонкового бурения, пройденной на трубке Сытыканская. Скважина вначале до глубины 72 м прошла по долеритам, от 72 до 76 м — по грязновато-серым алевролитам, от 76,0 до 78,5 м — по светло-серым полимиктовым песчаникам и с глубины 78,5 до 86,0 м — по углисто-глинистым сланцам. В интервале 85,8—86,0 м породы приобретают желтовато-коричневый оттенок, увеличивается лимонитизация, появляются отдельные зерна слюды.

Древний элювий кимберлита (86,0—86,5 м) представлен интенсивно выветрелой, вязкой породой грязновато-серого цвета. Первичные структурно-текстурные особенности породы плохо сохранены. Из первичных минералов кимберлита наблюдается хлоритизированная слюда, реже — мелкие зерна пикроильменита. На фоне связующей массы породы отмечается густая мелкая вкрапленность вторичного магнетита, местами выполняющего мелкие трещинки. Иногда по трещинкам заметны примазки темного углистого вещества.

Ниже, до глубины 94,0 м, сильновыветрелый кимберлит зеленовато-серого цвета становится более плотным. Структурно-текстурные особенности породы сохранены плохо. Псевдоморфозы серпентина по оливину имеют плохую сохранность, изредка выделяясь на фоне связующей массы породы. Ксенолиты содержатся в незначительном количестве (визуально 5—8%) и имеют небольшие размеры (максимальный 6—7 мм). Крупные зерна пиропы трещиноваты, интенсивно разрушены, местами нацело замещены вторичными минералами.

На глубине 94,0 м зеленовато-серый кимберлит приобретает более плотное и брекчиевидное строение. Структурно-текстурные особенности выражены более четко, псевдоморфозы отмечаются повсеместно. Ксенолиты составляют 10—12% породы. Наблюдаются слабая лимонитизация и мелкая вкрапленность магнетита.

Мощность кимберлита, затронутого процессами древнего выветривания, различна как на неодинаковых телах, так и на разных участках поверхности одного тела. Так, на трубке Восток мощность древнего элювия достигает 5 м, на трубке Победа — 5—7 м, на трубке Сытыканская — от 0 до 10 м, а в зонах трещиноватости и по контактам выветрелые зоны имеют еще большую мощность.

Переход от плотного, не затронутого процессами выветривания кимберлита к верхним выветрелым зонам постепенный. Выделить какие-либо общие для всех трубок зоны в коре выветривания не представляется возможным.

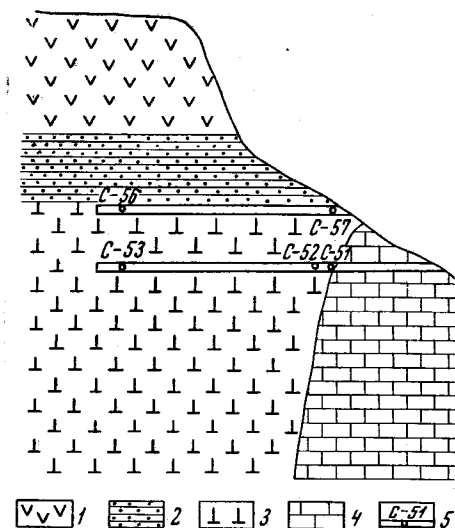


Рис. 11. Схематический разрез через трубку Сытыканская.

1 — траппы; 2 — пермские отложения; 3 — кимберлиты; 4 — карбонатные породы; 5 — штольни и номера проб

Как правило, в приповерхностных зонах замечается повышенное ожелезнение, но его интенсивность в большинстве случаев связана с зонами трещиноватости. На поверхности одного и того же тела наблюдаются локальные участки повышенного и слабого ожелезнения.

Минеральный состав продуктов коры выветривания изучался на материале кимберлитовой трубки Сытыканская (абсолютные отметки 660—680 м). Она располагается непосредственно у краевого уступа

траппового силла, причем большая часть ее перекрыта терригенными образованиями пермского возраста мощностью до 20—22 м и силлом траппов (от 30 до 120 м). Трубка выполнена типичной кимберлитовой брекчией зеленовато-серого, темно-серого до черного цвета.

Из этой трубки исследованию подвергались следующие образцы: из нижней штольни (горизонт 623 м) — С-51 (из приконтактового кимберлита), С-52 (в 5 м от контакта) и С-53 (из центральной части трубки); из верхней штольни (горизонт 662 м) — С-56 (из центральной части трубки) и С-57 (из потолка штольни, в 1,5 м под пермскими отложениями) (рис. 11).

Гранулометрический анализ образцов показывает, что степень дезинтеграции кимберлита различна. Наибольшая дезинтеграция, естественно происходит на контактах и в приповерхностных частях (табл. 6).

Минеральный состав крупных классов (+0,25 мм) выветрелого кимберлита приведен в табл. 7. Минералогическому анализу был подвергнут достаточно плотный кимберлит из приповерхностной зоны (обр. 206). Классы для исследования были получены при рассеивании пробы на ситах после предварительного кипячения в дистиллированной воде с аммиаком, без дробления.

Описание минералов выветрелых кимберлитов (обр. 206) трубки Сытыканская

Магнетит образует зерна серо-черного цвета округлой формы; поверхность гладкая. Большинство зерен встречается совместно с гематитом. К стальным предметам притягиваются сильно.

Ильменит встречается в виде зерен черного цвета с сильным металлическим блеском, форма зерен неправильно округлая. Большая

Таблица 6

Гранулометрический состав продуктов коры выветривания кимберлитов трубки Сытыканская (в %)

№ образца	Классы крупности, мм		
	+0,1	—0,1+0,01	—0,01
С-51	15,9	64,4	19,7
С-52	66,2	26,0	7,8
С-53	89,9	3,4	6,7
С-56	43,3	38,5	18,2
С-57	64,7	26,6	8,7

Минеральный состав (в %) элювия кимберлита трубки Сытыканская (обр. 206)

Класс крупно- сти, мм	Содержание класса	Выход тяже- лой фракции	Магнетит	Ильменит	Пироп	Гематит	Сростки	Моноклинный пироксен	Обломки кимберлита	Ксенолиты	Кварц	Глинистый материал	Серпентин	Слюда
—0,25	44,1							Не изучалось						
+0,25—0,5	4,5	13,6	1,3	1,7	0,9	8,8	0,9	Р.зн.	40,1	26,7	0,9	17,8	Ед. зн.	0,9
+0,5—1,0	10,5	7,0	1,0	1,6	0,3	3,5	0,6	—	47,5	28,5	0,9	14,2	1,9	Ед. зн.
+1,0—2,0	4,1	12,9	2,1	4,2	0,4	4,7	1,5	—	58,3	18,0	0,9	9,0	Ед. зн.	0,9
+2,0—3,0	2,3	10,7	1,7	3,8	Ед. зн.	5,2	Ед. зн.	—	39,8	44,1	—	4,5	0,9	Ед. зн.
+3,0—5,0	1,3	15,8	6,3	3,9	—	5,6	—	—	37,7	46,3	—	—	Ед. зн.	—
+5,0—7,0	0,7	13,4	6,4	2,6	—	4,4	—	—	43,3	43,3	—	—	—	—
+7,0—10,0	0,8	16,2	16,2	—	—	—	—	—	58,6	25,2	—	—	—	—
+10,0	31,8	—	—	—	—	—	—	—	60,0	40,0	—	—	—	—
Сумма по пробе	100	4,6	1,0	1,0	0,2	2,1	0,3	Р.зн.	54,5	35,2	0,3	4,9	0,4	0,1

часть зерен встречается в сростании с гематитом. Ильменит в иммерсионном препарате не просвечивает.

Пироп образует неправильные зерна, остроугольные, слегка уплощенной формы. По трещинкам прослеживается ожелезнение. Преобладают зерна с оранжевой окраской, встречаются единичные с красной, малиновой и лиловой окраской. Показатель преломления оранжевых гранатов 1,740. На некоторых зернах наблюдаются остатки келифиновой каймы.

Гематит представлен зернами неправильной формы, поверхность гладкая, цвет пятнистый буро-красноватый. В иммерсионном препарате наряду с осколками, просвечивающими густо-красным (гематит), находятся обломки, просвечивающие буро-желтым (лимонит). Эти образования отнесены к гематиту по преобладанию красных оттенков у обломков при макро- и микроизучении.

Сростки образуются из всех отмеченных минералов с карбонат-серпентиновой связующей массой.

Моноклинный пироксен образует вытянутые остроугольные зерна с ясно заметной спайностью. Цвет — зеленовато-желтый. $Ng' = 1,715$, $Np' = 1,689$ (замерены в спайных обломках). $CNg = 40^\circ$, двусный, положительный.

Обломки кимберлитовой брекчии имеют светло-серый цвет и неправильную форму, легко рассыпаются, образуют глину и ксенолиты. Большой процент обломков содержат гематит и мелко распыленный рудный минерал.

Ксенолиты имеют округлую форму и в основном гладкую поверхность; процессами выветривания они не затронуты. Преобладают ксенолиты известняка.

Кварц встречается в виде округлых прозрачных зерен. Форма удлиненная; $Np = 1,540$, одноосный, положительный; бесцветный или мутно-белый.

Флогопит образует довольно толстые зерна, цвет зеленоватый, показатель преломления $Nm = 1,560$; чаще всего сильно хлоритизирован. Вследствие широкого развития процессов вторичного изменения флогопита рассмотрим эти образования подробнее.

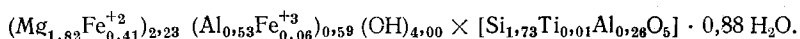
Некоторые исследователи (Бобриевич и др., 1964) отмечают наход-

ки в кимберлитовой брекчии трубки Сытыканская крупных (до 2 см) пластинок зеленого хлорита, который имеет пониженный, против нормального, показатель преломления и удельный вес $d=2,68$.

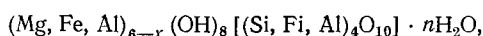
Химический состав хлорита

Окислы	%	Окислы	%
SiO ₂	33,76	MgO	24,01
TiO ₂	0,24	CaO	0,08
Al ₂ O ₃	13,21	Na ₂ O	0,14
Cr ₂ O ₃	0,12	K ₂ O	0,16
Fe ₂ O ₃	1,82	P ₂ O ₅	Следы
FeO	9,62	H ₂ O ⁻	7,0
MnO	0,02	H ₂ O ⁺	9,92
NiO	0,08	CO ₂	0,14
		Сумма	100,35

Кристаллохимическая формула хлорита:

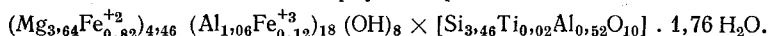


Если удвоить формулу хлорита, представив ее в виде:

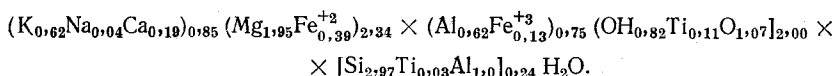


и сравнить эту формулу с формулой флогопита из трубки Светлая (Бобриевич и др., 1964), то мы увидим, что для формирования одной ячейки хлорита из одной ячейки флогопита необходимы: 1) вынос щелочей; 2) накопление Mg и Si; 3) перераспределение Al (занимающего в хлорите в основном октаэдрическое положение); 4) широкое развитие процесса гидратации, причем наблюдается значительное накопление межпакетной воды.

Формула хлорита:



Формула флогопита:



Детальному исследованию подверглась глинистая фракция —0,002 мм, содержащая максимум новообразований коры выветривания.

Для определения поведения химических элементов в коре выветривания кимберлитов рассмотрим данные химических анализов образцов кимберлита (табл. 8 и 9). Как видно из таблиц, химический состав плотного кимберлита и валовый состав элювия очень сходны между собой. Намечается лишь некоторое обогащение элювия кремнеземом, частично глиноземом и Fe₂O₃, в элювиальном же материале наибольшие изменения наблюдаются в классе —0,002 мм. Здесь обогащение SiO₂ и Al₂O₃ очень значительно. Как видно из дополнительных исследований, содержание Al₂O₃ и SiO₂ согласуется со степенью изменения первичного серпентина в монтмориллонит. Причем содержание Al₂O₃ характеризует в то же время степень магнезиальности монтмориллонита: чем его меньше, тем более по своим свойствам монтмориллонит приближается к сапониту.

В исследуемом классе коры выветривания почти не содержится карбонат-кальцит. Из расчетов видно, что его количество изменяется от 0 до 1,6%. Это значит, что высокое содержание CO₂ в валовом элювии надо связывать с большим количеством ксенолитов известняков в при-

Таблица 8

Химические анализы кимберлита из трубки Сытыканская

Окислы	Номера образцов										
	С-51 (гли- нистая фракция)	С-52 (0,002 мм)	С-53 (0,002 мм)	С-56 (0,002 мм)	С-57 (0,007 мм)	235	203	213	206	249	248
SiO ₂	49,58	43,75	39,84	37,29	51,77	28,80	37,26	31,04	36,33	27,29	27,94
TiO ₂	0,44	0,21	0,08	0,54	0,22	1,82	2,98	1,25	1,11	1,33	1,11
Al ₂ O ₃	15,30	5,50	3,23	10,08	2,28	4,26	6,97	3,62	4,35	3,34	2,09
Fe ₂ O ₃	6,82	7,90	6,62	21,94	10,73	6,32	15,59	2,41	9,02	5,14	0,92
FeO	1,87	0,19	0,88	0,86	0,72	2,54	2,00	4,08	3,81	1,75	3,15
MnO	0,03	0,03	0,06	0,10	0,04	0,11	0,21	0,12	0,09	0,08	0,04
MgO	10,21	26,85	33,33	9,31	19,29	18,16	22,89	14,78	12,65	29,11	20,55
CaO	1,89	1,25	1,15	5,40	2,19	18,21	3,70	22,29	16,17	10,35	20,73
Na ₂ O	0,27	0,08	0,10	0,12	0,11	0,10	Не обн.	0,01	0,07	0,02	0,21
K ₂ O	Не обн.	1,02	0,30	1,10	0,22	0,15	0,01	0,04	0,04	Не обн.	0,17
P ₂ O ₅	0,10	0,29	0,39	0,90	0,37	0,24	0,26	0,25	0,35	0,12	0,22
CO ₂	Не обн.	Не обн.	0,95	1,19	0,20	11,41	Не обн.	10,22	8,05	10,57	11,43
H ₂ O ⁺	8,84	11,19	12,89	9,81	11,77	8,20	8,36	8,90	7,65	11,12	11,75
П.п.п. . . .	4,25	1,72	Не обн.	1,22	0,36	—	—	—	—	—	—
S _{общ}	Не обн.	—	—	—	—	0,05	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,16	0,37	0,11	0,09	0,10	—
NiO	—	—	—	—	—	0,146	—	0,108	0,178	—	0,108
CoO	—	—	—	—	—	0,01	0,019	0,013	0,015	0,022	0,008
Сумма . .	99,60	99,99	99,82	99,86	100,27	100,59	100,62	99,24	99,98	100,34	100,53
H ₂ O	5,78	5,84	2,80	7,92	8,24	2,23	—	2,20	2,90	—	3,02

Примечание. Обр. 248—плотный кимберлит голубого цвета из штольни 2; обр. 249—серовато-белый кимберлит из контакта с карбонатными породами; обр. 235—голубовато-серый кимберлит малой плотности из штольни 1, валовый элювий; обр. 203—голубовато-серый сильновыветрелый кимберлит из элювиального слоя; обр. 213—голубовато-серый кимберлит из элювиального слоя; обр. 206—зеленовато-серый кимберлит из зоны выветривания (скв. 1, глубина 19,65 м). Анализы выполнены в химической лаборатории ЯФ СО АН СССР.

Аналитики: А. Н. Алферова (образцы С-52, С-53, С-56, С-57) и В. В. Гамянина (образцы 206, 213, 235, 248).

поверхностной зоне, так как известняки менее подвержены процессам физического и химического разрушения и сохраняются в крупных классах.

Пересчет материала класса —0,002 мм на минеральные составляющие отражен в табл. 10.

Учитывая результаты исследований элювиальных глин комплексом методов, можно утверждать, что в коре выветривания кимберлитов вообще и трубки Сытыканская в частности присутствует глинистый минерал группы монтмориллонита—сапонит (магнезиальный аналог монтмориллонита) или магнево-алюминиевый монтмориллонит, близкий к нему по свойствам и составу. Он хорошо диагностируется термическим методом, так как характеризуется сочетанием очень глубокого эндотермического эффекта в интервале 100—300° (максимум развития эффекта при 170—180°) и сравнительно слабого, но четко выраженного эндопика в интервале 800—830° (максимум при 830—840°).

Примесь Al₂O₃ в минерале (при условии мономинеральности образца) четко фиксируется появлением еще одного эндотермического пика в интервале от 500 до 700°.

Результаты пересчета по методу Т. Барта химических анализов кимберлита трубки Сытыканская

(Количество электроположительных ионов в структурной ячейке породы, %)

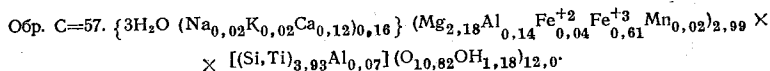
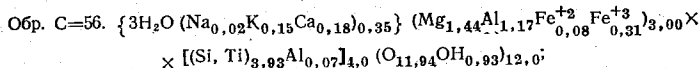
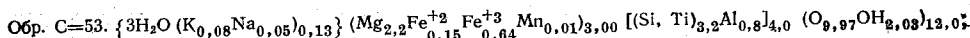
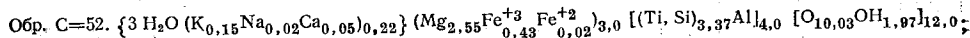
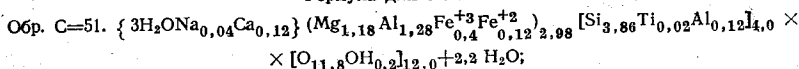
Оксиды	Номера образцов										
	C-51	C-52	C-53	C-56	C-57	235	203	213	206	249	248
SiO ₂	74,34	62,48	54,37	50,92	70,77	43,11	57,03	45,41	55,57	38,22	38,98
TiO ₂	0,45	0,25	0,08	0,49	0,25	2,07	3,50	1,32	1,29	1,34	1,18
Al ₂ O ₃	20,25	6,97	3,82	12,18	2,95	5,67	9,52	4,62	5,84	4,03	2,65
Fe ₂ O ₃	5,81	6,32	5,04	17,63	8,24	5,27	13,52	1,98	7,73	4,03	0,76
FeO	1,76	0,22	0,74	0,74	0,62	2,34	1,93	3,74	3,68	1,55	2,77
MnO	—	—	—	—	—	0,04	0,14	0,04	0,05	0,04	—
MgO	11,39	28,64	33,87	9,47	19,64	20,30	25,13	16,15	14,49	30,32	21,46
CaO	1,53	0,95	0,82	3,94	1,60	14,58	3,04	17,51	13,29	7,77	15,50
Na ₂ O	0,23	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	—	—	0,09	—	0,13
K ₂ O	—	0,47	0,123	0,49	0,08	—	—	—	—	—	0,04
P ₂ O ₅	0,23	0,43	0,62	1,23	0,61	0,36	0,37	0,35	0,51	0,21	0,34
CO ₂	—	—	1,80	2,21	0,41	23,40	—	20,42	16,84	20,16	21,84
H ₂ O ⁺	44,1	53,41	58,63	44,61	53,63	37,31	43,24	43,47	39,03	51,66	54,6
S _{общ}	—	—	—	—	—	0,09	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,14	0,32	0,09	0,09	0,08	—
NiO	—	—	—	—	—	0,09	—	0,04	0,09	—	0,04

Таблица 10

Минералогический состав глинистой фракции коры выветривания кимберлита трубки Сытыканская по результатам пересчета химических анализов (в %)

№ образца	Сапонит	Серпентин (хризотил)	Гидроокислы железа	Поглощенная вода	Кальцит	Фосфаты (апатит)
C-51	77,0	—	—	22,8	—	0,2
C-52	74,0	19,5	—	6,0	—	0,5
C-53	36,6	54,7	7,5	—	1,2	—
C-56	61,4	—	35,4	—	1,6	1,6
C-57	83,3	—	—	16,2	0,1	0,4

Формула для сапонита:



Примечание. Смесь сапонита и хризотила рассчитывается исходя из предположения, что хризотил имеет формулу $\text{Mg}_3(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5$, а в сапонит входят изоморфно Si—Al и Mg—Fe. Причем количество Fe^{+3} в сапоните определяется в зависимости от количества Al, изоморфно замещающего Si. Принимая $\text{Si}+\text{Al}+\text{Ti}=4$, получаем единицу для расчета катионной части K, Na и частично Ca принимаем за поглощенные компоненты.

Типичная кривая ДТА для сапонита приведена на рис. 12, А, 1, а кривая сапонита с примесью Al в решетке минерала и гетита — на рис. 12, А, 2. Эти кривые соответствуют образцам С-57 и С-56 (класс <0,002 мм).

Образцы из нижней штольни трубки Сытыканская (рис. 12, А, 3—6) показывают термическую характеристику, свойственную для смеси минералов; из них наиболее четко на термограммах фиксируется серпентин.

Выводы о минеральном анализе вышеуказанных образцов, полученные путем пересчета данных химических анализов, качественно согласуются с данными термического анализа, но имеются некоторые количественные несоответствия. Так, из сравнения данных этих двух методов следует:

1. Образцы С-56 и С-57 в своей основе состоят из монтмориллонита, причем обр. С-57 — типичный сапонит, а в обр. С-56 в средней части термограммы имеются дополнительные эффекты, обусловленные, очевидно, большей ролью Al в катионной части образца. Кроме этого, наличие слабой эндотермики с $t_{max} \sim 400^\circ$ свидетельствует о наличии примеси гидрогетита в обр. С-56. При пересчете на формулу это было учтено и в обр. С-56; содержание примеси гидроокислов железа составляет 35%.

2. Состав образцов С-51, С-52, С-53 по результатам приведенных выше двух методов не совсем сходен.

Химический состав обр. С-51 полностью соответствует сапониту, лишь некоторое количество воды остается не связанной, тогда как термическая характеристика этого образца говорит о том, что в нем наблюдается смесь двух минералов — монтмориллонита и серпентина. Mg-Al монтмориллонит характеризуют два эффекта: сильный эндотермический эффект в интервале $100-200^\circ$ и отчетливый эндотермический эффект при прокаливании 16,2%. С другой стороны, сочетание эндо- и экзотических эффектов в интервале $750-850^\circ$ характерно для серпентина.

В образцах С-52 и С-53 химический анализ дает основание предполагать большое количество минерала группы монтмориллонита, а термический анализ выявляет отчетливые термоэффекты серпентина.

Окончательный вывод о минеральном составе образцов можно сделать после рентгенометрического и электронномикроскопического анализов.

Данные рентгенометрического анализа сведены в табл. 11. Большинство образцов подвергалось анализу на дифрактометре УРС-50И, а для обр. С-57 были получены также электроннограмма и дебаеграмма. Дифрактограммы образцов С-56 и С-56 имеют сильное отражение $\frac{d\alpha}{n} = 13,5-14,2 \text{ \AA}$ и ряд других сильных отражений, которые позволяют

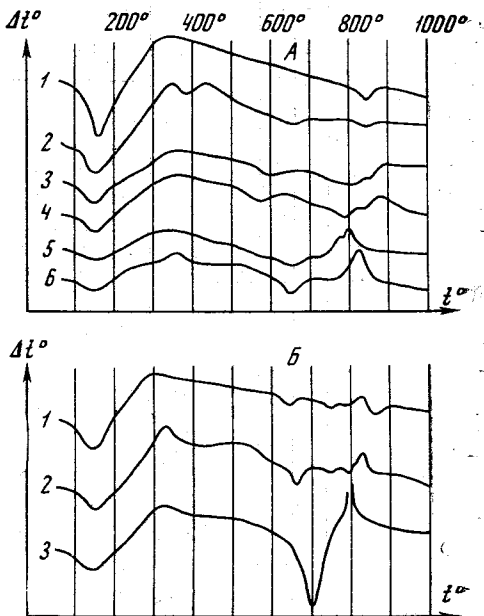


Рис. 12. Термограммы продуктов выветривания кимберлитов трубок Сытыканская и Айхал.

А — трубка Сытыканская: 1 — обр. С-57; 2 — обр. С-56; 3, 4 — обр. С-51; 5 — обр. С-52; 6 — обр. С-53.

Б — трубка Айхал: 1 — обр. С-90; 2 — обр. С-100; 3 — обр. С-91.

Результаты рентгенометрического анализа кимберлитов трубок Сытыканская и Айхал (фракции—0,002 мм)

[illegible]

говорить о наличии в образцах минерала группы монтмориллонита. В сравнении с другими образцами дифрактограмма обр. С-51 наиболее бедна линиями, и интенсивность их ослабленная; на ней можно выделить отражения, свойственные монтмориллониту и серпентину. Отражение с $\frac{d\alpha}{n} = 14-15 \text{ \AA}$ отсутствует. Сопоставляя этот факт с данными других методов, можно полагать, что в обр. С-51 наблюдается переходное образование от серпентина к монтмориллониту — сапониту.

Дифрактограммы образцов С-52 и С-53 более богаты линиями, но анализ их также приводит к выводу, что по составу эти образцы являются серпентин-монтмориллонитовыми, но в обр. С-52 монтмориллонитизация проявлена значительно сильнее, чем в обр. С-53. Характер термодинамический обр. С-52, где эндопик в интервале $100-200^\circ$ проявлен интенсивнее, чем в обр. С-53, подтверждает этот вывод. Но электронно-микроскопические снимки показывают для образцов С-52 и С-53 такую форму частиц, которая свойственна серпентину (см. табл. II). Таким образом, переходные образования в образцах С-52 и С-53 находятся на более ранней ступени преобразования в монтмориллонит, чем в обр. С-51.

Форма частиц образцов С-56 и С-57 соответствует минералам монтмориллонитовой группы, причем тонкие частицы с закрученными краями в обр. С-57 отвечают типичному сапониту. В обр. С-56, кроме монтмориллонита, наблюдаются звездчатые частицы, характерные для гетита. В обр. С-51 форма частиц также соответствует монтмориллониту (см. табл. III), а в образцах С-52 и С-53 основная масса частиц имеет форму, свойственную серпентину, меньшая часть — монтмориллониту.

При пересчетах химических анализов авторы допускали, что изоморфное замещение Mg на Fe и Si на Al имеет место только в монтмориллоните. В незначительном количестве (как показывают пересчеты, проведенные А. А. Лебедевым для серпентинов в кимберлите) изоморфные замещения наблюдаются и в серпентинах.

Окрашивание образцов метиленовым голубым показывает, что они ведут себя как минералы группы монтмориллонита — бейделлита.

Показатели преломления ориентированных агрегатов изменяются в пределах: N_g — 1,564—1,570, в ожелезненных до 1,600; N_p — 1,539—1,544 (табл. 12).

Таблица 12

Показатели преломления частиц глинистой фракции кимберлитов трубки Сытыканская

	Образцы					
	С-51	С-52	С-53	С-56	С-57	С-57
N_g	1,570	1,564— 1,565	1,570— 1,572	1,599	1,601	1,568— 1,570
N_p	1,543— 1,544	1,539	—	—	—	—

Наличие заметного двупреломления, которое не во всех образцах удалось замерить, и показатель преломления характеризует данные образцы как минералы группы монтмориллонита. Форма агрегатов ориентированных частиц удлинённая с резкими краями; иногда наблюдаются веерообразные агрегаты.

Потеря веса при прокаливании, определенная для образцов С-51, С-56 и С-57, составляет соответственно 16,2; 17,4 и 20—21%, что также косвенно указывает на наличие в пробах монтмориллонитового минерала.

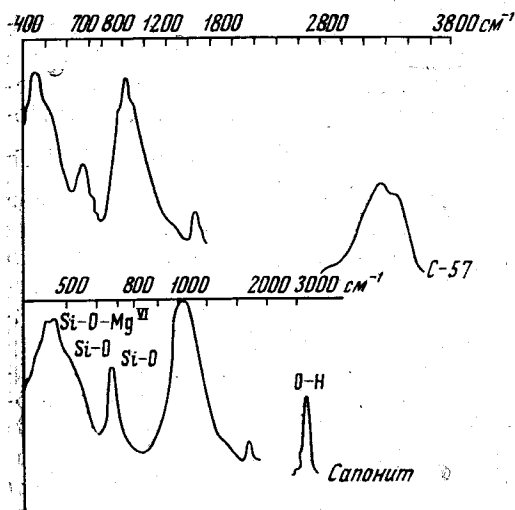


Рис. 13. Инфракрасный спектр обр. С-57 в сравнении со спектром эталонного сапонита

поглощения 670 см^{-1} , приписываемая деформационным колебаниям $\text{Si}=\text{O}$ связи, у обр. С-57 несколько шире и меньше по интенсивности, чем у сапонита (по литературным данным). По мнению Стабикена, это можно объяснить наличием в обр. С-57 замещения Si на Al . Полоса поглощения при 1030 см^{-1} обусловлена валентными колебаниями $\text{Si}=\text{O}$ связи.

В области валентных $\text{O}=\text{H}$ колебаний имеется некоторое различие. Образец С-57 обнаруживает широкую полосу поглощения с максимумами при 3360 и 3470 см^{-1} , а сапонит, по данным Стабикена, дает узкую полосу поглощения при 1640 см^{-1} .

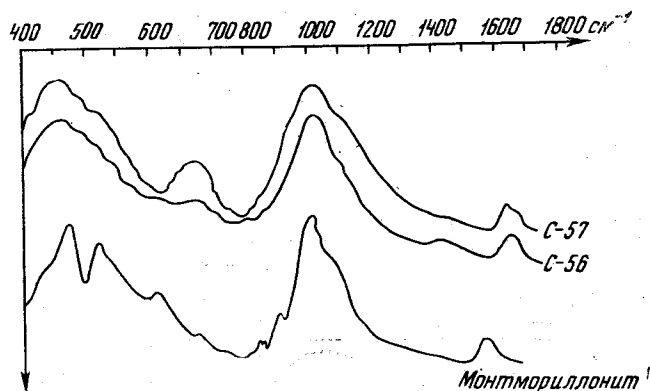


Рис. 14. Инфракрасные спектры обр. С-56 и С-57 из коры выветривания кимберлитов трубки Сытыканская в сравнении со спектром эталонного монтмориллонита

На рис. 13, 14 приведены инфракрасные спектры образцов С-56, С-57 и монтмориллонита, взятого из картотеки Моэнке (Moenke). Инфракрасные спектры образцов С-56 и С-57 несколько отличаются друг от друга. Образец С-56 по сравнению с обр. С-57 обнаруживает едва заметную полосу поглощения при 670 см^{-1} , что, возможно, также объясняется замещением Si на Al (действительно, согласно химическому анализу, обр. С-56 содержит Al_2O_3 почти в пять раз больше, чем обр. С-57).

Следовательно, по данным инфракрасных спектров, обр. С-57 является сапонитом, а обр. С-56 Mg-Al монтмориллонитом.

Представляет интерес попытка сравнить продукты древнего выветривания трубки Сытыканская с разрушенными продуктами поверхностных зон трубки Айхал, вскрытой современной эрозией. По мнению большинства геологов трубка Айхал, так же как и трубка Сытыканская, является допермской и была вскрыта эрозией в верхнечетвертичное время.

Таблица 13

Гранулометрический состав продуктов коры выветривания кимберлитов трубки Айхал (в %)

№ образца	Классы крупности, мм		
	+0,1	—0,1+0,01	—0,01
С-90	56,5	29,9	13,6
С-91	23,0	40,8	36,2
С-100	43,7	41,3	15,0

Кимберлитовая трубка Айхал (абсолютные отметки 490—500 м) прорывает карбонатные породы нижнего и среднего ордовика и нижнего силура и перекрыта четвертичными образованиями незначительной мощности.

С поверхности кимберлиты разрушены и превращены в глинисто-дресвянистую массу зеленовато-серого цвета, с глубиной переходящую в плотные кимберлиты. Средняя мощность выветрелой зоны 2,7 м.

Для изучения были взяты образцы кимберлита из карьера трубки Айхал — С-90, С-91, С-100 на глубине 1,5—3,0 м от поверхности. Из этих образцов была выделена и изучена фракция меньше 0,002 мм.

Гранулометрический анализ образцов (табл. 13) показывает, что они характеризуются более значительной дезинтеграцией, чем кимберлит трубки Сытыканская, что, очевидно, связано с дополнительным измельчением поверхностного кимберлита трубки Айхал в четвертичное время, когда она была выведена на поверхность эрозионными процессами, без существенного химического изменения материала.

Химические анализы образцов показывают, что в глинистой фракции кимберлитов этой трубки в повышенных количествах содержатся SiO_2 , Al_2O_3 и H_2O , в незначительных количествах CO_2 , СаО (табл. 14 и 15).

Пересчет химических анализов на минералогический состав выявляет значительное содержание монтмориллонита (табл. 16), в образцах С-90 и С-100 он преобладает, а в обр. С-91 по количеству является подчиненным. Кривые ДТА для этих образцов, приведенные на рис. 20, (Б1-3), показывают значительную гидратированность образцов и неоднородность их состава.

Образец С-90 дает хорошо ориентированные агрегаты удлиненной формы с резкими очертаниями. Удлинение частиц под микроскопом положительное, угасание в агрегате бегущее, но близкое к прямому. Наблюдаются образцы с заметным двупреломлением, но среди них преобладают с низким двупреломлением (табл. 17). Образцы С-91 и С-100 дают плохо ориентированные агрегаты.

Потеря веса при прокаливании: обр. С-90—15,2%, обр. С-91—16,5%; обр. С-100—16,2%.

Приведенные данные позволяют сделать вывод о неравномерном развитии процессов вторичной переработки кимберлита на площади трубки. Так, образцы С-90 и С-100 по своей химической и термической характеристике приближаются к монтмориллониту; в них заметна примесь кальцита и серпентина, а обр. С-91 по своей термической характеристике — частично гидратированный серпентин, в то время как его химический состав рассчитывается на смесь серпентина и сапонита с преобладанием первого.

Таблица 14

Химический состав элювия кимберлитов трубки Айхал
в сравнении со средним химическим составом кимберлитового туфа
и брекчии той же трубки (в %)

Оксиды	Средний химический состав туфа*	Средний химический состав брекчии*	Обр. С-99**	Обр. С-91**	Обр. С-100**
SiO ₂	18,56	25,64	50,96	43,32	45,61
TiO ₂	0,32	0,34	0,23	0,04	0,47
Al ₂ O ₃	2,97	1,92	5,12	2,29	6,91
Fe ₂ O ₃	2,73	3,54	4,81	4,34	12,18
FeO	1,08	1,12	0,78	1,17	0,72
MnO	0,08	0,08	0,02	0,01	0,06
MgO	16,7	25,56	23,47	34,03	15,95
CaO	23,93	16,36	2,96	1,83	4,11
Na ₂ O	0,31	0,38	0,11	0,11	0,17
K ₂ O	1,08	0,28	1,10	0,30	1,64
P ₂ O ₅	0,63	0,65	0,16	0,09	0,70
CO ₂	Не опр.	Не опр.	1,66	0,68	1,76
H ₂ O ⁺	2,22	1,56	8,16	12,11	9,12
П.п.п.	29,74	22,83	0,38	0,16	0,85
Cr ₂ O ₃	0,12	0,18	—	—	—
Сумма	100,47	100,44	99,92	100,48	100,25
H ₂ O	—	—	8,24	3,32	6,24

* Данные анализов взяты из работы А. П. Бобривича и др. (1964).

** Данные анализов выполнены в химической лаборатории ЯФ СО АН СССР. Аналитик А. П. Аферова.

Таблица 15

Пересчет химических анализов кимберлитов трубки Айхал
по методу Т. Барта (в %)

Оксиды	Количество ионов в стандартной ячейке породы				
	1	2	обр. С-90	обр. С-91	обр. С-100
SiO ₂	30,28	42,86	75,22	59,55	67,40
TiO ₂	0,39	0,4	0,27	—	0,53
Al ₂ O ₃	4,26	2,87	6,65	2,85	9,06
Fe ₂ O ₃	2,49	3,32	4,00	3,35	10,12
FeO	0,74	0,75	0,49	0,70	0,44
MnO	0,05	0,05	—	—	0,04
MgO	20,29	31,94	25,83	34,82	17,58
CaO	20,87	14,69	2,35	1,32	3,24
Na ₂ O	0,49	0,5	0,18	0,17	0,27
K ₂ O	1,08	0,32	1,06	0,25	1,51
P ₂ O ₅	0,98	1,11	0,22	0,21	1,11
CO ₂	65,35	52,21	3,19	1,24	3,55
H ₂ O	11,96	8,95	40,31	55,51	44,84
Cr ₂ O ₃	0,10	0,25	—	—	—

1—средний химический состав кимберлитового туфа; 2—
средний химический состав кимберлитовой брекчии. Приведенная
в химических анализах п.п.п. пересчитана как CO₂.

Таблица 16

Минералогический состав глинистой фракции кимберлитов трубки
Айхал по данным пересчета химических анализов, по методу
И. Д. Борнемана-Старынкевича (в %)

№ образца	Монтморил- лонит (сапонит)	Серпентин $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	Кальцит $CaCO_3$	Апатит $Ca(PO_4)_3OH$	Вода, пог- лощенная, не входит в формулу
С-90	97,0	—	2,1	0,3	0,6
С-91	36,1	59,1	0,9	0,3	4,6
С-100	89,3	—	2,5	0,9	7,3

Формулы для сапонита:

Обр. С-90. $\{3H_2O K_{0,10}Na_{0,01}Ca_{0,03}\} \times$

$\times (Mg_{2,53}Fe^{+2}_{0,26}Fe^{+3}_{0,13}Al_{0,13})_{2,97} \cdot [Si_{3,69}Ti_{0,01}Al_{0,30}]_{4,00} (O_{10,2}OH_{1,8})_{12}$

Обр. С-91. $\{3H_2O (K_{0,07}Na_{0,05}Ca_{0,12})_{0,24}\} (Mg_{2,11}Fe^{+2}_{0,21}Fe^{+3}_{0,67})_{2,99} [Si_{3,4}Al_{0,6}] \cdot (O_{9,89}OH_{2,11})_{12}$

Обр. С-100. $\{3H_2O (K_{0,16}Na_{0,03}Ca_{0,16})_{0,35}\} (Mg_{1,9}Fe^{+2}_{0,05}Fe^{+3}_{0,76}Al_{0,28})_{2,99} \cdot$

$[Si_{3,61}Ti_{0,03}Al_{0,36}]_{4,0} \cdot (O_{11,01}OH_{0,99})_{12}$

На электронномикроскопических снимках (см. табл. IV) только в обр. С-90 видны частицы типичного монтмориллонита; в обр. С-100 лишь немногие частицы могут быть отнесены к монтмориллониту, преобладают частицы серпентина. Характерен обр. С-91; несмотря на его более значительную по сравнению с другими образцами дезинтеграцию (содержание глинистой фракции 36,2%), он состоит преимущественно из серпентина.

На снимках видны две формы частиц, которые, очевидно, относятся к разновидностям серпентина. Дезинтеграция кимберлита в обр. С-91, по-видимому, связана с более поздними процессами, чем химическое преобразование кимберлита.

Характерно заметное содержание калия во фракции 0,002 мм. Так как глинистый минерал в образце представлен монтмориллонитом, то, очевидно, калий относится к поглощенному комплексу. Направление процесса миграции щелочей в коре выветривания пока еще не выяснено.

В кимберлитовом туфе трубки Айхал (Бобриевич и др., 1964) найден моренсит — минерал из группы монтмориллонит-нонтронита, слагающего существенную часть сложенного по строению прожилка мощностью от 1 до 2 см. В призальбандовых частях прожилка отмечаются узкие выделения волокнистого гипса; центральная часть выполнена крупнозернистым кальцитом (мощность 1—2 мм), оконтуренным мелкокристаллическим пиритом.

По А. П. Бобриевичу и др. (1964), основная часть прожилка между краевой частью, сложенной гипсом, и центральной частью, выполненной кальцитом и пиритом, заполнена землистой массой, иногда с мелкочешуйчатым и волокнистым строением. Цвет минерала зеленовато-корич-

Таблица 17

Показатели преломления глинистых продуктов
выветривания кимберлитов трубки Айхал
в ориентированных агрегатах

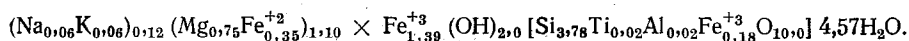
	Обр. С-90	Обр. С-91	Обр. С-100
N_g	1,563—1,564	1,564—1,565	1,581
N_p	1,537	1,556	1,563—1,564

невый, блеск матовый, в иммерсии — буровато-коричневый без плеохроизма, угасание прямое, $N_g=1,564$, $N_p=1,558$.

Химический состав моренсита

Окислы	%	Окислы	%
SiO ₂	43,09	Na ₂ O	0,39
TiO ₂	0,30	K ₂ O	0,48
Al ₂ O ₃	0,15	P ₂ O ₅	0,075
Fe ₂ O ₃	22,31	H ₂ O ⁻	14,11
FeO	4,77	П. п. п.	6,63
MgO	5,74	CO ₂	1,68
CaO	2,09	Сумма	100,13

Кристаллохимическая формула моренсита:



Рентгенометрический анализ показал следующие межплоскостные расстояния для моренсита из трубки Айхал (первая цифра — интенсивность рефлекса, вторая $\frac{d\alpha}{n}$ в Å):

2—(4,90); 5—4,47; 4—3,98; 2—(2,83); 6—2,57; 4—1,714; 4—(1,656); 2—1,627; 10—1,507; 6—1,301; 4—1,254.

Данные получены при условиях съемки:

Cr — антикатод; $V=27$ kv; $I=50$ ма-час; $D=57,3$ мм, $d=0,6$ мм. Моренсит, как видно из сравнения формул его и сапонита, является железистым безалюминиевым аналогом сапонита. Его образование, возможно, обусловлено перекристаллизацией монтмориллонита в поверхностных условиях под действием растворов, содержащих соединения железа.

Суммируя данные по минеральному составу коры выветривания трубки Айхал, можно заключить, что в ее аллювии содержатся характерные для кор выветривания минералы (монтмориллонит, сапонит, гидроокислы железа, хлорит и др.), которые сосредоточены в глинистой фракции элювия. Но незначительное содержание глинистой фракции и преобладающая роль дресвянистого материала в элювии кимберлита трубки Айхал позволяют предположить, что в настоящее время на трубке наблюдаются лишь корни древней коры выветривания, а наиболее глубоко преобразованные продукты были удалены эрозией в то время, которое предшествовало захоронению трубки под пермскими отложениями.

Для процессов выветривания на кимберлитах характерно развитие по серпентину (псевдоморфоз и основной массы кимберлита) глинистого минерала сапонита или его аналога. Этот процесс на трубке Айхал в настоящее время более затушеван, чем на трубке Сытыканская в связи с тем, что первая вскрыта современной эрозией и содержание монтмориллонита в коре уменьшено, по всей вероятности, в связи с его разложением под влиянием существующих условий. Неравномерное развитие монтмориллонита по кимберлиту на трубке Айхал связано с ее положением на склоне современного рельефа. В четвертичное время при формировании современного рельефа срез трубки в ее северной и южной частях был неодинаков; и в юго-западной части трубки, абсолютные отметки которой на 40 м ниже северо-восточной, наиболее глубоко преобразованные продукты выветривания кимберлита были удалены эрозией.

Вблизи трубок Сытыканская и Айхал также наблюдается кора выветривания на вмещающих породах. По мощности эта кора непосредственно у трубок очень незначительна. Так, скв. 7 близ трубки Сытыканская вскрывает кору выветривания известняков мощностью 0,4—0,5 м. Этот факт показывает, что в ранее существовавших условиях кимберлит был породой, более подверженной процессам выветривания, чем вме-

щающие известняки. В пользу этого вывода свидетельствуют также включения известняков в выветрелом кимберлите, полностью лишенные корочек выветривания на поверхности.

Приведенные данные о характере верхнепалеозойских кор выветривания Восточной части Сибирской платформы позволяют сделать некоторые выводы.

Сам факт развития кор выветривания площадного типа говорит о существовании в этой части Сибирской платформы в верхнем палеозое выровненного плато при слабом развитии процессов денудации. Климат эпохи выветривания должен был быть более теплым, но аридным, так как иначе не могли бы сформироваться значительные толщи кор выветривания сульфатного типа в Приленском районе. Согласно данным М. И. Плотниковой и других исследователей, источником сульфатного иона в коре выветривания вышеуказанного района является осадочный пирит кембрийских известняков. О существовании аридного климата в Далдыно-Алаkitском районе, где верхнепалеозойская кора развивалась на карбонатных породах ордовика и силура, не содержащих пирита, свидетельствует широкое развитие по гидрослюдам монтмориллонитов различных типов. Представляется вероятным, что процесс монтмориллонитизации гидрослюда является самым поздним в цикле корообразования, так как для выноса значительного количества карбонатов из выветривающихся пород необходима кислая среда при низком pH, а образование монтмориллонита происходит, согласно многим источникам, исключительно в щелочных условиях.

Широкое развитие монтмориллонита по серпентину кимберлитов объясняется большим сходством химического состава серпентина и вновь образующегося сапонита. В этих условиях достаточно хоть в небольшом количестве вынести Mg из решетки серпентина, и не требуется большой энергии для перестройки кристаллической решетки для образования сапонита.

Частично (особенно верхние горизонты) коры выветривания в данном районе были снесены при формировании нижнепермских отложений, что подтверждается присутствием в составе последних монтмориллонита и сульфатов (ярозита), причем в подошве нижнепермских отложений указанные минералы содержатся в преобладающем количестве.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОСЛЕПЕРМСКОГО — ДОЮРСКОГО ВОЗРАСТА

Дююрская (средне-верхнетриасовая) эпоха выветривания была наиболее значительной по площади распространения и по степени химического изменения из всех эпох, следы которых сохранились до нашего времени. Многие исследователи в своих работах подтверждают это мнение.

В. П. Петров (1948) на многочисленных примерах показывает, что наиболее благоприятные условия каолинообразования для всего северного полушария существовали именно в конце триасового — начале юрского периода. Согласно его данным, это время характеризуется возникновением пенепленов с однообразным теплым и влажным климатом и замедленным поверхностным стоком, что способствовало образованию и сохранению мощных кор выветривания. С другой стороны, более древние эпохи, проявившиеся на фоне герцинских тектонических движений, могли образовывать лишь незначительные по мощности и ограниченные по площади распространения коры выветривания.

Мезозойские коры выветривания на различных породах и связанные с ними полезные ископаемые впервые в Советском Союзе начали изучаться на Урале. Этим вопросом здесь в разное время занимались А. Л. Яншин, И. И. Гинзбург, И. С. Рожков, А. П. Сигов и многие другие исследователи.

Эпоха корообразования доюрского возраста в разной степени проявилась и на всей территории Сибири. Л. Д. Мирошников (1960) описывает мощную (до 100 м) монотермит-каолиновую кору на дайках изверженных пород п-ва Челюскин (Северный Таймыр). Ее образование относится ко второй половине триаса — нижнему лейасу.

В. Д. Дибнер обнаружил на восточном Таймыре каолиновые глины, развивающиеся по пермским эффузивам. Время их формирования также, вероятно, верхний триас — нижний лейас.

А. С. Запорожцева (1956) в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности отмечает в основании лейасовых отложений морские осадки, содержащие глину каолинит-гидрослюдисто-хлоритового состава. Образование этих осадков она связывает с перемывом и обработкой материала доюрской коры выветривания этого района.

В. П. Казаринов (1958) как одну из основных формаций коры выветривания для мезо-кайнозоя Западной Сибири выделяет триасовую формацию, включающую обширные площади.

В. А. Борисов (1961), описывая кварцево-каолиновые образования северной части Рыбинской впадины, связывает их образование с перемывом коры выветривания на докембрийских гранитах в гнейсах Енисейского кряжа, сформировавшейся в нижнеюрское время.

Е. П. Бессолицын и Г. Х. Файнштейн (1963) в пределах Иркутской области описывают доюрскую (средне-верхнетриасовую) кору выветривания плащевидной и линейно-плащевидной формы, образовавшуюся в условиях умеренно-теплого влажного климата и имеющую сиааллитный состав.

В. В. Коротун (1962), изучая строение доюрского фундамента Западно-Сибирской низменности, отмечает на его поверхности древнюю кору выветривания каолинового состава и продукты ее переотложения. Формирование этой древней коры автор относит к триасу, а переотложенной — к рэт-лейасу или нижней юре.

В северо-восточной части Сибирской платформы доюрская кора развита на различных осадочных и изверженных породах. Приведенные данные свидетельствуют о существовании в среднем — верхнем триасе и самых низах юры на территории Западной и Восточной Сибири сходных климатических и геологических условий, выразившихся в формировании выровненного рельефа и развитии на его поверхности продуктов выветривания.

Мощность и состав кор выветривания определялись, кроме общих климатических факторов, составом коренных пород, длительностью процессов гипергенеза и действием местных химических факторов. Состав глинистых минералов в продуктах выветривания этого возраста изменяется вместе с изменением состава коренных пород. Иногда при одном и том же минералогическом составе кор выветривания тот факт, что они формируются на различных породах, находит свое отражение в изменении соотношений гипергенных минералов. Ниже рассматривается вопрос о том, как эпоха выветривания доюрского возраста проявилась на территории Якутской алмазоносной провинции на различных по составу породах.

Кора выветривания на осадочных породах

Остаточная кора выветривания на осадочных породах широко развита в пределах Якутской алмазоносной провинции и образовалась за счет разложения различных по возрасту пород: верхнекембрийских (р. Большая Ботуобия), ордовикских (реки Малая Ботуобия, Ирелях и Виллюй), силурийских (реки Виллюй и Марха), девонских (реки Виллюй и Ыгыатта), карбоновых (р. Виллюй). Она сохранилась в различных разрезах в неодинаковой степени. Общая мощность остаточной коры в пол-

ных профилях достигает 20 м, в том числе рыхлых продуктов выветривания — до 8 м.

Сводный разрез остаточной коры на карбонатных породах (Файнштейн, 1962) для северо-восточной части Ангара-Вилюйского прогиба следующий (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Слабо измененные материнские породы, пронизанные многочисленными трещинами, секущими породу в различных направлениях. Стенки трещин покрыты корками кальцита, гипса, лимонита и гидроокислами железа. Собственно материнские породы, сохраняя первичные текстуры и структуры, становятся менее прочными и часто имеют облик рухляков	от 1 до 16
2. Щебенчато-плитчатые образования, переходящие в глинисто-щебенчато-дресвяные породы. Широко развиты процессы кальцитизации, гипситизации, ожелезнения, а местами и пиритизации. Текстуры и структуры материнских пород еще отчетливо выражены. Глинистый материал выполняет промежутки между щебенкой. Нередко он покрывает щебенку коркой или образует участки пород, полностью разрушенных до состояния глины. На этой стадии выветривания в составе коры сохраняются все основные компоненты, присущие материнским породам	от 0,5 до 1,5
3. Глинисто-алевритовая масса включает щебенку и дресву выветрелой материнской породы, кристаллы гипса, кальцита, ангидрита. Отмечается интенсивное ожелезнение. Из новообразований широко распространен в крупных агрегатах паралаюминит. Первичный вещественный состав породы претерпевает глубокие качественные изменения, но все же реликты материнского вещества еще остаются. Первичные текстуры и структуры почти не сохраняются, а там, где их можно наблюдать, они выражены неотчетливо	от 0,03 до 1,0—2,5
4. Глинисто-алевритовая, глинисто-песчаная, глинистая масса, в нижней части разреза которой еще сохраняется редкая щебенка и дресва материнских пород. Первичные текстуры и структуры чаще всего не сохраняются, а там, где они наблюдаются, имеют расплывчатые очертания. В этом горизонте часто отмечаются неравномерно рассеянные в породе агрегаты паралаюмината, а также пропитывание осадков гидроокислами железа	0,2—1,0 2,0—4,0

В бассейнах рек Большой Ботуобии и Вилюя в кровле остаточной коры выветривания залегают пласты и линзы сидерита мощностью от 0,2 до 0,5 м. Часто отдельные вышеперечисленные горизонты коры выпадают. Нередко под юрскими отложениями сохраняется лишь незначительная рухляковая и глинисто-щебенчатая корка выветривания мощностью от 0,1 до 0,5 м, сильно ожелезненная, красно-бурого, ржаво-бурого и других оттенков, с выделениями гипса, кальцита и гидроокислов железа по многочисленным трещинам.

В бассейне среднего течения р. Мархи кора выветривания обнажена в следующих местах: на правом берегу Мархи, в 300 м ниже устья р. Нымэлимэ, на левом берегу непосредственно ниже устья р. Собо и в приустьевой части р. Улахан-Дьуктели. Образования коры выветривания на указанных участках вдаются карманообразно в поверхность неизмененных карбонатных пород. Они перекрыты нижнеюрскими континентальными отложениями. Мощность образований коры выветривания составляет около 6 м.

Ниже приводится сводный разрез коры выветривания, вскрытый в береговых обрывах р. Мархи (Плотникова и др., 1963).

	Мощность, м
1. Плотные мелкозернистые светло-серые известняки, слабо измененные процессами корообразования. Видимая	0,5
2. Толсто- и тонкоплитчатые известняки, в верхней части рассыпающиеся в щебенку, сильно ожелезненные по плоскостям раскола	1,35
3. Глинистые продукты выветривания ярко-желтого цвета, включающие гнезда сильно разложенного и переполненного пиритом известняка. В виде выклинивающихся прослоев и линз мощностью до 20 см в глинистых продуктах выветривания прослеживаются желтые глины, имеющие тонкую слоистость	0,8

4. Глинистые продукты коры выветривания темно-зеленого цвета (более желтые в нижней части и зеленые — в верхней). Глины вязкие, с мелкой параллелепипедальной отдельностью, повторяющей структуру известняка. В нижней части в них имеются тонкие прослои желтых глин

2

При соприкосновении с дневной поверхностью глины покрываются корочкой ярко-желтого цвета.

5. Глинистые продукты коры выветривания зеленовато-голубого цвета. Глина очень вязкая, резиноподобная, при разламывании повторяет структуру известняков. В виде редких гнезд имеются реликты неразложившегося известняка, содержащего стяжения лимонитизированного пирита

2,3

Часто в верхней части коры наблюдаются следы ее частичного перемыва. В глине встречаются гравий и галька кварца и кремня, плохо окатанные. Содержание глинистой фракции в породе 90—96%. Минеральный состав (Плотникова и др., 1963) этих образований гидрослюдисто-сульфатный. В низах разреза сульфаты представлены гипсом, выше — ярозитом. В верхнем горизонте гидрослюда сменяется каолинитом, отчетливо фиксирующимся на термограммах экзотермическим эффектом с максимумом около 950°.

Авторами исследованы образцы глин из верхней части этого же разреза, которые представляют собой алевролитистую глину голубовато-серого цвета. Показатель преломления, соответствующий, очевидно, N_m , замедленный в ориентированных агрегатах, изменяется в интервале 1,536—1,548. Эти глины окрашены метиленовым голубым в синий цвет, который при добавлении KCl меняется на голубовато-зеленый и зеленовато-голубой. Термическая кривая этих образцов дает четыре эндотермических эффекта с максимумами развития при 150, 400, 550 и 900°. Такая термограмма типична для гидрослюда с примесью сульфата — ярозита, а пониженный показатель преломления и смещение цветов при окрашивании в более длинноволновую часть спектра позволяют предположить наличие в материале примеси монтмориллонита. Каолинит указанными методами в образованиях коры выветривания не фиксируется.

О. В. Петрякова (1961), исследуя минеральный состав глин юрских отложений Западной Якутии, приводит минеральный анализ двух образцов из доюрской коры выветривания (р. Марха). Согласно ее данным, подтвержденным термическим, оптическим, рентгеновским анализами и материалами по окраске, эти образования следует относить к типичным гидрослюдистым глинам с примесью монтмориллонита в некоторых образцах. Если для чистых гидрослюдистых глин О. В. Петрякова приводит показатели преломления $N_g=1,576$, $N_p=1,570$, то для гидрослюд с примесью монтмориллонита N_m уменьшается до 1,549—1,555.

Т. Т. Могулева при описании геологии и литологии юрских отложений в бассейне р. Ыгытты отмечает находки доюрской коры выветривания на ордовике в районе Хоруу и широкое развитие коры на породах девон-каменноугольного возраста. Кора выветривания на ордовике представлена здесь своими нижними горизонтами, и мощность ее не превышает 1 м. Известковистые и мергелистые разности доломитовой свиты (усть-кутский ярус) имеют облик каменного структурного элювия. Глины, заполняющие промежутки между глыбами, каолинизированы и местами содержат большое количество мелкогалечного материала, очевидно, более позднего происхождения.

На известняках девон-каменноугольного возраста Т. Т. Могулева наблюдала различные стадии развития коры выветривания: 1) разрушенный известняк; 2) песчанистую беловатую глину, образовавшуюся по известняку; 3) белые с желтоватым оттенком тонкодисперсные каолинизированные глины, вверх по разрезу переходящие в голубовато-зеленовато-сероватые глины, аналогичные по минералогическому составу.

Общая мощность коры до 5,2 м. В нижних частях разреза Т. Т. Могулева отмечает гидрослюдистые глины, в верхних — каолинит. Для нижних горизонтов коры характерны заглипсованность, ожелезнение и присутствие агрегатов паралуоминита. В тяжелой фракции материала коры содержится до 40% аутигенных минералов: в основном пирит, меньше лимонит и лейкоксен, характерны ильменит и ставролит. Приведенные выводы Т. Т. Могулевой о минеральном составе глин не подтверждаются нашими исследованиями.

В долине р. Ирелях остаточная и перемытая кора выветривания наблюдается на участке Пятачок на абсолютных отметках 320—327 м. Здесь она развита на мергелях и мергелистых известняках ордовика. Нами наблюдался следующий разрез этих отложений.

На коренных зеленовато-голубых мергелях, переходящих по простира-нию в очень плотные красно-бурые мергели, залегают голубовато-серые пластичные, частично алевритистые глины. Переход к этим глинам от зеленовато-голубых мергелей по-

степенный, а от красно-бурых — резкий, причем наблюдается тонкое переслаивание красно-бурых мергелей и голубовато-серых глин. Местами на красно-бурых мергелях с постепенным переходом залегают охряно-желтые глины, содержащие различной крупности щебенку этих мергелей. В таких случаях выше по разрезу обычно залегают линзособразные прослои темной, красно-бурой пластичной глины без следов слоистости. Еще выше по разрезу прослеживаются отложения иреляхской толщи, представляющие собой глины с мелкой и крупной кремнистой галькой различной окраски. Причем переход от голубовато-серых глин к юрским глинам постепенный. На бурых глинах они залегают с резким контактом. Общая мощность отложений коры выветривания 1,5 м. Нами отобраны четыре образца голубовато-серой глины (обр. М-92 залегает на красно-буром мергеле, обр. М-93 — на зеленовато-голубых мергелях; обр. М-95 — красно-бурая пластичная глина из линзовидного прослоя и обр. М-94 — охряно-желтая глина, постепенно сменяющаяся нижележащими красно-бурыми мергелями). По-видимому, красно-бурые мергели являются фациально измененными зеленовато-голубыми мергелями, пропитанными и сцементированными гидроокислами железа, в связи с этим они более плотные и менее поддаются процессам выветривания и разрушения.

Гранулометрический состав продуктов доюрской коры выветривания приводится в табл. 18.

Первые три образца представляют собой типичные глины с незначительным содержанием алевритового материала, практически не содержащие частиц песчаной размерности. Образец М-95 содержит до 50% крупной и мелкой щебенки красно-бурых мергелей, цемент в основном глинистый. В обр. М-95 в классах менее 0,5 мм, кроме щебенки мергелей, содержатся зерна окатанного корродированного кварца. Алевритовый материал в основной массе состоит из округлых зерен кварца; в подчиненном количестве содержатся полевые шпаты и чешуйки светлой слюды.

Химический состав глинистой фракции исследуемых отложений приводится в табл. 19. Как видно из ее данных, основными химическими компонентами, входящими в состав этих глин, являются SiO_2 , Al_2O_3 .

Таблица 18

Гранулометрический состав коры выветривания участка Пятачок (содержание, %)

Номер образца	Классы крупности, мм			
	+0,1	—0,1+0,01	—0,01+0,002	—0,002
М-92	0,1	22,0	57,5	20,4
М-93	—	13,1	85,8	1,1
М-94	—	9,8	77,4	12,8
М-95	50,5	20,6	18,9	10,0

Химический состав продуктов доюрский коры выветривания участка Пятачок (в %)

Окислы	Обр. М-92	Обр. М-93	Обр. М-94	Обр. М-95	Окислы	Обр. М-92	Обр. М-93	Обр. М-94	Обр. М-95
SiO ₂	58,94	59,81	52,22	63,36	Na ₂ O	0,15	0,15	0,11	0,11
TiO ₂	0,81	9,69	0,56	0,35	K ₂ O	6,35	6,38	5,02	6,61
Al ₂ O ₃	17,66	19,12	14,86	14,88	P ₂ O ₅	0,14	0,02	Не обн.	0,20
Fe ₂ O ₃	4,03	3,60	4,70	8,47	H ₂ O ⁺	4,17	3,98	4,99	2,97
FeO	2,04	2,39	8,47	0,49	CO ₂	Не обн.	Не обн.	6,38	Не обн.
MgO	4,78	2,58	2,41	1,67	П.п.п.	» »	0,81	Не обн.	» »
CaO	0,48	0,12	0,54	0,12					
					С у м м а	99,55	99,65	100,26	99,23
					H ₂ O ⁻	1,60	0,96	0,96	0,96

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ЯФ СО АН СССР. Аналитик М. А. Слепцова.

Fe₂O₃, K₂O, MgO. У отдельных образцов имеются свои особенности: обр. М-95 содержит повышенное количество SiO₂, очевидно, связанное с наличием в глине свободного кремнезема; обр. М-94 содержит значительное количество FeO и CO₂, которые связаны в карбонат-сидерит, чем и обусловлен цвет глин. Набор основных химических элементов и их соотношения в этих образованиях свидетельствуют о том, что глина в них представлена минералами гидрослюдистой группы.

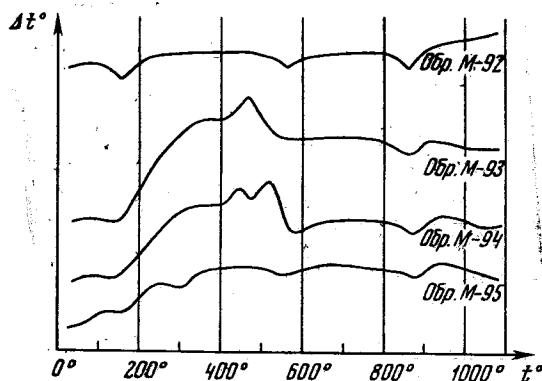


Рис. 15. Термограммы продуктов коры выветривания карбонатных пород участка Пятачок

Этот вывод подтверждается данными термического анализа (рис. 15). Причем обр. М-92 является типичной гидрослюдой, обр. М-93—гидрослюда с примесью пирита, обр. М-94—гидрослюда с примесью сидерита (из пересчета химического анализа следует, что на сидерит приходится ~14% всей породы), а в обр. М-95 на фоне гидрослюдистых эффектов в интервале 280—320° наблюдается слабый эндотермический пик, обусловленный примесью сульфатов.

Потери веса при прокаливании для перечисленных образцов следующие: М-92—5,4%; М-93—5,36—6,86%; М-94—22,73%; М-95—4,3%.

Аномально высокая потеря веса при прокаливании обр. М-94 связана с примесью сидерита.

Оптические данные получены для агрегатов ориентированных частиц. Образец М-95 дает хорошо ориентированные агрегаты, длинные, перистые, веерообразные. В таких агрегатах угасание почти прямое и одновременное. Образцы М-92 и М-93 дают хуже ориентированные агрегаты, форма их вытянутая и неправильная, очертания резкие. Показатели преломления сведены в табл. 20.

Таблица 20

Показатели преломления глин из коры выветривания участка Пятачок

	Обр. М-92	Обр. М-93	Обр. М-95
N_g	1,567	1,582	1,588
N_p	1,560	1,560	1,562—1,564

Данные, полученные при окрашивании образцов М-92 и М-93 органическими красителями (метиленовым голубым, хризоидином, бензидином), свидетельствуют о преимущественно гидрослюдом характере образцов. Окрашивание обр. М-95 позволяет говорить о возможной примеси монтмориллонита в образованиях коры выветривания (другими методами не подтверждено). Рентгеновский анализ, выполненный на УРС-50И в Fe_{α} излучении, показывает сходную картину для всех четырех исследованных образцов (табл. 21 и рис. 16).

Во всех образцах присутствуют характерные базальные рефлексы гидрослюды: 10,09 Å; 4,99—5,33 Å и 3,32—3,34 Å. В образцах М-92, М-93 и особенно М-94 отчетливо выявляются рефлексы 7,24—7,32 Å и 3,60—3,64 Å. При прокаливании до 600° эти отражения исчезают, в то время как рефлексы гидрослюды остаются и имеют ту же интенсивность.

Этот факт позволяет относить рефлексы 7,24 и 3,60 Å к каолиниту, хотя другими методами он не фиксируется.

Сделанные для этих образцов электронномикроскопические снимки показывают, что глина состоит из однородных, тонких, прозрачных частиц с довольно резкими очертаниями и различной, преимущественно изометрично вытянутой формой. Размеры частиц относительно мел-

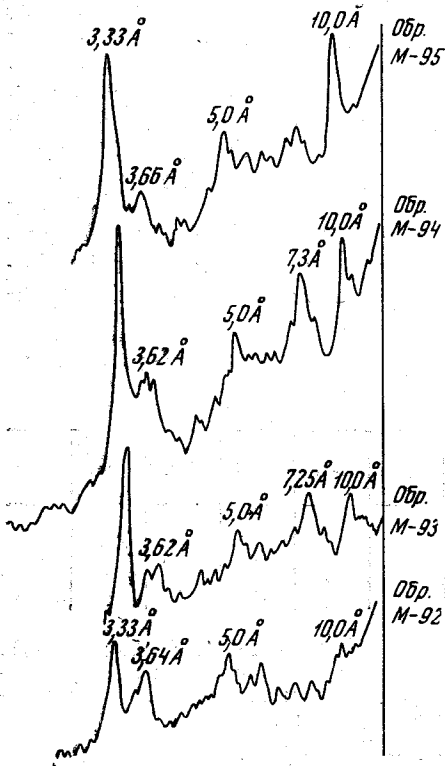


Рис. 16. Дифрактограммы глинистых продуктов коры выветривания карбонатных пород участка Пятачок

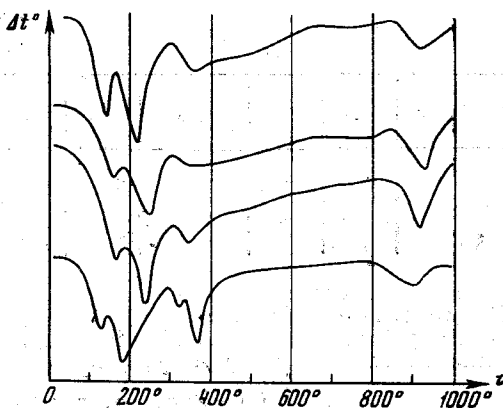


Рис. 17. Термограммы минералов группы каолинита из коры выветривания карбонатных пород участка Пятачок

Рентгенометрический анализ образцов из коры выветривания участка Пятачок

Обр. М-92		Обр. М-93		Обр. М-94		Обр. М-95	
l	dα/n	l	dα/n	l	dα/n	l	dα/n
3	10,09	8	10,09	8	10,09	3	10,4—9,8
3	8,05	4	7,24—7,17	10	7,32—7,24	1	5,91
3	7,24—7,17	3	5,71	4	5,03	2	5,48—5,39
5	5,86	4	4,99	8	3,62—3,60	5	4,99—4,96
6	4,99	3	4,27	10	3,34—3,32	1	4,4386
8	3,64	6	3,62			1	4,0927
10	3,32	10	3,34			5	3,66
		2	2,995			10	3,32—3,307
						1	3,0743
						1	2,9828
						1—2	2,4748
						2	2,303—2,295
						2	2,1863
						6	1,9894—1,98
						2	1,9438
						1	1,6518
						2	1,4135

кие. Одинаковая форма и размеры частиц подтверждают их образование в одно время и из одного источника. Некоторые частицы по своей форме напоминают удлиненные трубочки и могут быть отнесены к галлуазиту (см. табл. V). Характерный минерал для отложений доюрской коры выветривания — водный сульфат алюминия группы паралиюминита-алюногена. Он встречается в больших количествах в виде округлых белых желваков на различной глубине в глинах коры выветривания. Это плотный легкий мелоподобный минерал, под бинокуляром имеет вид снежоподобной массы, состоящей из очень мелких игольчатых бесцветных кристалликов. Различные исследователи приводят для него несколько различающиеся оптические данные: N_g изменяется в пределах 1,488—1,471; N_p — 1,467—1,463. Химические и термические данные также варьируют в широких пределах (табл. 22 и рис. 17).

Таблица 22

Химический состав водного сульфата алюминия

№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O+	П.п.п.	Сумма	H ₂ O-
1	Не опр.	36,72	0,93	Не опр.	Не опр.	Не опр.	27,42	34,41	0,51	99,99	10,12*
2	» »	33,88	1,18	» »	» »	» »	30,65	33,08	1,30	100,09	Не опр.
3	0,78	36,37	0,26	0,23	0,18	0,04	14,56	48,03*	Не опр.	100,45	» »

Примечание. Обр. 1—из коры выветривания на участке Пятачок (Рожков Г. и др. 1963); обр. 2—из коры выветривания Приленского района; обр. 3—из коры выветривания района трубки Мир (Коржинский и Васильев, 1958). Пересчеты химических анализов позволили составить следующие формулы для этих образований:

1. $1,05 \text{ Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SO}_3 \cdot 7,4 \text{ H}_2\text{O} = \text{Al}_2(\text{OH})_4[\text{SO}_4] \cdot 5,4 \text{ H}_2\text{O}$;
2. $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 1,1 \text{ SO}_3 \cdot 5,0 \text{ H}_2\text{O} = \text{Al}_2(\text{OH})_4[\text{SO}_4] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$;

* Включена в сумму.

Из приведенных формул видно, что первые две наиболее близки к теоретической формуле аллюминита — $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SO}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O} = \text{Al}_2(\text{OH})_4[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, но в них наблюдается некоторый недостаток воды, а во втором случае — небольшой избыток серы. А. Г. Бетехтин относит такие образования к металлюногену. Образец 3 представляет собой минерал, в котором наблюдается значительный избыток Al_2O_3 и воды. А. Ф. Коржинский и Г. И. Васильев относят его к параллюминиту. Образование в сходных условиях различных по составу водных сульфатов алюминия указывает на то, что в данной коре выветривания можно при детальном анализе обнаружить все разновидности этого соединения с различными соотношениями основных компонентов.

Указанные авторы объясняют образование желваков вышеописанного минерала присутствием органической серы в высокоглиноземистом материале коры выветривания.

Наличие на кривых нагревания этих образцов нескольких эндотермических пиков в интервале $100\text{—}360^\circ$ свидетельствует о том, что в данном минерале имеется несколько видов связанной воды, из которых каждый выделяется в определенный интервал температур.

Сказанное характеризует доюрскую кору выветривания на осадочных (карбонатных) породах как остаточную кору гидрослюдистого состава. Характерными минералами-примесями являются различные сульфаты, сидерит, галлуазит. В верхних наиболее хорошо сохранившихся зонах разреза отмечается каолинит.

Кора выветривания на траппах

Остаточная кора выветривания на траппах наблюдается на междуречьях рек Малой Ботуобии и Вилюя, Малой и Большой Ботуобии, в бассейне р. Ыгыатты. Ее изучали В. Н. Уманец, И. С. Рожков, Г. Х. Файнштейн и др.

По данным этих исследователей, кора на траппах имеет нормально-зональное строение: верхние горизонты представлены рыхлыми охристыми породами, ниже по разрезу они сменяются пестроцветными глинами, которые, в свою очередь, переходят в дресвянистые разности траппов с сохранением первичной структуры породы, сменяющиеся глыбовым горизонтом или плотными разностями траппов. Полная мощность коры на траппах достигает до $25\text{—}30$ м, обычно — около $5\text{—}8$ м.

Часто на траппах хорошо сохраняется только дресвяно-щебенистая масса. Содержание глинистого материала на них не превышает $15\text{—}17\%$. Щебень и дресва представлены обломками выветрелых, измененных первичных траппов. Наблюдается интенсивное ожелезнение. Из минералов легкой фракции отмечают: серпентин (продукт изменения оливина), плагиоклаз, кварц, карбонаты. В тяжелой фракции преобладают моноклиальный пироксен-диопсид, лимонит, гематит, магнетит.

Цемент дресвянисто-щебенистой массы и верхние глинистые горизонты коры состоят из монтмориллонита. В. Н. Уманец выделяет три микроскопические разности монтмориллонита: а) волокнистые или

Химический состав мономинеральной фракции монтмориллонита

Оксиды	%	Оксиды	%
SiO_2	44,19—45,26	CaO	3,43— 8,80
TiO_2	0,62— 1,45	MgO	4,67— 6,95
Al_2O_3	11,95—17,81	K_2O	0,65— 0,85
Fe_2O_3	8,59—13,90	Na_2O	0,73— 2,05
FeO	0,56— 1,12	$\text{H}_2\text{O}^{+105^\circ}$	6,76—10,65
MnO	0,07— 0,17	П. п. п.	2,85— 6,83

(данные по четырем анализам).

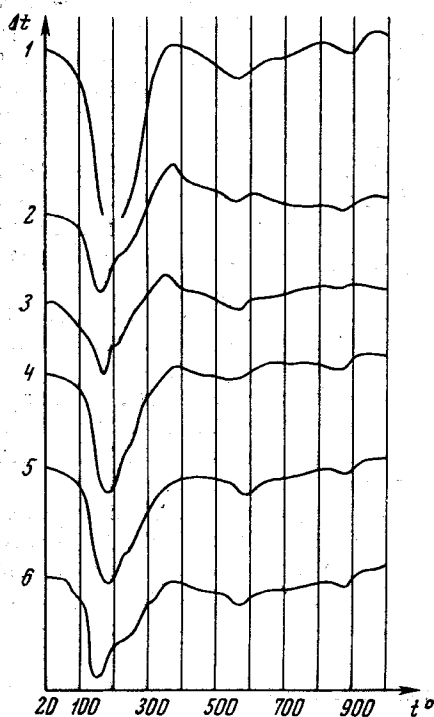


Рис. 18. Термограммы продуктов коры выветривания на траппах в районе трубки Мир

Как видно из сравнения этих анализов с химическим составом монтмориллонита, основные составляющие компоненты в неизменном траппе, трапповой глине и мономинеральном монтмориллоните содержатся в очень близких соотношениях. Заметные различия наблюдаются только для воды, содержащейся в большом количестве в глинистом материале. Промежуточный же материал — трапповая дресва — заметно отличается от состава первичных и конечных продуктов. Трапповая дресва содержит в большом количестве трехвалентное железо за счет значительного уменьшения глинозема. В трапповой дресве воды больше, чем

пластинчатые агрегаты; б) агрегаты с параллельным расположением пластинок или волокон; в) мелкочешуйчатые массы.

Цвет минерала золотисто-желтый. Светопреломление по $N_p = 1,476$; $N_g = 1,520$. Плеохроизм сильный — от золотисто-желтого до бесцветного; схема абсорбции $N_g > N_p$.

И. С. Рожков (1964) приводит для монтмориллонита следующие оптические данные, замеренные в агрегатах ориентированных частиц: $N_g = 1,543—1,545$; $N_p = 1,532—1,534$.

Монтмориллониты из коры выветривания траппов дают однозначную термическую характеристику: очень сильный эндотермический эффект в интервале $100—300^\circ$ (с максимумами 150°) и две более слабых эндотермики с максимумами 550 и 850° . На некоторых кривых эффект при 550° проявлен слабо или почти не проявляется (рис. 18).

Химический состав трех образцов траппов, в различной степени измененных, приведен в табл. 23, их пересчет по Т. Барту и формулы породы — в табл. 24.

Таблица 23

Химический состав выветрелых траппов (в %).

Окислы	Обр. К-1	Обр. К-2	Обр. К-3	Окислы	Обр. К-1	Обр. К-2	Обр. К-3
SiO ₂	47,55	47,77	47,78	CaO	6,15	10,38	9,45
TiO ₂	0,58	0,84	0,78	Na ₂ O	1,53	1,69	1,63
Al ₂ O ₃	15,59	15,26	2,97	K ₂ O	0,38	0,44	0,40
Fe ₂ O ₃	13,66	5,69	21,42	P ₂ O ₅	0,10	0,16	0,24
FeO	2,52	7,29	4,87	CO ₂	0,48	0,90	0,40
MnO	0,24	0,25	0,30	H ₂ O ⁺	5,83	1,65	3,60
MgO	5,33	7,10	6,23				
				Сумма	99,94	99,42	100,07

Примечание. Аналитик Л. Н. Цабул (ЯФ СО АН СССР); обр. К-1—трапп, измененный до состояния глины; обр. К-2—трапп, слабо измененный; обр. К-3—трапповая дресва.

Результаты пересчета по Т. Барту химических анализов траппов района трубки Мир

Окислы	Количество ионов в стандартной ячейке породы			Окислы	Количество ионов в стандартной ячейке породы		
	Обр. К-1	Обр. К-3	Обр. К-2		Обр. К-1	Обр. К-3	Обр. К-2
SiO ₂	38,50	44,02	43,44	CaO	5,35	10,23	9,11
TiO ₂	0,39	0,55	0,54	Na ₂ O	2,42	2,98	2,82
Al ₂ O ₃	14,80	16,59	3,14	K ₂ O	0,38	0,44	0,44
Fe ₂ O ₃	8,31	3,98	14,53	P ₂ O ₅	0,10	0,11	0,16
FeO	1,70	5,64	3,69	CO ₂	0,53	1,10	0,49
MnO	0,15	0,17	0,22	H ₂ O ⁺	31,49	9,97	21,68
MgO	6,42	9,73	8,35	Количество катионов в структурной ячейке породы	78,42	94,33	85,98

Химические формулы породы:

Обр. К = 2. $K_{0,44}Na_{2,98}Ca_{10,23}Mg_{9,73}Mn_{0,17}[Fe^{+2}_{5,64} + Fe^{+3}_{3,98}]_9,62Al_{16,59}Si_{44,02}P_{0,11} \cdot [O_{150,03}OH_{9,97}]$ Обр. К=3. $K_{0,44}Na_{2,82}Ca_{9,11}Mg_{8,35}Mn_{0,22}[Fe^{+2}_{3,69} + Fe^{+3}_{14,53}]_{18,22}Al_{3,14}Si_{43,14}P_{0,16} \cdot [O_{138,32}OH_{21,68}]$ Обр. К=1. $K_{0,38}Na_{2,42}Ca_{5,35}Mg_{6,42}Mn_{0,15}[Fe^{+2}_{1,70} + Fe^{+3}_{8,31}]_{10,01}Al_{14,80}Si_{38,50}P_{0,10} \cdot [O_{128,51}OH_{31,49}]$

в неизмененном траппе, и меньше, чем в глинистом продукте. Содержание двухвалентного железа постепенно уменьшается, по мере изменения траппов от 7,29% в неизменной породе до 4,97% в трапповой дресве, от 2,52% в трапповой глине до 0,56—1,12% в мономинеральном монтмориллоните.

Таким образом, при преобразовании первичных траппов в монтмориллонитовые глины происходит перераспределение химических элементов в коре выветривания без существенного выноса или привноса при преобразовании структуры темноцветных минералов (оливина и диопсида) коренной породы в структуру глинистого минерала — монтмориллонита. На первой стадии этого изменения наблюдается концентрация Fe₂O₃ и выщелачивание Al₂O₃; последний вновь концентрируется в более высоких зонах и вместе с Mg образует монтмориллонит Mg=Al состава с частичным вхождением Fe⁺ в решетку глинистого минерала.

Образование коры выветривания на траппах (считая возраст самих траппов пермо-триасовым) следует относить к верхнему триасу. В пользу этого говорит тот факт, что В. Н. Уманец в конгломератах укугутской свиты нижнего лейаса отмечает находки гальки свежих и выветрелых траппов, т. е. выветривание их предшествовало образованию осадков укугутской свиты.

Интересный разрез коры выветривания на траппах наблюдался в верховьях р. Мархи на Вилуйско-Оленекском водоразделе (Козлов, Шукин, 1964). Здесь выветривание носит избирательный характер и развивается на траппах, слагающих, по-видимому, корни пластовых интрузий (магнитометрическими исследованиями устанавливается их изометричная форма). Участки коры выветривания расположены в полосе развития увалистого рельефа, сформированного на карбонатных отложениях нижнего ордовика, на пологих склонах; высота их 470—500 м над уровнем моря, относительное превышение над днищами современных долин 170—180 м. Кора выветривания прослежена горными выработками на глубину 8—10 м, полная мощность ее не установлена.

С поверхности кора перекрыта делювиальными обломочно-глинистыми отложениями мощностью 1,5—2,0 м.

Конечным продуктом выветривания является рыхлая порода красновато-бурого или коричневатого-розового цвета с многочисленными выделениями белого глинистого минерала, часто образующего тонкие ветвящиеся или параллельные прожилки. Авторы определяют этот минерал как галлуазит на основании его изотропности и показателя преломления $N=1,520-1,530$.

В конечном продукте коры выветривания обнаружена глыба, в центре которой наблюдается свежий, невыветрелый трапп. В ней И. Т. Козлов и В. Н. Щукин устанавливают промежуточную стадию между первичной породой и конечным продуктом выветривания — зону рыхлой глинистой породы, обильно пропитанной гидроокислами железа.

Таким образом, в процессе выветривания из одной структурной ячейки породы выносятся: 0,7 иона К; 3,35 иона Na; 10,75 иона Ca; 10,75 иона Mg; 0,23 иона Ti; 23,0 иона Si; 0,10 иона P.

Содержание некоторых элементов увеличивается: Fe на 0,14 иона, Al на 5,01 иона, N на 57,5 иона.

Характерны почти полный переход Fe^{+2} в Fe^{+3} и значительное накопление железа в промежуточной зоне коры выветривания (табл. 25).

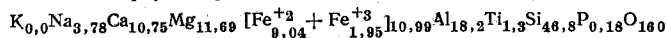
Таблица 25

Химический состав (в %) зон коры выветривания траппов и пересчет их по методу Барта (по И. Т. Козлову и В. Н. Щукину)

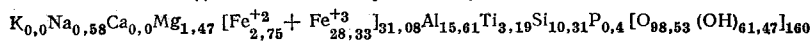
Окислы	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Окислы	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3
SiO ₂	47,64	33,50	12,24	Na ₂ O	2,02	0,33	0,43
TiO ₂	1,75	2,01	5,20	K ₂ O	0,57	Нет	Нет
Al ₂ O ₃	15,71	27,49	16,20	P ₂ O ₅	0,45	0,10	0,54
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,18	NiO	Нет	0,20	Следы
Fe ₂ O ₃	2,51	19,31	45,97	S _{общ}	0,08	0,05	»
FeO	10,98	1,12	4,07	CO ₂	0,37	0,39	0,55
MnO	0,02	0,16	Не опр.	П.п.п.	Нет	12,13	11,28
MgO	7,59	0,93	1,17	H ₂ O	0,47	2,78	2,81
CaO	10,17	Следы	Следы				
				Сумма	100,05	100,51	100,64

Примечание. Обр. 1—неизменный трапп; обр. 2—конечный продукт выветривания с галлуазитом; обр. 3—промежуточная ожеженная порода.

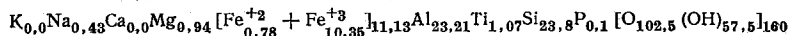
Формулы породы, вычисленные по методу Т. Барта:



— для неизмененного траппа или реликтовой глыбы;



— для сильно ожеженной породы из промежуточной зоны;



— для породы коричневатого-розового цвета с прожилками галлуазита.

Анализируя характер миграции элементов и минеральный состав новообразований в коре выветривания, И. Т. Козлов и В. Н. Щукин приходят к выводу о том, что в момент формирования коры в данной области существовал умеренный климат со средней или несколько повышенной влажностью. Они считают, что образование описанной коры выветривания по времени относится к верхнему мезозою — палеогену, но никаких доказательств не приводят.

Геологическое положение коры выветривания на трапах не позволяет сделать конкретный вывод о времени эпохи выветривания, но учитывая, что доюрская (средне-верхнетриасовая) кора выветривания является региональной для всей Сибири, образование коры выветривания на трапах в верховьях р. Мархи, вероятнее всего, надо также относить к нижнемезозойской эпохе корообразования.

Показательно в этом отношении сравнение графиков изменения содержания основных компонентов в структурной ячейке породы при переходе от первичной породы к конечному продукту выветривания

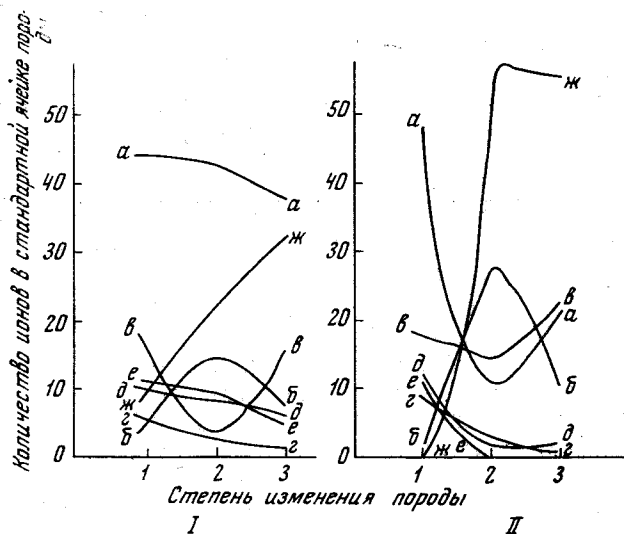


Рис. 19. Изменение содержания основных химических элементов в стандартной ячейке породы в коре выветривания траппов

I — из района трубки Мир; II — из Оленекско-Вилуйского водораздела

Изменение содержания: а — SiO_2 ; б — Fe_2O_3 ; в — Al_2O_3 ; г — FeO ; д — MgO ; е — CaO ; ж — H_2O

через промежуточную зону для кор выветривания траппов на Оленекско-Вилуйском водоразделе и на участке трубки Мир (рис. 19). Графики построены на основе пересчетов по Т. Барту. В обоих случаях по мере выветривания наблюдается уменьшение CaO , FeO , MgO , SiO_2 и увеличение H_2O . Кривые изменения содержания Fe_2O_3 (максимум в промежуточной зоне) и Al_2O_3 (минимум в промежуточной зоне) очень близки по своим конфигурациям, хотя имеют различный радиус кривизны. Наблюдается заметное отличие в графиках изменения SiO_2 . В обоих случаях отмечается уменьшение содержания SiO_2 от первичной породы к конечному продукту, но в траппах, описанных И. Т. Козловым и В. Н. Щукиным, в промежуточной зоне падение содержания SiO_2 настолько значительно, что на кривой в средней части наблюдается минимум.

Как видно из графиков, направление процессов, происходящих в траппах при их выветривании, в обоих случаях одинаково, но интенсивность проявления выветривания на траппах Оленекско-Вилуйского водораздела больше. Это свидетельствует о том, что в обоих случаях факторы выветривания были одинаковыми, а продолжительность их действия — различной.

Вероятно, время воздействия реагентов выветривания на траппы Оленекско-Вилуйского водораздела было более продолжительным. Возможно, что в разрезе коры выветривания траппов в районе трубки

Мир удален самый верхний, наиболее глубоко преобразованный горизонт выветривания.

Представляет интерес анализ исследованных разрезов и их зон с целью выявления количества катионов в структурной ячейке породы каждой из них. В неизмененных траппах Оленекско-Вилюйского водораздела содержание катионов в структурной ячейке породы составляет 113,3%, в промежуточной зоне — 62,7%, в конечном продукте — 60,6%. В траппах в районе трубки Мир в первичной породе содержание катионов на структурную ячейку породы составляет 94,33%, в промежуточной зоне — 85,98%, в конечном продукте — 78,42%. Эти данные свидетельствуют о том, что в первом случае выветривание траппов зашло дальше, чем во втором.

Одинаковое течение процессов выветривания в этих двух разрезах может служить указанием на то, что их выветривание относится к одной эпохе (вероятно, средний — верхний триас).

Кора выветривания на кимберлитах

Среди кимберлитовых трубок Западной Якутии в настоящее время известны только две трубки, перекрытые юрскими отложениями — трубка Аэрогеологическая, расположенная на Оленекском поднятии, и трубка Таежная — в Мало-Ботуобинском районе. Первая прорывает карбонатные породы верхнего кембрия и в северо-восточной части перекрыта маломощными (2—3 м) глинисто-алевритовыми отложениями нижней юры (плинсбахский ярус). На вскрытой эрозией поверхности трубки и под юрскими отложениями имеется слой дезинтегрированного измененного кимберлита мощностью порядка 2 м.

Трубка Таежная, в 8 км южнее трубки Мир, залегает среди карбонатных пород нижнего ордовика и на юге частично перекрыта нижнеюрскими глинистыми алевритами с линзами алевро-песчаников и песков, с гравийно-галечным материалом в базальном слое. Мощность отложений нижней юры здесь не превышает 8—9 м. У контактов с вмещающими породами кимберлиты сильно разрушены и имеют зеленовато-желтую окраску. Мощность зоны поверхностного измененного кимберлита 5—10 м. Факт существования кимберлитовых трубок, перекрытых юрскими отложениями, и наличие на их поверхности древней коры выветривания указывают на то, что кимберлиты также подвергались процессам выветривания в доюрскую (верхнетриасовую) эпоху регионального выветривания, и позволяют распространить этот вывод на трубки, которые в настоящее время вскрыты современной эрозией (выходят на дневную поверхность) и на которых продукты этой эпохи выветривания сохранились лишь частично. К сожалению, кора выветривания на трубках Таежная и Аэрогеологическая изучена недостаточно, и в литературе не описаны их минеральные и геологические особенности.

Авторы изучали кору выветривания на следующих кимберлитовых телах: Мир (абсолютные отметки 300—325 м), Удачная (абсолютные отметки 300—330 м), Зарница, Ленинградская (абсолютные отметки 440—470 м), Дайковая и др.

Указанные трубки в настоящее время выходят на земную поверхность и частично или полностью перекрыты маломощным слоем делювиальных образований четвертичного возраста. Дополнительным критерием для отнесения коры выветривания трубки Мир к доюрской эпохе является тот факт, что в 1—1,5 км от трубки, на участке Пятачок устанавливается доюрская кора выветривания на карбонатных породах, перекрытая алмазоносными отложениями иреляхской толщи рэт-лейаса.

Значит, образованию нижнеюрских алмазоносных отложений предшествовала эпоха выветривания кимберлитов, затем их частичный размыв и концентрация алмазов в иреляхской толще.

Почти на всех изученных трубках нет верхних горизонтов коры выветривания, а в разной степени сохранились ее нижние горизонты или корни. На трубке Ленинградская под делювиальными образованиями встречена голубая элювиальная глина с небольшим количеством дресвянистого материала и зерен устойчивых минералов кимберлитов. В глине не сохранились текстурно-структурные особенности кимберлита. Возможно, что именно на этой трубке наблюдаются наиболее измененные горизонты древней кимберлитовой коры выветривания. Полный разрез коры выветривания на трубке Ленинградская изучить не удалось. Мощность выветрелой поверхностной зоны на различных трубках различная; заметные изменения и сильная дезинтеграция ограничиваются первыми метрами, но по контактам и трещиноватым зонам мощность увеличивается.

Гранулометрический анализ образцов из коры выветривания различных трубок характеризует степень дезинтеграции кимберлита (табл. 26).

Таблица 26

Гранулометрический состав элювия кимберлитов из различных трубок (содержание, %)

Кимберлитовая трубка	№ образцов	Классы крупности, мм		
		+0,1	—0,1+0,01	—0,01
Зарница	C-31	79,3	16,9	3,7
	C-33	68,2	22,7	9,1
	C-32	86,1	9,1	4,8
	C-34	89,4	8,3	2,3
Дайковая	C-35	96,1	3,4	0,5
Ленинградская	C-22	19,2	76,6	4,2
	C-23	25,2	47,0	27,8
	C-26	39,9	18,2	41,9
Мир	T-1	75,75	18,44	5,79
	T-2	90,15	8,03	1,82
	T-3	65,49	28,67	5,84
	T-4	79,3	—0,1+0,02 9,5	—0,02 11,2

Примечание. Трубка Зарница, образцы: C-31—отвалы шурфа, охруподобная песчано-глинистая масса; C-32—кимберлитовая дресва желтого цвета из отвалов шурфа; C-33—глубина взятия 0,2 м, глина с дресвой кимберлита; C-34—глубина взятия 0,6 м, кимберлитовая щебенка с дресвой и глиной. Трубка Дайковая, обр. C-35—глубина взятия 1,3 м; дресвяно-глинистая кимберлитовая масса. Трубка Ленинградская, образцы: C-22—глина зеленовато-серого цвета с дресвой кимберлита, глубина 1,2 м, северный контакт трубки; C-23—серовато-голубая глина со щебенкой кимберлита, глубина взятия 1,3 м, южный контакт трубки. Трубка Мир, образцы: T-1—поверхностный кимберлит из контакта трубки; T-2—поверхностный кимберлит в 30 м от контакта; T-3—поверхностный кимберлит в 60 м от контакта; T-4—кимберлит грязно-зеленого цвета; глубина взятия 0,6—2 м.

Из таблицы видно, что основная масса материала концентрируется в классе +0,1 мм, исключение составляют образцы из трубки Ленинградская, в которых преобладает алевроито-глинистый материал.

По внешнему виду продукты коры выветривания представляют собой дресвяно-глинистый материал различной окраски: ржаво-бурой, зеленовато-желтой, голубовато-зеленой, голубовато-серой и др. В сыром виде продукты коры выветривания проявляют пластичность. Часто хорошо сохраняются структурные и текстурные особенности породы. Обычно в дезинтегрированном материале коры выветривания в неизменном виде сохраняются обломки известняков и других осадочных пород со сглаженными очертаниями, крупные трещиноватые зерна пиропы, ильменита, лейсты гидратированного флогопита, крупные псевдоморфозы серпентина по оливину.

Лишь изредка в приконтактных частях трубок и в зонах трещиноватости продукты коры выветривания представлены пластичной глиной без следов текстурно-структурных особенностей кимберлита. Часто на поверхности трубок наблюдаются образования типа «желтой земли». Это желто-бурая глинисто-дресвянистая масса, обычно в составе выветрелого кимберлита наблюдается в виде неправильной формы пятен, зон, пропластков и полос; отличается повышенной ожелезненностью материала. Контакты таких образований с остальными продуктами

Таблица 27

Минеральный состав песчаных классов кимберлита трубки Мир (элювий)

Легкая фракция		Тяжелая фракция	
Минералы	Содержание, %	Минералы	Содержание, %
Серпентин	55—80,0	Гранат	32—41,0
Лимонит	6,5—13,5	Ильменит	19—32,0
Карбонаты	6—27,0	Магнетит	9—13,0
Гидрослюда	1—3,0	Гематит	Ед. зн.
Обломки пород	до 4		
Кварц	9,2—0,3	Лимонит	10—14,0
Микроклин	Ед. зн.	Серпентин	10—17,0
		Хромдиопсид	Ед. зн.
		Эпидот	То же
		Шпинель	»

Минеральный состав тяжелой фракции элювия

Класс крупности, мм	Выход класса		Оливин		Ильменит		Пироп		Лимонит	
	Номера									
	89	92	89	92	89	92	89	92	89	92
—0,25	4,7	3,8							Не изу-	
—0,5+0,25	2,7	1,5	4,6	4,0	2,4	1,5	5,4	0,7	7,0	0,6
—1,0+0,5	4,6	2,0	4,7	4,4	1,6	1,7	2,7	0,3	9,3	0,4
—2,0+1,0	3,9	1,5	2,2	5,2	1,1	0,9	0,7	0,4	10,1	0,7
—3,0+2,0	3,9	1,5	0,9	1,8	0,2	0,4	0,1	0,1	Ед. зн.	1,0
—5,0+3,0	8,2	2,8	—	—	—	—	—	—	—	—
—7,0+5,0	7,0	2,1	—	—	—	4,0	—	—	—	—
+7,0	65,0	84,8	—	—	—	—	—	—	—	—
Всего по пробе	100	100	0,5	0,3	0,2	0,2	0,3	Ед. зн.	1,0	Ед. зн.

Примечание. Выход тяжелых фракций для обр. 89—6,8%; для обр. 92—0,6%;

довольно резкие и отчетливые. Гранулометрический состав коры выветривания очень непостоянен и зависит от многих причин: от степени дезинтеграции материала, принадлежности к определенной части трубки, содержания ксенолитов и их размеров и т. д.

Минеральный состав песчаной фракции элювиальных образований на кимберлитах незначительно отличается от минерального состава кимберлита вообще (табл. 27, 28, 29).

Из приведенных данных видно, что общее содержание минералов тяжелой фракции в элювии кимберлитов невелико, оно изменяется от 0,2 до 6,9%. То же относится и к отдельным минералам. Как и в коренном кимберлите, из минералов тяжелой фракции по количеству первое место занимает ильменит, второе — пироп (иногда наблюдается обратная картина); в заметных количествах содержится магнетит; остальные минералы присутствуют в подчиненном количестве.

В единичных знаках в тяжелой фракции элювия кимберлитов отмечаются хромдиопсид, эпидот, рутил, циркон, шпинель, пирит и другие сульфиды, сульфаты, гранат ряда альмандина, моноклинный пироксен, роговая обманка и другие минералы. В легкой фракции, кроме перечисленных в таблице минералов, встречаются кварц, хлоритизированный и вермикулитизированный флогопит, халцедон, гипс, сростки различных минералов с кальцитом, микроклин и др.

Для сравнения содержания минералов тяжелой фракции в коренном кимберлите и в элювии ниже приводятся данные (табл. 30) по разным типам кимберлита трубки Удачная (Бобриневич и др., 1959).

Приведенная таблица составлена на основании данных, полученных от протолочки кимберлита, и включает цифры для класса +0,5—1,0 м. Поэтому произведем сравнение не с валовым выходом тяжелой фракции элювия, а с содержанием отдельных минералов и суммарным выходом тяжелой фракции для этого же класса элювия. Из данных этой таблицы видно, что наблюдается общее обогащение элювия тяжелой фракцией и такими минералами, как ильменит, гранат и, отчасти, магнетит. Содержание оливина, пирита и иногда магнетита в плотном кимберлите больше, чем в элювиальном материале, в связи с их малой устойчивостью в зоне гипергенеза. Устойчивые к выветриванию минералы кимберлитов подробно описаны во многих работах, посвященных изучению коренных месторождений алмаза, поэтому здесь они не

Таблица 28

кимберлита трубки Удачная-Восточная (в %)

Сростки минералов тяжелой фракции		Магнетит		Хромдиопсид		Обломки кимберлита		Ксенолиты		Слюда	
образцов											
89	92	89	92	89	92	89	92	89	92	89	92
чались											
23,2	0,7	4,6	1,8	Ед. зн.	Ед. зн.	30	81,6	18,2	8,2	4,50	0,9
27,8	0,6	3,4	1,1	»	»	36,7	84,0	13,8	7,5	Ед. зн.	Ед. зн.
29,5	1,7	0,4	0,5	»	»	46,7	86,0	9,3	4,6	—	—
18,2	—	8,3	8,2	—	—	75,4	89,0	5,2	7,5	—	—
6,2	—	—	—	—	—	81,4	95,01	12,4	5,0	—	—
—	—	—	—	—	—	88,2	92,2	11,8	3,8	—	—
—	—	—	—	—	—	100	100	—	—	—	—
4,5	Ед. зн.	0,3	0,1	Ед. зн.	Ед. зн.	89,3	98,7	1,7	0,7	0,1	—

глубина взятия обр. 89—5,8 м, обр. 92—0,7 м.

Минеральный состав тяжелой фракции элювия

Класс крупности, мм	Выход класса		Выход тяжелой фракции		Магнетит		Лимонит		Пироп		Ильменит	
	Номера											
	99	102	99	102	99	102	99	102	99	102	99	102
—0,25	0,8	21,2									Не изу-	
—0,5+0,25	0,6	9,7	3,3	4,9	1,1	1,2	0,8	1,9	0,8	0,6	0,4	0,4
—1,0+0,5	1,3	15,9	4,6	4,6	2,7	2,7	0,6	0,6	0,4	0,4	0,4	0,4
—2,0+1,0	1,3	11,8	6,1	6,1	3,8	3,8	0,8	0,8	0,2	0,2	0,4	0,4
—3,0+2,0	1,4	10,5	—	1,2	—	1,2	—	—	—	—	—	—
—5,0+3,0	2,3	11,7	—	Ед. зн.	—	Ед. зн.	—	—	—	—	—	—
—7,0+5,0	1,8	19,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
+7,0	90,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Всего по пробе	100	100	0,2	2,6	0,16	1,4	0,02	0,5	0,01	0,2	0,01	0,2

Примечание. Глубина взятия обр. 99—4,2 м, обр. 102—1,7 м.

рассматриваются. Отметим лишь некоторые особенности этих минералов в связи с их нахождением в зоне выветривания.

Для пироба из элювиального материала кимберлитов характерно преобладание остроугольных обломков зерен, образовавшихся при разрушении крупных трещиноватых зерен, высвободившихся из кимберлита при его дезинтеграции. Поэтому в элювиальном материале в крупных классах пироп почти не фиксируется, и им относительно обогащены классы — 0,1—0,5 мм и мельче. Большинство из этих осколков лишено келифитовой каймы, так как она также отделяется при дезинтеграции

Таблица 30

Содержание минералов и выход тяжелой фракции в разных типах кимберлита трубок Удачная-Восточная и Удачная-Западная

Минералы	Удачная-Восточная		Удачная-Западная	
	Пределы колебаний	Среднее	Пределы колебаний	Среднее
Оливин	Зн.—18,96	5,02	0,00—0,06	—
Ильменит	0,05—1,67	0,37	0,06—2,38	0,49
Гранат	0,02—0,10	0,04	0,03—1,49	0,35
Магнетит	0,08—2,42	1,00	Зн.—7,71	1,98
Пирит	0,00—0,22	0,02	0,00—3,77	0,18
Выход тяжелой фракции	0,82—20,70	6,45	0,24—11,04	3,01

крупных зерен, кроме того, многие осколки из центральной части крупных агрегатов пироба ее не имели. На этих осколках иногда встречаются примазки серпентин-карбонатной массы, которой были выполнены трещинки в исходном зерне пироба.

Ильменит также несколько меняет свою морфологию в зоне гипергенеза. Среди зерен ильменита встречаются остроугольные обломки, не характерные для глубинных кимберлитов. Но ильмениту из зоны гипергенеза свойственны главным образом повышенная лейкоксениза-

кимберлита трубки Удачная-Западная

Сростки минералов тяжелой фракции		Слюда		Цеолиты		Обломки кимберлита		Ксенолиты		Серпентин		Глинистый минерал	
образцов													
99	102	99	102	99	102	99	102	99	102	99	102	99	102
чались													
0,2	0,8	1,9	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	38,8	23,8	27,0	9,5	29,0	14,3	—	47,5
0,5	0,5	Ед. зн.	»	»	»	66,7	66,7	4,8	4,8	19,1	19,1	4,8	4,8
0,9	0,9	»	»	—	»	78,8	78,8	4,7	4,7	9,4	9,4	1,0	1,0
—	—	—	—	—	—	70,0	83,0	20	4,9	10	9,9	—	—
—	—	—	—	—	—	75,0	90,0	15	3,0	5	5,0	—	—
—	—	—	—	—	—	80	85,0	15	10,0	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	90	—	10	—	—	—	—	—
0,02	0,3	—	—	—	—	87,6	73,4	10,8	6,4	1,4	10,6	—	7,0

ция и гематитизация. Многие зерна интенсивно лейкоксенизированы с поверхности и по трещинам. Вместе с лейкоксеном по трещинам отмечается образование рутила, гематита и гидроокислов железа.

Магнетит представлен угловатыми, неправильной формы обломками. Многие зерна сильно изменены, покрыты толстой темно-бурой корочкой гидроокислов железа. Иногда магнетит находится в сростании с ильменитом.

Пирит редко сохраняется в элювии кимберлитов. Обычно встречается лишь в центральных частях псевдоморфоз лимонита по пириту. В лимоните заключены неправильной формы включения лепидокрокита и гидрогетита. Встречаются единичные сферолистовидные образования гидрогематита.

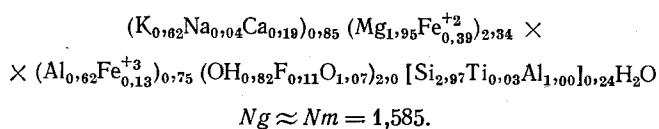
Серьезного внимания заслуживает анализ продуктов выветривания первичного минерала кимберлита — флогопита.

В поверхностных зонах свежий флогопит встречается редко; округлые лепешковидные зерна его обычно почти полностью превращены в хлорит или гидрослюда — вермикулит, и лишь в центральной части зерен редко наблюдаются реликты буровато-коричневого флогопита. В глубинных частях трубок флогопит встречается довольно часто. В работе А. П. Бобриевича и др. (1964) приводятся описание и данные минерального анализа по слабо гидратированному флогопиту из кимберлитового тела Светлая.

Химический состав флогопита

Окислы	%	Окислы	%
SiO ₂	40,34	CaO	2,88
TiO ₂	0,61	Na ₂ O	0,37
Al ₂ O ₃	18,80	K ₂ O	6,91
Cr ₂ O ₃	0,03	H ₂ O ⁻	0,98
Fe ₂ O ₃	2,39	H ₂ O ⁺	1,72
FeO	6,24	CO ₂	0,32
MnO	0,10	F	0,43
NiO	0,06	Сумма	99,76
MgO	17,75		

Кристаллохимическая формула флогопита имеет такой вид:

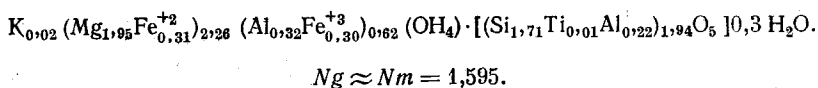


Сравним химический состав свежего флогопита с различными продуктами его изменения. Чаше наблюдается полная или частичная хлоритизация флогопита. Наиболее широко хлорит развит в трубке Мир.

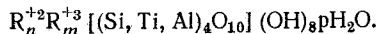
Химический состав хлорита из трубки Мир

Окислы	%	Окислы	%
SiO ₂	30,48	MgO	25,48
TiO ₂	0,32	CaO	3,7
Al ₂ O ₃	8,42	K ₂ O + Na ₂ O	0,3
Fe ₂ O ₃	7,31	CO ₂	4,82
Cr ₂ O ₃	0,26	H ₂ O ⁻	1,24
FeO	6,80	H ₂ O ⁺	11,13
MnO	0,06	С у м м а	100,17
NiO	0,13		

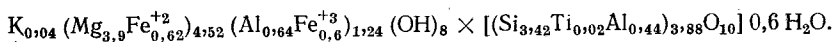
Кристаллохимическая формула хлорита представляется в следующем виде:



Для удобства сопоставления химических формул хлорита и флогопита приведем формулу хлорита к общему виду:



Тогда формула хлорита примет вид:



Из сравнения химических формул видно, что для преобразования одной структурной ячейки флогопита в хлорит нужно:

1) либо вынос Al и щелочей на фоне концентрации Mg и незначительного накопления кремнезема;

2) либо привнос Mg на фоне инертного поведения SiO₂ и выноса незначительных количеств Al (при перераспределении в новой структуре минерала) и интенсивного выноса щелочей.

В свете этих процессов преобразование флогопита в вермикулит представляется промежуточной стадией в преобразовании флогопита в хлорит. Ниже приводятся данные по химическим свойствам вермикулитов, описанных на трубках Загадочная и Искорка (табл. 31).

При вермикулитизации флогопита происходит значительный вынос щелочей (в основном калия), вынос алюминия и накопление железа и магния.

Таким образом, для хлоритизации и вермикулитизации флогопита необходим избыток магния в преобразующих водных растворах. Результаты проведенных исследований глинистой фракции коры выветривания кимберлитов показывают, что такой избыток магния в растворах может произойти при преобразовании серпентина в монтмориллонит — сапонит; в результате этого превращения из структурной ячейки

Таблица 31

Химический состав вермикулита из кимберлитов

Окислы	Трубка Загадочная	Трубка Искор- ка	Окислы	Трубка Загадочная	Трубка Искорка
SiO ₂	40,06	34,69	MgO	29,16	23,61
TiO ₂	0,23	0,76	CaO	0,34	1,62
Al ₂ O ₃	7,01	5,17	Na ₂ O	0,17	0,31
Cr ₂ O ₃	0,13	0,014	K ₂ O	0,22	0,42
Fe ₂ O ₃	7,25	9,43	H ₂ O ⁺	9,36	12,14
FeO	0,50	1,38	CO ₂	0,38	2,18
MnO	—	0,06			
NiO	0,02	0,10			
			Сумма	100,2	100,34
			Ng≈Nm=1,562—1,564		1,547

Кристаллохимические формулы вермикулита:

1. $(K_{0,02}Na_{0,02})_{0,04}(Mg_{3,28}Fe_{0,03}^{+2})_{3,31}Fe_{0,41}^{+3}(OH)_2[Si_{3,04}Ti_{0,02}Al_{0,62}O_{10}] \cdot 2,72 H_2O$
2. $(K_{0,02}Na_{0,02})_{0,04}(Mg_{3,43}Fe_{0,19}^{+2})_{3,62}Fe_{0,58}^{+3}(OH)_2[Si_{2,85}Ti_{0,04}Al_{0,5}O_{10}]$

серпентина следует удалить примерно половину магния, который в ней содержится. Таким образом, процессы монтмориллонитизации серпентина и хлоритизации флогопита взаимосвязаны. Как видно из исследований глинистой фракции, смесь хлорита и монтмориллонита, а иногда и гидрослюды типа вермикулита, характерна для конечных продуктов выветривания кимберлитов.

С целью сравнения химизма кимберлитов были выполнены серии химических анализов кимберлитов по трубкам Мир, Удачная-Западная, Удачная-Восточная (табл. 32—34).

Из приведенных данных видно, что, несмотря на некоторые незначительные колебания в содержании отдельных окислов, валовый состав плотного кимберлита и элювия одинаков и очень близок к среднему химическому составу кимберлита каждой трубки. В изменении содержания отдельных компонентов по вертикали не наблюдается какой-либо закономерности, кроме общей тенденции увеличения с глубиной Fe и уменьшения Fe₂O₃. В самых верхних частях элювия (глубиной до 1 м) в местах скопления гидроокислов железа (содержание FeO + Fe₂O₃ > 10%) также отмечается резкое падение (до десятых долей процента) содержания Al₂O₃. Содержание CO₂ в валовых анализах сохраняется высоким во всех горизонтах.

Из элювия трубки Ленинградская был сделан химический анализ глинистой фракции (табл. 35). Его результаты показали, что в элювиальной глине (по сравнению со средним химическим составом кимберлита) накапливаются SiO₂, Al₂O₃, H₂O. Из глинистой фракции почти полностью выщелочены карбонаты. Содержание щелочей в обр. С-22 повышено, в основном за счет большого количества K₂O. Характерно, что в том же образце наблюдается значительное уменьшение содержания MgO и увеличение Al₂O₃, что связано с большей ролью в нем гидрослюды в глинистой фракции по сравнению с обр. С-23.

Для расшифровки минерального состава глинистая фракция элювия кимберлитов была изучена рядом методов: термическим, рентгенометрическим, электронномикроскопическим, оптическим и методами окрашивания. Результаты этих исследований представлены в виде таблиц (табл. 36, 37). Сопоставление результатов отдельных методов показывает, что глинистая фракция элювия кимберлитов состоит из смеси

Химический состав кимберлитов трубки Мир из различных глубин и результаты их пересчета по методу Т. Барта (в вес. %)

Окислы	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4	Обр. 5	Обр. 6	Обр. 7	Пересчет по методу Т. Барта							
	Глубина, м							Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4	Обр. 5	Обр. 6	Обр. 7	Средний * химический состав
	1,0	0,6—2	3—4	5	30	64	150								
SiO ₂	31,23	34,11	36,62	31,14	30,77	34,11	30,33	27,7	30,5	32,7	26,7	27,3	29,4	24,2	32,6
TiO ₂	1,18	1,57	1,34	1,04	1,19	1,24	1,21	0,8	1,1	0,9	0,7	0,8	0,8	0,7	1,17
Al ₂ O ₃	0,10	4,58	3,93	3,29	3,02	6,80	6,88	—	2,5	2,0	1,7	1,5	3,5	3,3	3,18
Cr ₂ O ₃	0,15	0,16	0,14	0,10	0,09	0,12	0,99	—	—	—	—	—	—	—	0,16
Fe ₂ O ₃	9,27	5,88	4,09	4,39	4,76	2,11	0,93	3,1	2,0	1,4	1,4	1,6	0,7	0,3	3,64
FeO	2,22	3,20	2,56	3,15	3,73	5,50	6,69	1,7	2,4	1,9	2,3	2,4	4,0	4,5	3,62
MnO	0,24	0,14	0,15	0,09	0,18	0,09	0,08	0,2	0,1	—	—	0,1	—	—	0,11
MgO	25,54	25,90	26,96	29,18	27,33	23,24	29,59	33,7	35,5	35,8	37,4	36,2	29,9	35,5	26,98
CaO	9,95	7,24	7,75	7,02	10,07	7,56	8,52	9,5	7,1	7,4	6,4	9,6	7,0	7,3	8,71
Na ₂ O	—	0,06	0,02	0,14	0,54	0,18	0,12	—	—	—	—	0,5	0,1	0,1	0,38
K ₂ O	0,25	0,53	0,35	0,17	0,63	0,21	0,10	0,1	0,3	0,2	—	0,3	—	—	0,62
ZrO	—	—	—	Следы	0,021	0,023	0,042	—	—	—	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	0,09	0,02	0,007	Следы	0,017	0,007	—	—	—	—	—	—	—	—
NiO	—	0,15	0,17	0,22	0,12	0,33	0,26	—	—	—	—	—	—	—	—
CoO	—	—	—	0,003	Не обн.	0,012	0,004	—	—	—	—	—	—	—	—
SrO	—	—	—	0,01	Следы	0,016	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—
BaO	—	0,04	0,01	0,01	»	0,011	»	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,38	0,05	0,18	0,09	0,11	0,12	0,09	0,1	—	—	—	—	—	—	0,23
S	—	Не обн.	Не обн.	0,17	0,82	0,71	2,94	—	—	—	0,3	1,2	1,0	4,0	15,42
CO ₂	8,40	7,20	8,60	8,52	7,82	5,08	5,94	10,2	9,1	10,5	9,7	9,5	6,0	6,5	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	3,46	1,65	5,38	0,91	—	—	—	—	—	—	—	2,49
H ₂ O ⁻	10,65	8,61	7,08	8,11	7,51	7,43	5,66	32,1	26,4	21,2	33,2	27,1	36,8	32,2	—
Сумма	99,77	99,51	99,93	100,31	100,36	100,28	100,40	119,1	117,0	114,0	120,0	118,4	119,0	118,6	99,50

Примечание. Обр. 1 — кимберлит, полностью разрушенный, «желтая земля»; обр. 2 — кимберлит, полностью разрушенный, зеленого цвета, с отдельными участками желтого цвета; обр. 3 — кимберлит зеленого цвета дресвянистого типа; обр. 4 — кимберлит среднеобломочный, сильнорыхлый, серовато-зеленого цвета; обр. 5 — кимберлит среднеобломочный серого, голубоватого цвета, плотный; обр. 6 — кимберлит среднеобломочный, голубовато-серого цвета с жилками пирита; обр. 7 — кимберлит среднеобломочный, голубовато-серого цвета со следами пиритизации. Анализы образцов 1, 2, 3 произведены в лаборатории ЯФ СО АН СССР; анализы образцов 4, 5, 6, 7 — в лаборатории химии ИГНИ АН УССР.

Аналитик Г. Б. Шевченко. Материал Амакинской экспедиции.

* Средний химический состав кимберлитов трубки Мир взят из работы А. П. Бобряевич и др. (1964).

Химический состав выветрелых кимберлитов трубки Удачная-Западная и результаты их пересчета по методу Т. Барта (в вес. %)

Оксиды	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4	Пересчет по методу Т. Барта			
	Глубина, м				Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4
	1,7	4,2	8,2	19,9				
SiO ₂	28,70	28,11	28,72	28,07	24,3	24,7	26,4	24,3
TiO ₂	0,86	0,85	0,62	0,42	0,6	0,5	0,4	0,3
Al ₂ O ₃	1,19	3,16	2,65	3,34	0,6	1,6	1,4	1,7
Cr ₂ O ₃	0,11	0,11	0,11	0,07	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	8,58	4,50	5,20	4,90	2,8	1,5	1,8	1,6
FeO	1,28	Не обн.	2,57	0,79	0,9	—	2,0	1,6
MnO	0,11	0,08	0,15	0,22	—	—	0,1	0,2
MgO	23,14	27,25	27,11	26,93	30,2	35,7	37,1	36,3
CaO	15,46	15,35	14,20	14,39	14,5	14,4	14,0	13,8
Na ₂ O	0,06	Не обн.	0,27	0,12	—	—	0,2	0,1
K ₂ O	0,33	0,38	0,24	0,42	—	0,2	0,1	0,2
ZrO ₂	—	—	Следы	Следы	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	0,01	0,01	—	—	—	—
NiO	0,115	—	0,12	0,09	—	—	—	—
CoO	0,007	0,014	0,015	0,01	—	—	—	—
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—
BaO	—	—	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,34	0,10	0,28	0,38	0,1	0,1	0,1	0,1
S _{общ}	Не обн.	0,10	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—
CO ₂	8,77	10,16	8,48	8,59	10,5	12,2	10,7	10,5
H ₂ O ⁺	11,25	10,29	8,97	11,10	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	1,67	—	—	—	37,8	30,1	26,3	33,2
Сумма	100,3	100,27	99,72	99,80	122,8	121,0	120,6	123,8

Примечание. Обр. 1 — кимберлит темно-серый, разрушенный до состояния дресвы; обр. 2 — кимберлит темно-серый, брекчиевидный; обр. 3 — кимберлит темно-серый, брекчиевидный, плотный; обр. 4 — кимберлит голубоватый, среднеобломочный, плотный. Аналитики А. П. Алферова, В. Н. Гамянина, Л. Н. Цабул (ЯФ СО АН СССР).

следующих минералов: хлорита и гидрохлорита, гидрослюд, монтмориллонита, гидроокислов железа с переменным содержанием FeO и Fe₂O₃; в качестве примеси присутствуют галлуазит, керолит и, возможно, минерал группы сепиолита — палыгорскита. Кривые дифференциального термического анализа, сделанные для глинистого и алевро-глинистого материала трубок Ленинградская, Зарница, Удачная-Западная и Удачная-Восточная, показали (рис. 20, 21), что:

1) наличие одного или двух низкотемпературных эндотермических эффектов в интервале 80—150° свидетельствует об удалении гидроскопической воды из минералов;

2) существование экзотермического пика с максимумом при 340—370° связано с переходом двухвалентного Fe в гидроокислах в трехвалентное

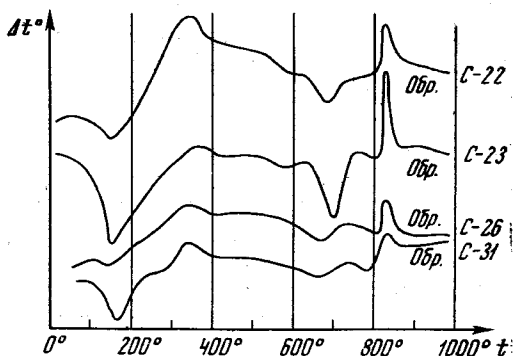


Рис. 20. Термограммы продуктов коры выветривания кимберлитов трубок Ленинградская (образцы C-22, C-23, C-26) и Зарница (обр. C-31)

Химический состав выветрелых кимберлитов трубки Удачная-Восточная и результаты их пересчета по методу Т. Барта (в вес. %)

Оксиды	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4	Пересчет по методу Т. Барта			
	Глубина, м				Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4
	0,7	1,7	5,8	10				
SiO ₂	32,17	25,40	25,84	25,40	29,6	22,7	23,3	22,5
TiO ₂	1,18	0,86	0,81	0,66	0,8	0,6	0,4	0,3
Al ₂ O ₃	6,14	2,89	3,51	3,15	0,7	1,5	1,8	1,6
Cr ₂ O ₃	0,08	0,1	0,13	0,10	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	4,57	6,44	6,76	4,11	1,6	2,2	2,6	1,4
FeO	2,43	2,83	2,14	1,84	1,8	2,1	1,6	1,6
MnO	0,19	0,30	0,09	0,09	0,2	0,2	—	—
MgO	23,14	26,03	25,24	27,67	31,7	35,2	33,9	36,6
CaO	12,18	15,80	15,04	16,62	12,1	15,4	14,5	15,8
Na ₂ O	0,25	0,12	0,11	Следы	0,2	0,1	0,1	—
K ₂ O	0,48	0,17	0,14	»	0,3	0,1	—	—
ZrO ₂	Следы	Следы	—	»	—	—	—	—
V ₂ O ₅	0,02	0,01	—	0,01	—	—	—	—
NiO	0,58	0,14	—	0,11	—	—	—	—
CoO	0,16	Не обн.	0,011	Следы	—	—	—	—
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—
BaO	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,21	0,27	0,14	0,27	—	0,1	—	—
S _{общ}	Не обн.	Не обн.	0,97	Не обн.	—	—	—	—
CO ₂	6,86	9,38	8,43	9,95	8,6	11,7	10,4	12,0
H ₂ O ⁺	10,44	10,30	10,80	10,63	32,1	31,2	32,6	31,4
Сумма	101,8	100,74	100,16	100,61	119,7	121,0	121,8	123,2

Примечание. Обр. 1 — кимберлит, разрушенный до состояния глины; обр. 2 — кимберлит темно-зеленый, плотный (частично выветрелый); обр. 3 — кимберлит темно-зеленый, плотный; обр. 4 — кимберлит темно-зеленый, плотный, базальтоидный. Аналитики Л. Н. Цабул, А. П. Алферова (ЯФ СО АН СССР).

состояние. В этом отношении хорошо сравнить характер экзопиков в образцах С-22 и С-23 (трубка Ленинградская). Химический анализ обр. С-22 фиксирует наличие 1,5% FeO — экзопик сильный и хорошо выражен. В обр. С-23 только 0,5% FeO — экзопик выражен слабо и имеет сглаженные очертания;

3) наличие в одном образце из трубки Удачная-Восточная интенсивного экзопика около 450° свидетельствует о присутствии в нем пылевидного гипергенного пирита;

4) эндотермические эффекты в интервале 600—700 и 700—800° характерны для минералов гидрослюдистой, монтмориллонитовой и хлоритовой групп;

5) наличие в образцах из трубки Удачная-Восточная глубокого эндотермического максимума в интервале 800—900° свидетельствует о присутствии кальцита и его разложении в алевритовом материале элювия этой трубки;

6) экзотермический подъем в интервале 800—900° объясняется кристаллизацией нового минерала;

7) эндопик при 1000—1030° вызван разрушением решетки гидрослюды.

Из вышеизложенного ясно, что кривые ДТА имеют сложную конфигурацию и являются следствием наложения термических эффектов не-

скольких минералов. Потери веса при прокаливании значительны и составляют соответственно: обр. С-22 — 4%, обр. С-23 — 19%; обр. С-26 — 19,6%, обр. С-31 — 20,6%. Результаты рентгенометрических анализов элювиальных глин кимберлитов также позволяют говорить о смеси по крайней мере двух глинистых минералов в их составе. Один из них — минерал группы монтмориллонита, образующийся из серпентина и частично наследующий его решетку; другой — хлорит, являющийся продуктом перехода в ряд флогопит → гидрослюда (вермикулит) → хлорит. Эти два минерала наблюдаются в переменных соотношениях. Наличие

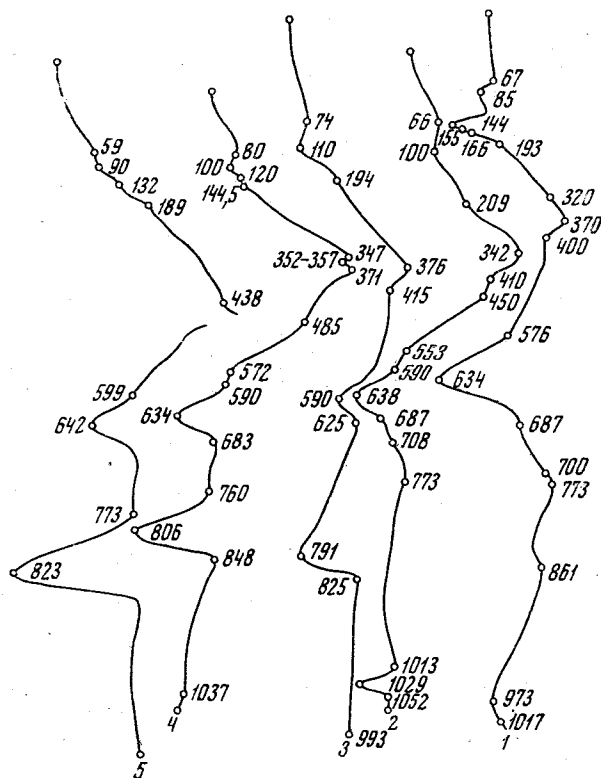


Рис. 21. Термограммы продуктов коры выветривания кимберлитов трубки Удачная (1, 2, 3 — трубка Удачная — Западная и 4, 5 — трубка Удачная — Восточная)

на рентгенограммах двух отражений 060 примерно равных интенсивностей (1,54—1,53 и 1,50—1,49) также указывает на то, что в образце находятся два слоистых силиката.

Наблюдается некоторая закономерность в распределении этих минералов по разрезу коры выветривания. В более глубоких горизонтах преобладают продукты группы гидрослюда, в приповерхностных условиях в глинистом элювии превалирует монтмориллонит; поверхностные слои (материал типа «желтой земли», глубина до 1 м) обогащены гидратированным хлоритом и гидроокислами железа.

По минеральному признаку И. С. Рожков выделяет на брекчиевидных кимберлитах две зоны в коре выветривания:

1. Верхнюю — монтмориллонитовую, в которой преобладает монтмориллонит. Среди других минералов наблюдаются гидроокислы железа, лейкоксен, керолит, сепиолит, арагонит, кальцит, доломит, серпентин, кварц, халцедон. Мощность этой зоны достигает 4 м.

Т а б л и ц а

Химический состав кимберлита поверхностных зон
трубки Ленинградская

Оксиды	Обр. С-22	Обр. С-23	Пересчет по методу Т. Барга	
	Класс—0,002 мм	Класс—0,02 мм	Обр. С-22	Обр. С-23
SiO ₂	44,77	44,34	63,26	61,55
TiO ₂	0,55	0,15	0,59	0,25
Al ₂ O ₃	12,04	5,14	15,01	6,26
Fe ₂ O ₃	7,15	7,78	5,68	6,13
FeO	1,46	0,50	0,85	0,29
MnO	0,06	0,04	—	—
MgO	17,18	27,43	18,10	28,36
CaO	2,16	1,51	1,65	1,13
Na ₂ O	0,24	0,08	0,13	0,08
K ₂ O	2,15	0,51	0,97	0,21
P ₂ O ₅	0,17	0,21	0,21	0,21
CO ₂	0,39	0,39	0,76	0,75
H ₂ O ⁺	11,22	11,80	52,66	54,54
П.п.п.	0,90	0,15		
Сумма	100,44	100,03		
H ₂ O ⁻	4,36	5,78		

Анализы выполнены в химической лаборатории ЯФ СО АН СССР.
Аналитик А. П. Алферова.

Формулы породы:

Обр. С-22. $K_{0,97}Na_{0,3}Ca_{1,65}Mg_{18,10}Fe_{0,85}^{+2}Fe_{5,68}^{+3}Al_{15,01}Ti_{0,59}Si_{63,26}C_{0,76}P_{0,21}[O_{107,34}OH_{52,66}]_{160}^{+}$

Обр. С-23. $K_{0,21}Na_{0,08}Ca_{1,13}Mg_{28,36}Fe_{0,29}^{+2}Fe_{6,13}^{+3}Al_{6,26}Ti_{0,25}Si_{61,55}C_{0,75}P_{0,21}[O_{105,46}OH_{54,54}]_{100}^{+}$

Т а б л и ц а 36

Показатели преломления и результаты окрашивания органическими красителями частиц
глинистой фракции из элювия кимберлитов

Название трубки	№ образца	<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>	Характер агрега- тов ориентирован- ных частиц	Окрашивание метиленовым голубым	Изменение цвета при добавлении метиленового голубого
Ленин- градская	С-22	1,569*		1,556	Преобладают узкие удлиненные двупре- ломляющие частицы	Серовато- голубой	Неотчетливый
	С-23	1,563— 1,564		1,556	Наряду с узкими длинными частицами наблюдаются изотроп- ные частицы непра- вильной формы	Серо-голубой	Голубовато- зеленый
	С-26	1,572— 1,574		1,556— 1,558	Вытянутой формы уз- кие и широкие части- цы с четкими очерт- аниями	Серовато- голубой	Голубовато- зеленый
Зарница	С-33		1,544		Частицы удлиненной формы с резкими очер- таниями	Голубовато- серый	Ярко-зеленый

* Показатели преломления измерялись для агрегатов ориентированных частиц.

2. Нижнюю — зону гидрослюд. Преобладает гидрослюда, наблюдаются серпентин, серпофит, кальцит, доломит, лейкоксен, монтмориллонит. Глубина залегания от 4 до 10 м. Ниже наблюдается дресва кимберлитов, постепенно переходящая в плотные разности. Иногда в кимберлитах керолит, сепиолит, монтмориллонит образуют крупные выделения.

Так, в зоне выветривания трубки Зарница (Бобривич и др., 1959) описан крупный желвак ($12 \times 10 \times 8$ см) плотного серовато-белого глиноподобного минерала — керолита. В проходящем свете минерал бесцветный, изотропный $N=1,553-1,558$. Химический анализ показывает, что основными химическими компонентами минерала являются MgO , SiO_2 и H_2O , и их отношения равны соответственно 0,998:1:1,033. При пересчете на кристаллохимическую формулу химический состав минерала представляется в следующем виде: $(Mg_{3,47}Fe_{1,16}^{+2})_{3,68}(OH)_4Si_{3,68}O_{10} \cdot 3,21 H_2O$. А. П. Бобривич и другие исследователи указывают на возможность его образования по серпофиту, так как в керолите содержатся реликтовые зерна последнего.

В заключение этого раздела приводится описание формы глинистых частиц.

Монтмориллонит наблюдается в виде крупных лейст и лепестков причудливых очертаний. Частицы характеризуются различной толщиной с расплывчатыми ограничениями. Типичные частицы монтмориллонита представлены в обр. С-26 (см. табл. VI) из трубки Ленинградская.

Монтмориллонитоподобные частицы также встречаются в глинистой фракции образцов С-31 и С-33 трубки Зарница (см. табл. VII).

Хлорит имеет различную величину, неправильно изометричную форму, преобладает в элювии трубок Мир (см. табл. VIII) и Дайковая.

Среди гидрослюды можно выделить две формы частиц:

1. Крупные полупрозрачные и прозрачные частицы с резкими очертаниями. Форма неправильная. Наблюдаются все переходы от хлорита к такой гидрослуде (трубки Зарница и Ленинградская).

2. Мелкие прозрачные частицы характеризуются резкостью ограничений и разной толщиной по всей площади зерна. Преобладают частицы вытянутой формы. Своим происхождением они обязаны более поздним процессам и, возможно, являются продуктом позднейшего разложения хлорита и монтмориллонита. По своей форме эти гидрослюды очень похожи на гидрослюды участка Пятачок.

Галлуазит в подчиненном количестве встречается во всех зонах коры выветривания кимберлитов. Его характерная форма — крупные и мелкие трубочки. Иногда из центральной части такой трубочки выступает трубочка меньшего диаметра, подчеркивающая трубчатую форму частицы. Характерен галлуазит из трубки Зарница и из трубки Ленинградская.

Пирит встречен в продуктах типа «желтой земли» из трубки Мир в виде непрозрачных мелких квадратиков и прямоугольников.

Минерал группы сепиолита — палыгорскит наблюдается в элювии трубки Мир. Форма его — волосовидные длинные частицы и их агрегаты.

Окислы и гидроокислы железа имеют вид мелких точечных зерен и выявляются лишь при значительных увеличениях. Типичным примером глины, обогащенной окислами и гидроокислами железа, является элювий трубки Дайковая (см. табл. IX).

Таким образом, в результате изучения элювиальных образований ряда кимберлитовых трубок обнаружено, что они содержат много специфических минералов, типичных для кор выветривания. Состав и характер этих образований позволяет считать их остатками продуктов древнего

Результаты рентгенометрического анализа

продуктов выветривания кимберлитов

Трубка Ленинградская								Трубка Мир		Трубка Зарница								Трубка Удачная-Восточная	
Обр. С-22		Обр. С-23, электронограмма		Обр. С-23, дифрактограмма		Обр. С-26		Обр. Т-1		Обр. С-31, класс—0.002 мм		Обр. С-31, класс—0.01 мм		Обр. С-32, класс—0.01 мм		Обр. С-33, класс—0.01 мм		Обр. 94	
I	da/n	I	da/n	I	da/n	I	da/n	I	da/n	I	da/n	I	da/n	I	da/n	I	da/n	I	da/n
3	17,15	10	4,482	6	14,22	3	14,53	10	18,84	2	9,002	3	13,86	2	11,28	2	14,46	4	7,07
5	7,344	5	3,572	5	12,38	2	13,36	6	7,4264	2	7,095	4	9,514	1	6,357	2	13,31	1	6,00
7	4,5053	Оч. сл.	3,12	10	7,11	3	12,61	10	4,4973	3	4,41—4,56	4	7,09—6,95	1	5,910	2	11,89	3	4,07
10	3,6034	4	2,883	6	6,159	3	10,44	3	4,0540	3	3,4385	1—2	6,61—6,29	1	5,59—5,42	2	9,793	2	3,51
10	4,2949	9	2,597	8	4,359	4	9,251	5	3,6550	3	2,8733	1	5,57—5,47	6	4,4099	3	7,409—7,248	6	3,33
8	2,5557	Оч. сл.	2,028	7	3,8884	5	8,248	3	2,5851	1	2,6983	4	4,52—4,40	2	3,5442	3	6,948—6,807	4	3,022
9	2,4851	» »	1,889	8	3,5662	4	7,681	8	2,4464	1	2,5814	3	4,299	1	2,9955	1	6,297	3	2,56
3	2,1252	» »	1,788	3	3,2640	8	7,096	2	1,7015	3	2,4748	5	3,6569	8	2,8617	2	5,963—5,759	2	2,28
2	1,9801	Сл.	1,707	2	3,1748	1—2	6,369	7	1,5327	2	2,4251	3	2,9955	3	2,4718	1	5,5232	5	2,11
2	1,8395	4	1,540	4	2,7315	1—2	6,070	6	1,5002	1	2,2600	6	2,8617	2	2,4090	6	4,3536	4	2,07
3	1,6492	8	1,507	6	2,5647	1—2	5,818	3	1,3022	2	2,2059	2	2,6983	2	2,2669	5	4,1931	10	1,92
6	1,5235	7	1,305	10	2,4597	2	4,8573			1	2,1179	6	2,4580	2	2,1799	7	3,5082	8—9	1,87
6	1,4972	Сл.	1,255	5	2,1131	4	4,5033			3	1,79—1,775	4	2,3931	2	1,8685	4	3,2307	5	1,83
				4	2,0722	3	4,1473			2	1,729	4	2,1546	1	1,665—1,652	3	2,7612	8	1,66
				4	2,0009	10	3,5662			1	1,6257	4	1,7755	4	1,5256	2	2,6983	5	1,535
				4	1,9699	2	3,2487			1	1,5945	4	1,6859	4	1,4941	6	2,4414	2	1,30
				3	1,9205	2	3,1462			2—3	1,5421	5	1,5203	1	1,4546	2	2,2881	5	1,199
				2	1,8130	2	2,9981			2—3	1,5203	4	1,489	1	1,4201	3	2,1863		
				3	1,7044	4	2,8183			2—3	1,5044	2	1,42—1,41	1	1,3963	1	1,9842		
				5	1,6761	4	2,7066							1	1,3012	2—4	1,944—1,924		
				4	1,6292	2	2,5926							1	1,2717	8	1,8685		
				2	1,6012	10	2,4681									3	1,7916		
				7	1,5235	1—2	2,3712									2	1,6518		
				5	1,4925	2	2,3186									5	1,5149		
						2	2,2824									4	1,4915		
						2	2,2408												
						2	2,1748												
						4	2,1252												
						1—2	2,0722												
						2	1,9213												
						1—2	1,8968												
						1—2	1,8739												
						3—4	1,7684												
						4	1,5262												
						3	1,4921												

выветривания кимберлитов. В элювии кимберлитов в разных количествах наблюдается глинистая фракция хлорит-гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Компоненты этой глины содержатся в ней в переменном количестве, и в каждом отдельном случае их соотношения характеризуют определенную ступень выветривания кимберлита.

Кора выветривания доюрского (верхнетриасового) возраста в пределах Якутской алмазоносной провинции проявлена достаточно широко в площадном отношении и включает различные по составу породы. В то время на всех породах происходило интенсивное корообразование. Мощность коры была значительной, о чем свидетельствуют наблюдающиеся обнажения коры выветривания мощностью до 30 м.

Минеральный состав кор очень пестрый. В процессе выветривания происходил большой вынос некоторых элементов, особенно при выветривании карбонатных и карбонатсодержащих пород. Этот вынос был обусловлен интенсивной циркуляцией вод, содержащих активные реагенты. Наличие в верхних зонах некоторых разрезов каолинита говорит в пользу существования на данной территории в течение длительного времени жаркого и влажного климата. С другой стороны, широкое развитие гидрослюдистых минералов в корках выветривания указывает на то, что в данное время можно видеть лишь нижние горизонты коры выветривания, а верхние горизонты были смыты. Среди минералов изученных кор значительное место занимают минералы группы монтмориллонита.

Их развитие по первичным породам, содержащим магнезиально-железистые силикаты, возможно в любых климатических условиях, но наиболее интенсивный процесс их распространения наблюдается в условиях теплого аридного климата, обуславливающего щелочную среду минералообразования.

Широкое развитие кор выветривания на трапхах и кимберлитах и сохранившаяся местами их большая мощность указывают на то, что в период доюрского корообразования были засушливые периоды.

В аридных условиях были широко развиты процессы отложения растворимых солей в продуктах коры выветривания. К этому времени относится формирование прослоев, обогащенных сульфатами (гипсом, ярозитом, алюминитом) и карбонатами (сидеритом). Значит, формирование отложений доюрской формации коры выветривания происходило в условиях теплого и умеренно теплого климата с чередованием влажных и засушливых периодов.

В начале юры имел место значительный размыв образовавшихся кор. Дезинтегрированный материал коренных пород из коры выветривания поступал в нижнеюрские отложения, формирующиеся в понижениях доюрского рельефа. В этих отложениях в определенных условиях могли концентрироваться полезные компоненты, содержащиеся в материале размываемой коры (например, алмазы). Заметный размыв доюрской коры свидетельствует о том, что алмазы в нижнеюрские отложения поступали в больших количествах, и алмазоносные россыпи того времени могли быть довольно широко распространены.

* * *

1. В пределах Якутской алмазоносной провинции кора выветривания развита на породах разного возраста и состава (карбонатных породах синия, кембрия, ордовика, силура, кимберлитовых породах, трапхах пермо-триасового возраста) и по времени своего образования подразделяется на две крупные региональные эпохи: допермскую (верхнедевонскую — нижнекарбоновую) и верхнетриасовую.

2. Допермские коры выветривания формировались в условиях аридного климата и имеют меньшую мощность по сравнению с разрезами коры доюрского возраста. В корях выветривания на кимберлитах этого возраста преобладают минералы группы монтмориллонита при подчиненной роли гидрослюдов. Минеральной зональности не отмечается. Климат допермской эпохи способствовал более интенсивному развитию коры выветривания на кимберлитах по сравнению с осадочными породами. В коре выветривания на карбонатных породах (известняках) характерны процессы интенсивной монтмориллонитизации гидрослюдов и накопления в продуктах коры силикатного материала — кварца.

3. Кора выветривания послепермского — доюрского возраста, отличающаяся большой мощностью, формировалась в условиях теплого климата с чередованием засушливых и влажных периодов.

Среди кор выветривания на осадочных породах преобладают минералы гидрослюдистой группы, в верхних горизонтах кор выветривания отмечается каолинит.

Кора выветривания на кимберлитах в это время имеет зональное строение, и в них значительную роль играют минералы гидрослюдов при заметном развитии процессов монтмориллонитизации. На поверхности некоторых трубок накапливаются продукты типа «желтой земли», состоящие из смеси глинистых минералов, гидрослюды, хлорита и различных окислов и гидроокислов железа.

Кора этого возраста на кимберлитах носит следы интенсивного размыва, следовательно, содержащиеся в них алмазы должны быть выне-

сены вместе с материалом коры и при благоприятных условиях могут концентрироваться в россыпях типа месторождения Пятачок и др.

4. Кроме этих двух региональных эпох выветривания, имеются основания предполагать континентальные перерывы в среднеюрское, домеловое и неоген-четвертичное время. Мы не располагаем данными о формировании в эти эпохи коры выветривания на кимберлитах, но если допустить такую возможность, то эти коры также могли поставлять при своем разрушении дополнительное количество алмазов в россыпи.

Интенсивное развитие коры на кимберлитах и кимберлитоподобных породах наблюдается на территории Анабарского массива. Здесь продукты коры выветривания покрыты среднеплейстоценовыми илами мощностью 6—10 м. Для кимберлитовой трубки Граничная Анабарского массива характерна кора выветривания, очень сходная с корой на трубке Сытыканская. Здесь широко распространены процессы монтмориллонитизации серпентина. На кимберлитоподобных породах тел Незабудка и Ночная вместе с незначительным развитием монтмориллонита широко распространены минералы гидрослюд; в больших количествах накапливаются железистые охры (в глинистой фракции коры выветривания тела Незабудка содержание Fe_2O_3 достигает 53%, тела Ночная — до 40%).

Наблюдающаяся на вмещающих породах — доломитах билляхской свиты — кора выветривания гидрослюдистого типа указывает на широкое площадное развитие данной коры выветривания.

Из-за отсутствия достаточных геологических данных трудно установить время формирования этой коры, но тот факт, что она захватывает кимберлиты, важен для выяснения перспектив россыпеобразования Анабарского массива в дочетвертичное время.

5. Почти все кимберлитовые тела в поверхностной зоне подверглись химическому выветриванию, продукты его сохранились на разных уровнях (абсолютные отметки трубок Мир и Удачная — 300—320 м, трубки Айхал — 500 м, Сытыканская — 600 м), относительные высоты которых изменяются от 100 до 400 м. Мощность коры выветривания на изученных кимберлитовых телах не превышает 10—15 м.

6. Дезинтеграция и разложение пород в процессе выветривания способствовали высвобождению алмаза, пироба, ильменита и других устойчивых минералов из связанного состояния. Сохранившаяся от размыва остаточная кора образует элювиальные россыпи алмазов и их спутников. Подвергшаяся размыву и переотложению кора явилась источником многих делювиальных, пролювиальных и аллювиальных россыпей.

АЛМАЗОНОСНЫЕ РОССЫПИ

В настоящее время собран обширный фактический материал по алмазности коренных и терригенных образований Западной Якутии, позволяющий наметить основные закономерности размещения алмазных месторождений.

В пределах восточной части Сибирской платформы известны многочисленные трубки и дайки кимберлитовых пород, из которых некоторые являются алмазными. На Сибирской платформе кимберлитовые тела (как это наблюдается и в других алмазных провинциях мира) локализуются группами, образуя отдельные поля, которые расположены друг от друга на разных расстояниях. Некоторые такие поля сопровождаются алмазными россыпями. Учитывая, что все месторождения алмазов Западной Якутии приурочены к однородной сложнопостроенной региональной платформенной геологической структуре и образуют одну минерагеническую провинцию, можно назвать ее Якутской алмазной провинцией.

Якутская алмазная провинция занимает только небольшую часть Сибирской платформы, однако и в ее пределах выделяются отдельные площади, различные по структурным особенностям, степени развития магматизма (прежде всего кимберлитового), истории формирования рельефа, палеогеографическим условиям и интенсивности экзогенных процессов. Естественно, что неодинаковые условия геологического развития разных частей платформы оказали непосредственное влияние не только на время и условия формирования алмазных кимберлитовых трубок и различную глубину их эрозионного среза, но и на формирование алмазных россыпей в разные геологические эпохи, и на степень их сохранности, а в конечном итоге и на перспективность алмазности каждой территории.

В пределах Якутской алмазной провинции выделяются пять алмазных областей: Ботуобинская, Далдынская, Марха-Тюнгская, Анабарская и Приленская (рис. 22, табл. 38).

Алмазные области территориально совпадают со структурами второго порядка — антеклизми, синеклизми и передовыми прогибами (рис. 23). Анабарская область включает территорию Анабарской антеклизы, Ботуобинская — юго-восточную часть Тунгусской синеклизы, Далдынская — восточную часть Тунгусской синеклизы, Марха-Тюнгская — северную часть Вилюйской синеклизы, Приленская — передовой Предверхоянский прогиб. Каждая из алмазных областей характеризуется своими типами россыпей и закономерностями их размещения.

Так, в Анабарской области вследствие интенсивных денудационных процессов древние россыпи не сохранились. В областях, совпадающих с синеклизми и прогибами, развиты россыпи разных возрастов и различных генетических типов.

Области и районы Якутской алмазонасной провинции

Алмазонасные области и их структурное положение	Алмазонасные районы	Кимберлитовые трубки	Возрастные группы россыпей (или отдельные находки алмазов в разновозрастных отложениях)
Ботуобинская	Юго-восточный склон Тунгусской синеклизы	Мир, Спутник, Таежная, Амакинская	Рэт-лейас, четвертичные
		Нет	Четвертичные
Далдыно-Алакинская	Восточный склон Тунгусской синеклизы	Айхал, Сытыкчинская, Москвичка, Восток, Октябрьская, Снежинка, Победа, Магистральная и др.	Карбон-пермские, четвертичные
		Удачная, Зарница, Ленинградская, Академическая, Полночная и др.	Четвертичные
		Тылкача, Арбайбыт, Джо, Незабудка, Граничная, Вечерняя, Виктория I и др.	Четвертичные
		Кошка, Львиная Лапа, Подснежная, Надежда, Неуловимая, Обнаженная, Руслонная, Муза, Второгодница, Монтичеллитовая и др.	Нижняя юра, четвертичные
Анабарская	Анабарская антеклиза	Средне-Оленекский	Четвертичные
		Верхне-Муникий	Третичные (?), четвертичные
Марха-Тюнг-ская	Северный склон Вилюйской синеклизы	Тюнгский	Нижнеюрские, четвертичные
		Средне-Мархинский	Четвертичные, меловые, палеогеновые, неогеновые
Приленская	Западный склон Предверхоанского прогиба	Экитский	Четвертичные
		Сюнгюде-Молодинский	Нижнеюрские, верхнеюрские, неогеновые четвертичные
		Моторчунский	Четвертичные
		Муникий	Четвертичные

При образовании кимберлитовых тел существенное значение имел возраст заложения геологических структур. Например, заложение Тунгусской синеклизы привело к образованию допермских кимберлитов Далдынской алмазонасной области. Начало формирования Анабаро-Ленского и Предверхоанского прогибов привело к образованию кимберлитовых трубок верхнеюрского — нижнемелового возраста. Заложение Вилюйской синеклизы фиксируется образованием кимберлитовых тел верхнетриасового возраста.

Структурное положение областей в общем определяет и перспективы обнаружения определенных типов алмазных месторождений. В Анабарской области практический интерес могут представлять только коренные месторождения алмазов кимберлитовых трубок и россыпи четвертичного возраста, располагающиеся вблизи этих трубок. В областях синеклиз и прогибов, кроме алмазонасных трубок, которые могут быть приурочены к бортам этих структур, возможны разновозрастные россыпи разных генетических и морфологических типов промышленного значения.

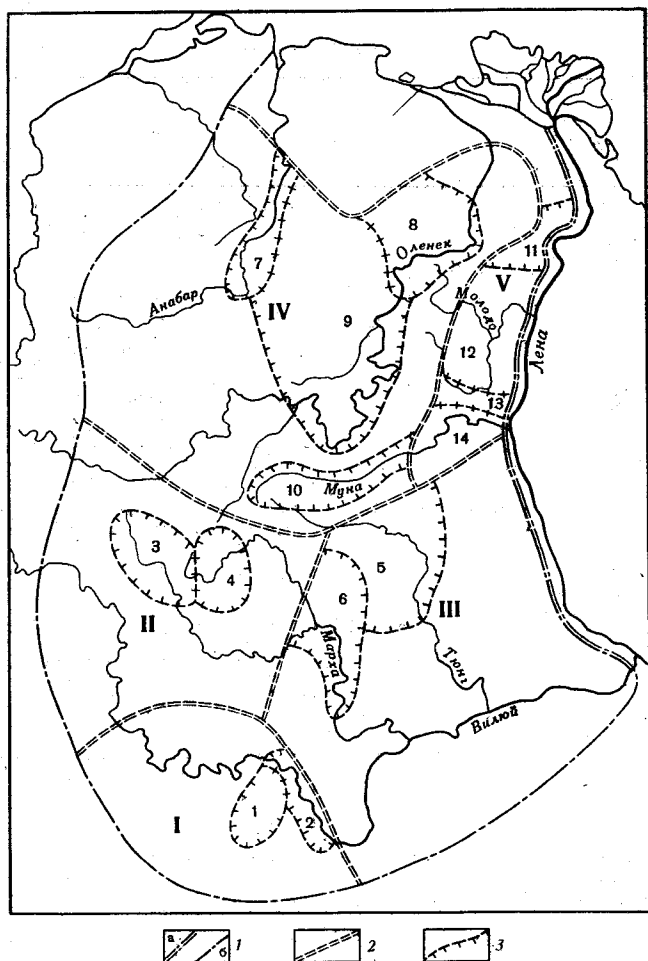


Рис. 22. Схема районирования алмазных месторождений Западной Якутии.

Границы: 1 — Якутской алмазоносной провинции (а — четкая, б — условная); 2 — алмазоносных областей; 3 — алмазоносных районов.

Цифры на схеме: Алмазоносные области: I — Ботуобинская; II — Далдыно-Алаkitская, III — Марха-Тюнгская, IV — Анабарская, V — Предверхоанская. Алмазоносные районы: 1 — Мирненский, 2 — Вилуйский, 3 — Айхальский, 4 — Далдынский, 5 — Тюнгский, 6 — Средне-Мархинский, 7 — Куонапский, 8 — Нижне-Оленекский, 9 — Средне-Оленекский, 10 — Верхне-Мунский, 11 — Экитский, 12 — Молодосюнгудинский, 13 — Моторчунский, 14 — Нижне-Мунский

В каждой алмазоносной области нами выделяются районы. Это необходимо, так как в области развиты более мелкие геологические структуры, образованные молодыми тектоническими подвижками, которые ограничивают определенное кимберлитовое поле. Обычно такие поля представлены несколькими кимберлитовыми трубками одного возраста. Геоморфология района, как правило, представлена одинаковыми формами рельефа. В каждом районе россыпи отличаются определенными возрастными и генетическими типами, одинаковыми условиями залегания и сравнительно одинаковым шлиховым комплексом минералов.

В Ботуобинской области выделяются два района — Мирненский и Вилуйский. В первом известны коренные и россыпные месторождения алмазов, а среди россыпных — россыпи рэт-лейасового и четвертичного возраста. Здесь же наиболее полно представлены элювиальные, делюви-

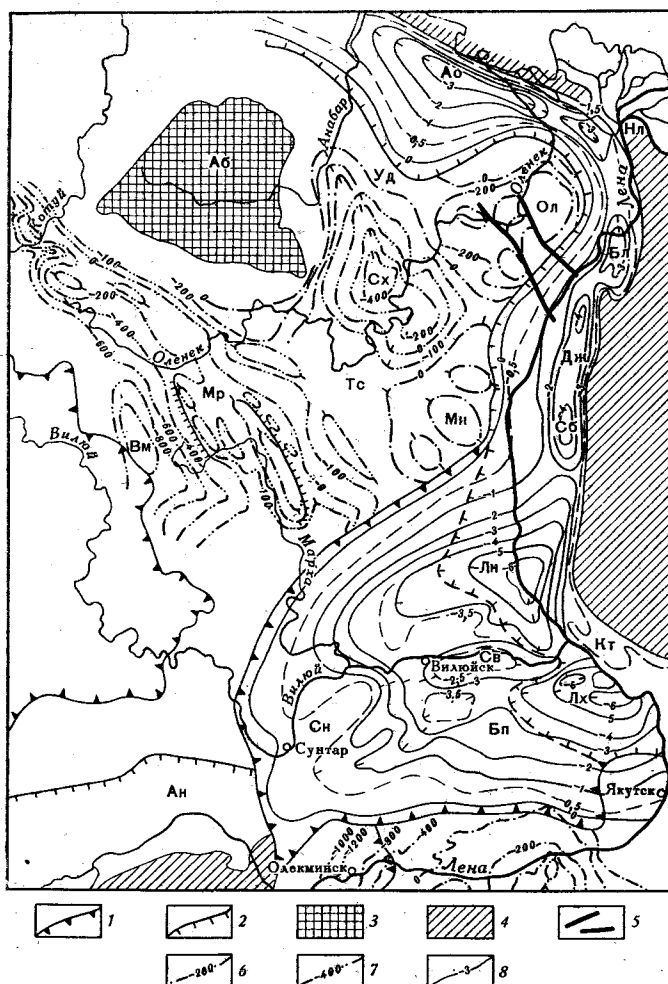


Рис. 23. Тектоническая схема северо-восточной части Сибирской платформы (по Горнштейну и др., 1964).

1 — границы антеклиз и синеклиз; 2 — внешние границы краевых прогибов; 3 — кристаллические щиты и массивы; 4 — складчатые области; 5 — разломы; 6—8 — условные линии опорных горизонтов (6 — по подошве ленского яруса, 7 — по подошве мархинской свиты, 8 — по подошве юры).

Цифры и буквы на схеме: Анабарская антеклиза: Аб — Анабарский массив, Ол — Оленекское поднятие, Мн — Мунское поднятие, Сх — Суханская впадина, Вм — Верхне-Моркокинская впадина, Уд — Уджинская седловина, Тс — Тунг-Силигирская седловина, Мр — Мархинская седловина, Вил — Вилюйская синеклиза: Сн — Сунтарское поднятие, Св — Средне-Вилюйское поднятие, Бп — Баппагайский свод, Лн — Линденская впадина, Лх — Лунхинская впадина, Кт — Китчанское поднятие, Бл — Буманская впадина, Дж — Джарджанская впадина, Сб — Собопольская впадина, Лк — Лено-Анабарский прогиб, Ао — Анабаро-Оленекская впадина, Нл — Нижне-Ленская впадина

альные, пролювиальные генетические типы россыпей. Выделяются и аллювиальные алмазоносные россыпи.

В Вилюйском районе известны алмазоносные россыпи только четвертичного возраста.

В Далдыно-Алаkitской алмазоносной области выделяются также два района — Айхальский и Далдынский. И в первом и во втором известны богатые коренные месторождения алмазов. Россыпи здесь раз-

виты слабо. В Айхальском районе находки алмазов известны в карбон-нижнепермских отложениях и в четвертичных образованиях, в Далдынском — небольшие россыпи четвертичного возраста.

В пределах Анабарской алмазоносной области выделяются четыре алмазоносных района — Куонапский, Нижне-Оленекский, Средне-Оленекский и Верхне-Мунский.

В Куонапском районе известны аллювиальные россыпи алмазов четвертичного возраста. Коренные источники этих россыпей пока не установлены, несмотря на наличие кимберлитовых тел.

В Нижне-Оленекском районе известны находки алмазов в нижнеюрских отложениях и аллювиальные россыпи четвертичного возраста. В известных кимберлитовых трубках алмазы пока не найдены.

В Средне-Оленекском районе известны только редкие находки алмазов в четвертичных отложениях, а в Верхне-Мунском — алмазы приурочены к «железистым конгломератам» неустановленного возраста и к четвертичным аллювиальным образованиям. В кимберлитовых трубках Верхне-Мунского района алмазы выявлены в заметных количествах, но здесь россыпи сравнительно бедные.

В Марха-Тюнгской алмазоносной области выделяются два алмазоносных района — Тюнгский и Средне-Мархинский. В первом известны находки алмазов в нижнеюрских прибрежно-морских образованиях и в четвертичных аллювиальных отложениях, а во втором — в «водораздельных галечниках» и аллювиальных образованиях. Обнаруженные россыпи промышленного значения не имеют. Коренные их источники не установлены.

В Приленской алмазоносной области выделяются четыре района — Эекитский, Молодо-Сюнгюдинский, Моторчунский и Нижне-Мунский.

В Молодо-Сюнгюдинском районе известны нижнеюрские прибрежно-морские и дельтовые россыпи, прибрежно-морские россыпи келловейского и нижневолжского возраста, россыпи «водораздельных галечников» и многочисленные россыпи четвертичного возраста. В остальных районах установлены россыпи лишь четвертичного возраста.

Подробная характеристика геологической обстановки и россыпей по выделенным выше районам проводится ниже.

БОТУОБИНСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ОБЛАСТЬ

Область включает бассейны р. Малой Ботуобии, в пределах которой располагается известная кимберлитовая трубка Мир и сопутствующие ей разновозрастные россыпи, а также отрезок р. Вилюй от устья Малой Ботуобии до пос. Крестях. Общая площадь этой территории около 18 000 км².

Область располагается в зоне сопряжения Тунгусской и Вилюйской синеклиз и наложенного Ангара-Вилюйского прогиба. В строении этой части платформы установлены складчатый кристаллический фундамент допалеозойского возраста и более молодые осадочные породы, прорванные интрузиями траппов и кимберлитов.

Породы складчатого фундамента на дневную поверхность не выходят. Согласно геофизическим данным они располагаются на глубине около 3500 м. Об их составе в какой-то мере можно судить по ксенолитам кристаллических сланцев, найденным в кимберлитовой трубке Мир.

Кембрийские породы на дневную поверхность также не выходят, но вскрыты скважинами в районе этой трубки. Они представлены нижнекембрийскими водорослевыми битуминозными известняками и доломитами с прослоями гипсов и мергелей мощностью 370 м, на которых с размывом залегают пестроцветные отложения верхоленской свиты

верхнего кембрия мощностью 110 м; эти отложения представлены пестрыми гипсоносными известняками и вишнево-красными мергелями с редкими прослоями зеленых мергелей, глинистых известняков и доломитов.

Отложения верхоленской свиты постепенно переходят в мощную толщу пород усть-кутского яруса нижнего ордовика (Q_1^1), которые довольно широко распространены по долинам Малой Ботуобии и наиболее крупных ее притоков. Это в основном известняки, доломиты, мергели, алевролиты и песчаники. Имеются также конгломераты. В северной части области усть-кутские отложения перекрываются породами чуньского яруса, а на юге постепенно погружаются под мощные толщи юры. Мощность усть-кутского яруса 90—100 м.

Стратиграфически выше залегают отложения чуньского яруса (Q_2^1), широко развитые в нижнем течении Малой Ботуобии. Они представлены однообразной толщей (80—90 м) известняков, доломитов и песчаников с прослоями известняковых конгломератов, алевроитов и мергелей.

На породах чуньского яруса без видимого перерыва залегают резко отличающиеся от них пестроцветные отложения криволуцкого яруса среднего ордовика (Q_2^1), которые выходят на дневную поверхность лишь в верховьях р. Дьогус (приток Малой Ботуобии). Эти отложения имеют небольшую мощность (50 м) и представлены пестроцветными глинами, алевролитами, мергелями с прослоями известняков и песчаных известняков.

На породах ордовика стратиграфически несогласно залегают отложения силура (нижний и верхний отделы), довольно широко развитые в бассейне среднего течения Вилюя. Силур здесь представлен в основном ландоверским ярусом, сложенным карбонатными породами, в составе которых преобладают органогенные известняки. Мощность силура 90—110 м.

Отложения девонского возраста развиты в бассейне среднего течения Вилюя и представлены так называемой верхней толщей, которая состоит из доломитов, доломитовых мергелей, песчаников и подчиненных им глинистых известняков, кислых туфов и туффовитов; ее мощность не превышает 40 м.

Каменноугольные отложения сложены согласно залегающими на девоне известняками, доломитами, мергелями и песчаниками. Они распространены главным образом в среднем течении Вилюя, где видимая мощность их около 40 м.

На развитой поверхности пород нижнего ордовика на северо-западе Ботуобинской области залегают континентальные песчано-глинистые отложения нижней перми, которые представлены аркозовыми песками и песчаниками с редкими прослоями мелко- и крупногалечных конгломератов, а также пестроокрашенными глинами и алевроитами. В районе трубки Мир эти отложения детально изучались (Рожков и др., 1963), в результате чего в них были обнаружены единичные знаки пиропов, которые по своим свойствам отличаются от пиропов из известных в этом районе кимберлитовых трубок.

На континентальных отложениях нижней перми залегают туфогенные образования пермо-триаса, представленные туфами, туффитами, туфогенными песчаниками и туфоконгломератами. Они имеют ограниченное распространение и отмечаются на водоразделе рек Ирелях и Чуоналыыр, а также на северо-востоке Ботуобинской алмазоносной области, близ выходов трапповых массивов.

На эродированной поверхности нижнего ордовика, занимая всю южную часть Ботуобинской области, залегают галечно-гравийно-песчано-глинистые алмазоносные отложения рэт-лейаса и песчано-конгломе-

ратовые и песчано-глинистые отложения континентальной нижней юры (укугутская свита). Последние перекрыты нижнеюрскими морскими отложениями, представленными темными плотными известковистыми песчаниками и алевролитами.

Кайнозойские отложения сложены верхнетретичными — раннечетвертичными аллювиальными отложениями древних долин. Последние развиты в низовьях р. Малой Ботубии и состоят из песков и галечников.

Отложения четвертичного возраста имеют повсеместное распространение. В долине Вилюя, Малой Ботубии, а также по долинам других рек и логов они состоят из галечников, песков, суглинков и супесей.

В рассматриваемом районе магматические породы представлены траппами и кимберлитами.

Траппы занимают почти всю северо-восточную и северную части бассейна Малой Ботубии, начиная от водораздела рек Ирелях и Чуоналыр. Они образуют преимущественно пластовые залежи — силлы, редко дайки и мелкие, предположительно трубчатые тела. Пластовые интрузии иногда прорываются дайками долеритов. Мощность даек достигает 30—40 м. Траппы представлены в основном темно-серыми плотными оливиновыми долеритами преимущественно пойкилоофитовой и офитовой структур. Главными составными частями являются основной плагиоклаз, соответствующий лабрадор-битовниту, моноклинный пироксен, оливин, интенсивно замещающийся иддингситом и боулингитом, и рудный минерал — магнетит. Основная масса долерита представлена вулканическим стеклом с микролитами пироксена и плагиоклаза.

Долериты встречены также в виде ксенолитов в кимберлитовых трубках. Е. В. Францесон отмечает, что характерной особенностью ксенолитов долеритов при сравнении их с трапповыми образованиями области является полное отсутствие оливина. Они также отличаются и по химическому составу.

Возраст траппов устанавливается как верхнепермский — триасовый на основании того, что они прорывают туфогенную пермскую толщу и перекрыты континентальными отложениями нижней юры. Кроме того, пластовые интрузии довольно часто содержат ксенолиты вмещающих пород нижнего ордовика и перми.

Кимберлиты в Ботубинской алмазонасной области в настоящее время представлены трубками Мир, Спутник, Амакинская и Таежная.

Трубка Мир расположена в 1,5 км выше устья лога Хабардина, впадающего в р. Ирелях. В плане она имеет форму неправильного эллипса, вытянутого в северо-западном направлении. С глубиной диаметр трубки уменьшается. Северо-восточная стенка трубки имеет почти вертикальное падение, а юго-восточная и юго-западная находятся под углом 60—75°.

Структурное положение трубки определяется наличием так называемого крупного регионального разлома северо-восточного простирания и отходящего рудоконтролирующего разлома северо-западного направления.

Трубка Мир выполнена эруптивной кимберлитовой брекчией. Петрография и минералогия кимберлитовых пород и ксенолитов этой трубки детально изучались А. И. Боткуповым, Е. В. Францесон, Г. В. Зольниковым и др. Здесь мы только отметим, что кимберлиты приповерхностной части сильно изменены и превращены в глинисто-дресвянистую массу мощностью 4—6 м, сменяющуюся крупноглыбовым материалом, с глубиной переходящим в плотный кимберлит.

Около трубки Мир при детальной разведке были открыты две маломощных дайки кимберлитового состава. Остальные трубки этого района изучены слабее.

Кимберлитовая трубка Амакинская расположена на водоразделе ручьев Юлэгр, Хатат, Мачаба-Салаа, в 16 км к юго-западу от трубки Мир, и залегает среди карбонатных пород ордовика. В плане трубка имеет форму неправильного овала, вытянутого в северо-западном направлении. Кимберлиты в трубке с поверхности интенсивно разрушены до состояния мелкозема и дресвы. Мощность горизонта разрушенных кимберлитов достигает 28 м (по контактам).

Кимберлитовая трубка Спутник расположена в 113 м к северо-западу от трубки Мир. В плане она имеет форму овала, вытянутого с юго-востока на северо-запад. С глубиной трубка уменьшается в диаметре. В вертикальном разрезе трубка имеет почти вертикальный северо-восточный и более пологий (65—70%) юго-западный контакты. С поверхности она выполнена интенсивно выветрелым кимберлитом желтого цвета, который состоит из лимонитизированной глинисто-карбонатной массы с ксенолитами известняков и траппов. В заметном количестве присутствуют гранат (пироп), встречены единичные зерна ильменита и хромдиопсида. Зона выветривания кимберлита прослеживается на 18—30 м.

Трубка Таежная в плане также вытянута в северо-западном направлении и залегает среди карбонатных пород нижнего ордовика. В южной части трубка частично перекрыта нижнеюрскими глинистыми алевролитами с линзами алевро-песчаников и песков, с гравийно-галечниковым материалом в базальном слое. Мощность отложений нижней юры на трубке не превышает 8—9 м.

У контактов с вмещающими породами кимберлиты сильно разрушены и имеют зеленовато-желтую окраску. Мощность зоны желтого кимберлита составляет 5—10 м. В 50 м к западу от трубки Таежная вскрыта кимберлитовая дайка северо-западного простираения мощностью 50 см.

В минералогическом отношении наиболее полно изучены трубки Мир и Спутник. Средние содержания минералов по кимберлитам этого района сведены в табл. 39.

Таблица 39

Среднее содержание минералов тяжелой фракции в кимберлитовых трубках Ботубинской области (в вес. %)

Кимберлитовые трубки	Оливин	Ильменит	Пироп	Магнетит	Пирит	Тяжелая фракция
Мир	Зн.	0,75	0,51	0,34	0,34	0,34
Спутник	0,06	0,03	0,03	0,04	0,28	0,41
Таежная	—	0,85	0,09	0,44	0,02	1,40
Амакинская:						
Северная часть	—	0,37	0,17	0,02	—	0,58
Южная часть	—	0,65	Р. зн.	0,70	—	2,22

В связи с интенсивной измененностью всех разновидностей кимберлитовых пород трубки Мир реликты оливина, начиная от самых верхних горизонтов и кончая глубинами почти 1200 м, встречаются очень редко, и их содержание обычно не превышает 0,01%. Ильменит и пироп хотя распределены в породе довольно неравномерно, но в большинстве случаев сохраняют постоянство в количественных соотношениях: ильменит, как правило, преобладает над пиропом.

Кимберлиты трубки Спутник отличаются от кимберлитов трубки Мир по содержанию пироба и пикроильменита и присутствию кварца и

полевых шпатов. Общим для всех кимберлитов Мало-Ботуобинского района является преобладание ильменита над пиропом.

Кроме кимберлитовых трубок, в районе установлены и кимберлитовые жилы и дайки.

Возраст кимберлитов Ботуобинской области устанавливается по материалам, полученным в результате изучения трубки Мир. Верхнетриасовый возраст последней определяется наличием в ней обломков траппов, относящихся к триасу, а также нахождением в континентальных нижнеюрских отложениях вблизи нее алмазов и пиропов, сходных с алмазами и пиропом этой трубки.

О глубине денудационного среза кимберлитов трубки Мир высказывались разные точки зрения. В книге: «Алмазные месторождения Якутии» (1959 г.) предполагается денудационный срез трубки на глубину 100—150 м. Л. Н. Леонтьев утверждает, что ее можно считать почти не срезанной денудацией. По его мнению, трубка сразу попала в область погружения, была перекрыта юрскими отложениями и законсервирована под ними. Последние оказались размыты только в четвертичное время. Этот автор считает, что доказательством последнего можно считать, во-первых, наличие у трубки частично сохранившейся воронки взрыва и, во-вторых, еще в значительной мере не разубоженные первичные россыпи непосредственно у самой трубки.

Трубки Мир и Спутник и жильные кимберлитовые тела Ботуобинской области залегают в отложениях нижнего ордовика. Согласно имеющимся разведочным данным мощность этих отложений в районе трубок составляет 90—100 м. Более молодые породы в непосредственной близости к трубкам не сохранились. В связи с этим достоверно воссоздать сравнительно полный геологический разрез к моменту внедрения трубок не представляется возможным. Восполнить этот пробел в какой-то мере помогают ксенолиты пород с сохранившейся фауной, находимые в кимберлитовых трубках.

Е. В. Францесон среди ксенолитов карбонатных пород трубки Мир обнаружила породы с фауной ландовери-венлок¹. Следовательно, в период образования трубки здесь были распространены нижнесилурийские породы.

Найденный в трубке Мир ксенолит рыхлого песчаника, по заключению М. М. Одинцовой, похож на пермские песчаники. Таким образом, представляется возможным более или менее точно восстановить первичный геологический разрез от усть-кутского яруса до верхней перми.

Судя по отложениям, развитым в соседних районах, и учитывая развитие этих пород, получим следующие мощности: нижний ордовик 150 м, средний ордовик 60 м, верхний ордовик 15 м, силур — ландовер 90 м, отложения перми 10 м. Общая мощность всего комплекса составит 325 м. Из геологического разреза полностью выпадают отложения венлокского и лундловского ярусов, а также отложения карбона на основании возможного их размыва в доверхнепермское время. Следовательно, 325 м — вполне возможная мощность всего комплекса отложений, который в послетриасовое время был уничтожен.

Глубину денудационного среза кимберлитовой трубки можно определить, сравнивая высотные отметки поверхности траппового покрова с отметками плотика древней россыпи Пятачок, допуская при этом, что донижнеюрская древняя поверхность района, а также поверхность траппового покрова были почти ровными.

¹ В последнее время высказываются мнения о допермском и даже о докарбоневом возрасте трубки Мир. Однако именно наличие ксенолитов траппов, по нашему мнению, говорит о более позднем, чем траппы, внедрении кимберлитов, так как в Далдыно-Алакитской области, где возраст кимберлитов устанавливается как допермский, ни одного ксенолита траппа в трубках до сих пор не обнаружено.

Абсолютные отметки поверхности древней россыпи в Ботуобинской области всюду примерно равны 300—320 м, тогда как поверхности траппового покрова составляют 380—400 м. Таким образом, если предположить, что до времени образования кимберлитовых трубок траппы являлись бронирующей крышей одинаковой мощности для всего осадочного комплекса пород и распространялись на всей площади, подвергаясь размыву одновременно с кимберлитовыми трубками, то глубина денудационного среза кимберлитовых трубок не будет превышать 80—100 м. Если допустить, что кимберлитовые трубки сформировались в дотриасовое время, то глубина среза определится примерно в 325 м (Рожков и др., 1963).

Глубина эрозионного среза имеет решающее значение для образования алмазных россыпей.

В Ботуобинской области лишь трубка Мир характеризуется промышленной алмазоносностью. По данным А. И. Боткунова, промышленные концентрации алмазов наблюдаются не только в кимберлитах этой трубки, но и во вмещающих породах и ксенолитах. Причем установлено, что промышленная концентрация алмазов наблюдается во вмещающих породах в непосредственной близости от контакта. Правда, содержание алмазов во вмещающих породах по мере удаления от контакта резко падает, и промышленная алмазоносность по мощности едва ли будет превышать 10 м¹.

Исследования А. И. Боткунова (1964) показали, что в кимберлитовой трубке алмазы распределены по площади неравномерно, содержание же их закономерно уменьшаются с глубиной.

Трубка Спутник характеризуется незначительным содержанием алмазов, а другие кимберлитовые тела алмазов почти не содержат.

Геоморфология. Поверхность Ботуобинской алмазоносной области пережила эпоху длительного континентального развития, на протяжении которой постепенно складывался облик современного рельефа. Рельеф области представляет собой плато, слабо наклоненное к юго-востоку с абсолютными отметками 300—500 м. Чередование участков с породами различной твердости способствовало образованию здесь своеобразного структурно-денудационного рельефа, где выделяются следующие его типы: 1) грядово-холмистое плато с обширными заболоченными понижениями на туфогенных и пермских отложениях; 2) грядово-холмистое плато на пластовых интрузиях траппов; 3) плоское, местами всхолмленное плато, слабо расчлененное сетью широких долин на отложениях нижней перми, и 4) слабоволнистое плато, расчлененное глубоко врезанными долинами на карбонатных породах нижнего палеозоя.

В пределах рассматриваемой территории развиты долины, принадлежащие речным системам различного возраста. Морфологически древние долины не везде отчетливо выражены. Там, где они лучше сохранились, аллювий древних рек подразделяется на русловую и пойменную фации. Состав пыльцы и спор, по данным Р. Е. Гитерман, указывает, что они образовались в конце верхнего неогена и начале четвертичного времени.

Основные реки области (среднее течение Вилюя и Малой Ботуобии) по геоморфологическому строению на своем протяжении неодинаковы, что обусловлено различной литологией пород и неравномерным проявлением новейших поднятий. Долины рек врезаются на глубину от 20—40 до 100—140 м. Вдоль их русел прослеживаются пять надпойменных террас и пойма (см. раздел «Геоморфология речных долин»).

¹ Вопрос этот спорный. Большинство исследователей это положение отрицает.

Алмазоносные районы Ботубинской области

На основании имеющегося фактического материала по алмазонасности, общности геологического строения и россыпеобразования в пределах области можно выделить два алмазоносных района: Мирненский и Вилуйский.

Мирненский алмазоносный район

Этот район включает территорию, примыкающую к трубке Мир, и бассейн р. Малой Ботубии. Алмазоносные россыпи установлены среди континентальных отложений рэт-лейаса и четвертичного периода.

Рэт-лейасовые алмазоносные отложения выполняют широкие и плоские депрессии и залегают на продуктах коры выветривания карбонатных пород нижнего ордовика (рис. 24). Размер площади депрессий разный: от нескольких до многих десятков квадратных километров. Вблизи трубки Мир известно несколько депрессий; одна из них, непосредственно примыкающая к востоку, имеет размеры 1,5—2,5 км в ширину и около 5 км в длину. Мощность континентальных отложений изменяется от 1—1,5 м на бортах депрессии до 35—40 м в ее центральной части. Абсолютные отметки верхних горизонтов рэт-лейасовых отложений от 305 до 350 м.

По строению поверхности, составу отложений, некоторым литологическим особенностям, а также по степени алмазонасности вся площадь развития континентальных рэт-лейасовых отложений условно подразделяется на участки Пятачок, Зимний, Угольный.

Участок Пятачок располагается в западной части депрессии и непосредственно примыкает к кимберлитовой трубке Мир. Мощность отложений изменяется от 1,5—2 м в западной и южной частях до 30 м в восточной части. В южной пониженной части отложения представлены чередующимися между собой глинами бурого цвета, глинами пепельно-серого цвета с остатками углистого вещества и с примесью гравийно-галечного материала с визуальными находками алмаза и пироба. Гравийно-галечно-песчано-глинистые образования слагают маломощные линзы, гнезда и неправильные участки преимущественно в нижних частях разреза. Все эти отложения залегают на продуктах коры выветривания глинисто-карбонатных пород нижнего ордовика. На этом участке мощность континентальных отложений составляет 6—12 м. К центральной части участка она увеличивается, местами достигая 25 м. Здесь под почвенным слоем залегают следующие отложения.

Суглинки желтовато-серого цвета, тонкодисперсные; глинистые алевроиты охристо-бурой окраски; углистые глины, насыщенные углесто-сажистым материалом; песчаные алевроиты желтовато-серого цвета с редкими стяжениями пирита и марказита, маломощные прослои сталь-но-серых пестрых тонкодисперсных глин и углисто-глинистых алевроитов; линзы и прослои тонкозернистых песков охристого цвета, плотные слабоалевритистые глины зеленовато-серой окраски с включениями обугленных растительных остатков; углистые и алевроитистые глины бурого цвета со стяжениями марказита, глинистые полимиктовые пески серого цвета с гравием и галькой кремнистых пород, в которых визуальнo отмечаются пироп и ильменит. Мощность последнего слоя неодинакова, изменяется от нескольких сантиметров до 4—5 м.

Ниже по разрезу отмечаются элювиальные глины буровато-зеленого цвета с обломками глинисто-карбонатных пород, переходящие в плотные карбонатные породы нижнего ордовика. На этом участке песчано-глинистые отложения с гравием и галькой залегают в приплотиковых частях на глубине 15—18 м.

Как видно из приведенного выше разреза, отложения участка Пятачок представлены преимущественно песчано-алевритистыми глинами.

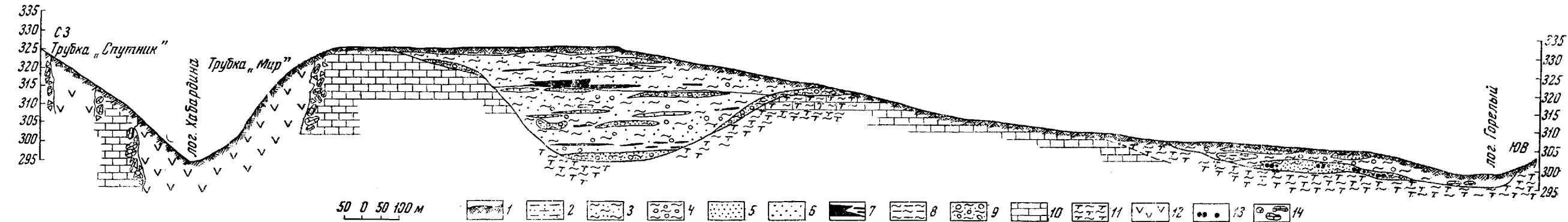


Рис. 24. Схематический геологический разрез через район трубки Мир.

1 — почвенный слой; 2 — суглинки; 3 — глины песчаные; 4 — глины песчаные с рассеянной галькой кремнистых пород; 5 — пески разнозернистые; 6 — пески уплотненные; 7 — линзы и пропластки бурого угля; 8 — углистая глина; 9 — галечно-гравийные алмазоносные песчаные глины; 10 — карбонатные породы нижнего ордовика; 11 — кора выветривания карбонатных пород ордовика; 12 — кимберлиты; 13 — конкреции пирита и марказита; 14 — обломки пород

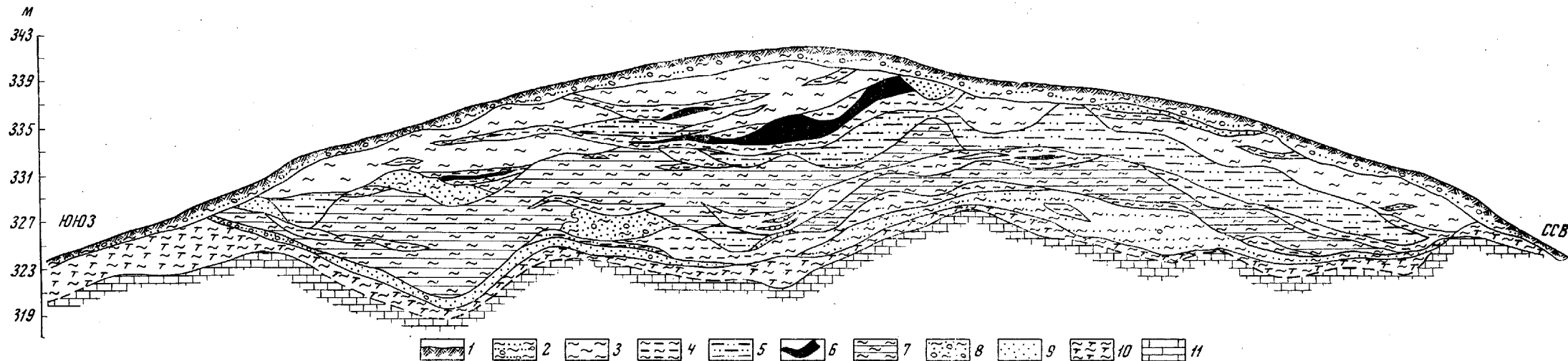


Рис. 25. Геологический разрез через участок Пятачок.

1 — почвенный слой; 2 — суглинки с рассеянной галькой; 3 — глины; 4 — углистые глины; 5 — алевритистые пески; 6 — бурый уголь; 7 — глины уплотненные; 8 — галечно-гравийные алмазоносные песчаные глины; 9 — пески; 10 — кора выветривания карбонатных пород нижнего ордовика; 11 — карбонатные породы нижнего ордовика

Грубозернистые осадки в разрезе занимают значительно меньшую долю. Наиболее типичными являются глины, в той или иной степени алевритистые, песчанистые и углистые алевриты, пески, бурый уголь и галечно-гравийные песчанистые алевриты.

Участок Зимний расположен к востоку от участка Пятачок. Отложения его характеризуются преимущественным развитием песчанистых и алевритистых глин и глинисто-алевритовых песков. Здесь же наблюдаются и углистые глины с пластиами бурых углей. Песчаные глины обычно слагают верхнюю часть разреза, на прибортовых участках депрессии эти глины выклиниваются.

Глины и глинисто-алевритовые пески преимущественно встречаются в нижней части разреза. Наибольшая их мощность местами достигает 7—10 м в центре депрессии, а по окраинам ее они совсем исчезают, или их мощность весьма незначительна.

Углистые глины с пропластками и линзами бурых углей имеют небольшое распространение. Обычно залегают они в средней и верхней частях разреза и часто встречаются в восточной окраине участка, в районе Горелого лога. Здесь по окраинам депрессии бурые угли нередко лежат непосредственно на продуктах коры выветривания. Песчано-гравийные галечники встречены на западной окраине участка. Они залегают также в низах разреза на плотике или среди глинисто-алевритовых песков (рис. 25).

Участок угольный располагается западнее трубки Мир. Здесь континентальные рэт-лейасовые отложения имеют наиболее полный разрез. Характерной особенностью этих отложений является постоянное присутствие пластов бурого угля. Полный разрез этих отложений следующий:

	Мощность, м
1. Почвенный слой, суглинки, буровато-желтые глины и, реже, глинистый песок часто с редкой рассеянной галькой и гравием кремнистых пород. Цвет отложений преимущественно желто-бурый буровато-желтый, бурый	0,3—2,7
2. Преимущественно среднезернистые пески буровато-желтого, серовато-желтого цвета с прослоями песчаников. Слоистость песчаников тонкая, горизонтальная. Местами песчанистые глины с включениями льда в виде тонких вертикальных «прожилков». Пески часто содержат пятна (желваки) округлого сечения (4×4 см), выполненные охрами железа грусто-оранжевого цвета.	
3. Песчаные и песчанистые глины, глинистые и песчаные алевриты темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. В низах горизонта алевриты имеют темно-серый, коричневатый и шоколадный цвета	1,5—5,0
4. Линзы бурых углей черного цвета с полураковистым и неровным изломом; уголь полублестящий. Залегание преимущественно горизонтальное, реже наклонное под углом 8—10°. Фациально по простиранию переходят иногда в серии маломощных углей, чередующихся с глинами и песками	1,5—2,0
5. Темно-серые, серые алевриты с примесью редкого гравия кремнистых пород, иногда песчаники и пески с конкрециями марказита и пирита. Слоистость горизонтальная, в низах разреза волнистая. Часто наблюдается алеврит с прослойками углистого вещества и линзочками мелкозернистого буровато-желтого песка	до 3
6. Плотные светло-серые глинистые и песчанистые алевриты с неясной слоистостью. В низах горизонта встречаются пропластки среднезернистых песков и углефицированных пород	3—7,5
7. Преобладают глинистые алевриты светло-серого и серого цвета, слабо сцементированные с прослоями углей и, реже, среднезернистого песка. Мощность пропластков угля и углистых примазок не превышает 1—2 см. В нижней части горизонта местами наблюдаются среднезернистые песчаники буровато-желтого цвета. Песчаники иногда разрушенные	10
8. Элювиальные пестроцветные глины карбонатных пород нижнего ордовика.	

Отложениям участка Угольного свойственны более однородный глинисто-алевритовый состав, почти полное отсутствие грубообломочного материала и сравнительно большая насыщенность угольными пластами.

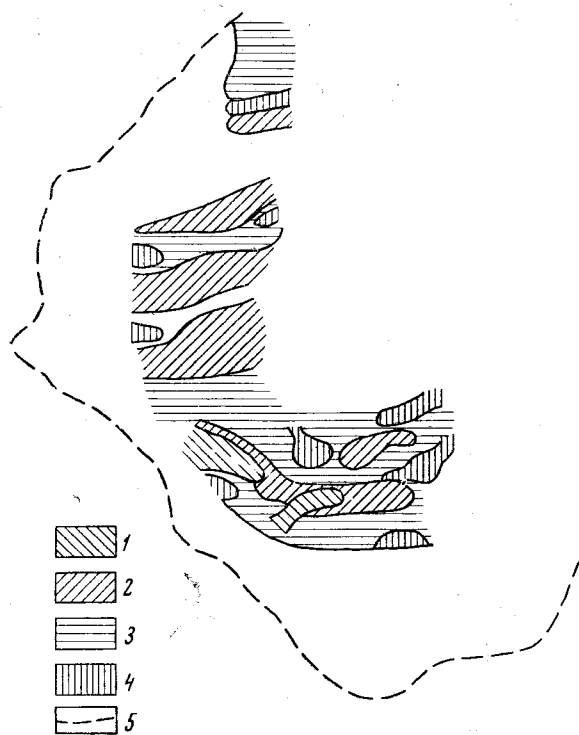


Рис. 26. Распределение алмазов по весу в нижнем продуктивном горизонте рэт-лейасовой россыпи Пятачок

1 — алмазы весом до 5 мг; 2 — алмазы весом от 5 до 10 мг; 3 — алмазы весом от 10 до 20 мг; 4 — алмазы весом больше 20 мг; 5 — контур изученных отложений

Галечно-гравийные образования встречаются в виде линз в самых низах разреза на плотике. Они также алмазоносны.

Наибольшая концентрация алмазов и их минералов-спутников среди рэт-лейасовых отложений наблюдается в гравийно-песчаных глинах с галькой (рис. 26).

Такие отложения образуют пропластки, линзы, неправильные гнезда и приурочены то к основанию рэт-лейасовой толщи, то залегают среди песчаных глин, но в нижней их пачке. Судя по литологическим особенностям и условиям залегания, эти отложения образованы временными потоками в депрессиях, из которых многие были заполнены озерами.

Форма, условия залегания и размеры алмазоносных отложений зависели от мощности потоков, размывавших кимберлиты и отлагавших обломочный материал в депрессиях.

Мощность отложений, обогащенных алмазами, в среднем 1,5—2,4 м. Это в основном гравийно-песчаные глины с галькой. В других отложениях алмазы также встречаются, но в значительно меньших количествах.

Алмазоносны не только приплотиковые гравийно-песчаные глины с галькой, но и подобные же отложения, залегающие в песчано-глинистых отложениях. Временные потоки, поступавшие с кимберлитовых трубок, могли менять свое направление, следовательно, и свой материал могли откладывать в разных местах депрессии.

На участке Пятачок выявлены в основном два алмазоносных уровня. Нижний — приплотиковый, где алмазоносные отложения залегают преимущественно на продуктах коры выветривания, и верхний, залегающий среди песчаных и песчано-алевритовых глин.

Нижние продуктивные горизонты содержат 96% запасов алмазов. По северо-западной, западной и южной окраинам участков, т. е. по бортам депрессии, эти горизонты выходят на дневную поверхность в виде полосы шириной до 250 м. Наибольшая глубина залегания горизонта в центральной части участка — порядка 20 м. Как в плане, так и в вертикальном разрезе алмазоносная залежь не представляет собой единое тело, а состоит из отдельных линз, гнезд и неправильных участков различного размера и мощности, более или менее обогащенных алмазами. Наибольшие мощности отложений отмечаются в центральных, более глубоких частях участка, где достигают 6,5—8,5 м, а у западной окраины депрессии 2,5—4 м.

В нижнем продуктивном горизонте наиболее развиты песчанистые глины с гравием и галькой.

Алмазами обогащены и переотложенные продукты коры выветривания глинистых карбонатных пород. Алевритистые и углистые глины, пески, а также уплотненные глины составляют верхнюю часть продуктивного горизонта. Уплотненные глины обычно имеют зеленовато-серый цвет, углистые глины — темно-серый до черного, а алевритистые глины и пески характеризуются темно-серым до черного, желтовато-серым цветом.

В отложениях нижнего продуктивного горизонта в целом преобладает алеврито-глинистый материал. Грубокластические отложения составляют от 2,4 до 6,2% от всей залежи (табл. 40).

Таблица 40

Средний гранулометрический состав отложений нижнего продуктивного горизонта

Класс крупности, мм	+100	−100+50	−50+25	−25+16	−16+8	−8+4	−4+2	−2+1	−1+0,5	−0,5
Содержание, %	0,22	0,15	1,13	0,16	0,21	0,31	0,42	0,28	0,54	97,6

Наибольшая концентрация алмазов (67,4% всех алмазов залежи) отмечается в гравийно-галечно-песчано-глинистом слое. Таким образом, имеется прямая зависимость между содержанием алмазов и содержанием грубообломочного материала. Распределение алмазов в плане неравномерное. Повышенные их концентрации отмечены в продуктивном горизонте в северной, южной и центральной частях участка.

Средний вес алмазов по залежи около 7 мг; он уменьшается от трубки Мир с запада на восток. На месторождении преобладают мелкие алмазы (диаметром менее 2 мм), которые составляют 89% алмазов в залежи. Более крупные алмазы преобладают в северо-западной и юго-западной частях участка.

Верхние продуктивные горизонты располагаются в центральной части участка Пятачок и залегают в среднем на 4 м выше нижнего продуктивного горизонта. Наибольшая их глубина достигает 13 м (в среднем 7,7 м). Залежи не имеют выхода на дневную поверхность. Верхние продуктивные горизонты также состоят из отдельных разобщенных линз и гнезд, в той или иной степени обогащенных алмазами; площадь их распространения в несколько раз меньше площади нижних горизонтов. Средняя мощность горизонта 1,6 м.

В строении верхнего продуктивного горизонта принимают участие уплотненные алевритистые глины (55% от объема залежи), углистые глины (19%), песчано-алевритистые глины (18%) и пески (8%). Все эти разновидности пород содержат большое количество гравия и гальки, а также углистое вещество и углефицированные растительные остатки. Уплотненные глины имеют зеленовато-серый или темно-серый цвет, углистые глины — темно-серый до черного, а песчано-алевритистые глины и пески в результате окислительных процессов обычно окра-

шены в ржаво-бурый и желтовато-серый цвет. Выход грубокластического материала в этой залежи несколько меньше по сравнению с нижним продуктивным горизонтом (табл. 41).

Таблица 41

Средний гранулометрический состав отложений верхнего продуктивного горизонта

Класс крупности, мм	—100+50	—50+25	—25+16	—16+8	—8+4	—4+2	—2+1	—1+0,5	—0,5
Содержание, %	0,25	0,19	0,14	0,12	0,22	0,15	0,11	60	98,73

Здесь так же, как и в нижнем продуктивном горизонте, наблюдается обогащение пиропом и ильменитом. Наибольшая концентрация алмазов отмечается в алевроитистых и углистых глинах, обогащенных грубокластическим материалом и углистым веществом.

В распределении алмазов по крупности в плане прослеживается иная закономерность по сравнению с нижним горизонтом, т. е. вес алмазов в залежи увеличивается с запада на восток. В верхнем продуктивном горизонте содержится больше крупных алмазов, чем в нижнем. Если в нижнем продуктивном горизонте средний вес алмазов составляет 7 мг, то здесь он увеличивается до 10 мг.

Обобщая сказанное о рэт-лейасовых алмазоносных россыпях, необходимо подчеркнуть, что наибольший интерес представляют алмазоносные отложения, залегающие непосредственно на плотике. Их образование связывают с начальной стадией эрозионного процесса. Такие отложения могли перемещаться на значительные расстояния, покрывая большие площади. В условиях, когда депрессии были заполнены водой, обломочный материал, поступивший в депрессию, в ней и осаждался, образуя отдельные линзы и гнезда. При повышении местного базиса эрозии эрозионные процессы почти совсем затухали.

Дальность переноса алмазоносных отложений прежде всего зависит от силы временных потоков. В якутской алмазоносной провинции этот вопрос еще недостаточно изучен. Однако проведенные исследования дают основания допустить, что перенос алмазоносного материала временными потоками достигал первых десятков километров. По-видимому, на некоторых участках р. Малой Ботубини повышенное содержание алмазов в четвертичных отложениях образовалось за счет перемыва и перетождения алмазоносных россыпей рэт-лейаса.

Элювиальная россыпь, развитая в пределах контура трубки Мир, представляет собой древнюю кору выветривания кимберлитов. По склонам элювиальная россыпь несколько смещена и представлена не только мелкозернистым глинистым материалом или дресвой кимберлита, но и обломками твердого кимберлита, карбонатных пород и трапнов.

На таких участках россыпь относится уже к элювиально-делювиальному типу. Отложения элювиальной россыпи имеют зеленовато-серую или зеленовато-желтую окраску. Ниже они сменяются сильно разрушенными кимберлитами зеленовато-голубоватого и желтого цвета, переходящими вниз в довольно плотный крупноглыбовый материал, сменяющийся плотным кимберлитом.

Ближе к контакту с вмещающими породами россыпь частично перекрыта делювием карбонатных пород нижнего ордовика.

Средняя мощность россыпи составляет 4—6 м. Содержание алмазов в россыпи неравномерное как в плане, так и по вертикальному разрезу. Верхняя часть разреза россыпи ввиду перекрытия ее делювием несколько разубожена. В россыпи в основном преобладают мелкие алмазы, составляющие 88,6% всего количества алмазов.

Четвертичные россыпи алмазов в Мирненском районе развиты сравнительно широко, они представлены различными генети-

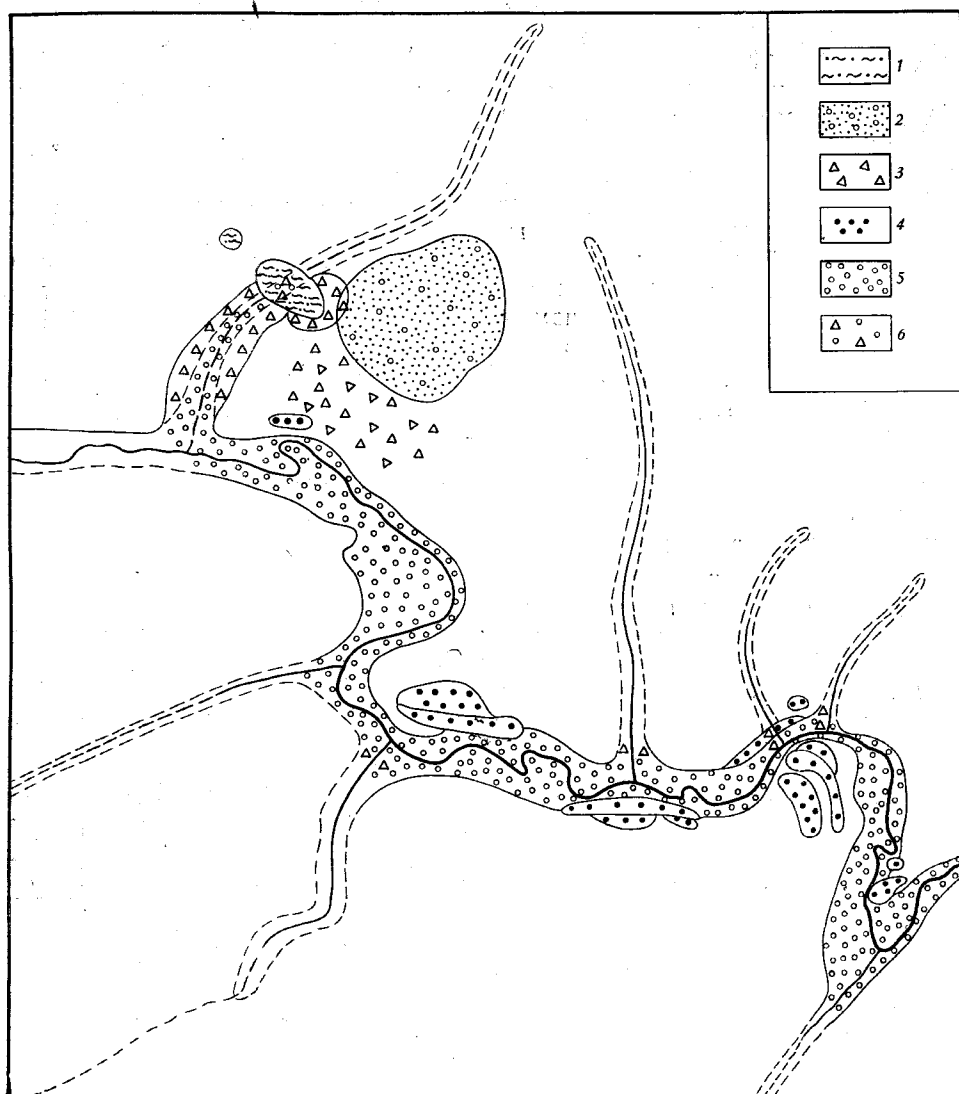


Рис. 27. Схема распространения разновозрастных алмазонасыщенных россыпей Мало-Ботубинского района по генетическим и морфологическим типам.

1 — элювиальные ($T-J_1+Q$); 2 — пролювиальные (J_1); 3 — делювиальные (Q); 4 — террасовые (Q); 5 — долинные, включая русловые (Q); 6 — делювиально-аллювиальные (Q). Пунктиром оконтурены отложения ложков

ческими типами — элювиальными, делювиальными и аллювиальными (рис. 27).

Элювиальные россыпи имеют ограниченное распространение и развиты в пределах контуров кимберлитовых трубок и древних алмазных россыпей. В связи с тем, что современное выветривание наложилось на древнее, точно установить границы четвертичного элювия на кимберлитовых трубках не представляется возможным.

Элювиальная россыпь на древней россыпи Пятачок представляет собой окисленную и несколько дезинтегрированную поверхность рэп-лейасовых алевритисто-глинистых пород и сложена четвертичными суглинками, глинками и песками ржаво-бурой, желтой и желтовато-серой окраски. Эти отложения содержат единичную гальку и гравий крем-

нистых пород. Средняя мощность россыпи около 2 м. Алмазы в ней распределены неравномерно. Средний вес одного кристалла по россыпи составляет 10,5 мг.

Делювиальные россыпи развиты возле кимберлитовой трубки Мир, на склонах лога Хабардина и р. Ирелях. Россыпь у трубки Мир с запада примыкает непосредственно к ней, а на востоке причленяется к полю развития древних алмазоносных россыпей. Плотиком россыпи служат карбонатные породы усть-кутского яруса нижнего ордовика. Отложения россыпи представлены глиной собломками пород, с незначительной примесью песчано-гравийно-галечного материала. Глина зеленовато-желтого цвета, вязкая, жирная, имеет комковатую структуру. Содержание обломков изменяется от 5—10 до 70—80%, размеры их до 40 см. Форма обломков преимущественно плитообразная со слабо сглаженными углами. Приплотиковая часть россыпи обычно более обогащена обломочным материалом местных пород. Мощность россыпи в среднем около 3 м. Алмазы распределены неравномерно; наиболее обогащена ими восточная часть, примыкающая к древним россыпям, и юго-западная, в которую алмазы поступают из трубки Мир. Кроме того, приплотиковая часть россыпи содержит алмазов больше, чем верхняя по разрезу.

Делювиальная россыпь на склонах лога Хабардина примыкает к его тальвегу с обоих бортов и протягивается узкой полосой длиной около 1,5 км. Отложения представлены глиной и обломочным карбонатным материалом желтовато-серого, зеленовато-желтого и грязно-желтого цвета. Содержание обломков карбонатных пород 5—90% (табл. 42).

Таблица 42

Средний гранулометрический состав делювиальных отложений на склонах лога Хабардина

Класс крупности, мм . .	+200	—200+100	—100+25	—25+8	—8+2	—2+0,5	—0,5
Содержание, %	4,0	3,8	7,6	10,7	11,7	6,5	55,7

Размеры обломков 60—80 см. Слоистость в породах россыпи отмечается редко. Крупные валуны распределены неравномерно. Повышенное содержание их приурочено к наиболее крупным участкам бортов. Экзотический материал присутствует в мелких классах в незначительном количестве. Средняя мощность делювиальной россыпи 1,4 м.

Россыпи аналогичного строения встречаются на склонах р. Ирелях, где образуются за счет рэт-лейасовых отложений. Они отличаются от вышеописанных большей глинистостью материала.

Аллювиальные россыпи распространены наиболее широко. Они представлены различными морфологическими типами: террасовыми, долинными, русловыми и ложковыми, развитыми в бассейнах Иреляха и Малой Ботубии (рис. 28, 29).

Террасовые россыпи приурочены к IV, III, II террасам Иреляха, а также к IV, III и II террасам Малой Ботубии, цоколь которых располагается выше современного уреза воды.

Четвертая эрозионно-аккумулятивная терраса Иреляха сохранилась в виде отдельных изолированных останцов в крупных излучинах нижнего течения реки. Форма останцов, как правило, повторяет очертания излучин. Высота террасы 25—30 м; ширина ее в среднем составляет 140 м. Общая мощность аллювия 0,4—3,6 м. Здесь россыпи залегают на коренном цоколе и сложены песчанистыми глинами с обломками карбонатных пород с примесью мелкой гальки и гравия, представленных кремнистыми разновидностями. Песчано-глинистый

материал составляет около 80% объема продуктивного горизонта (табл. 43).

Третья эрозионно-аккумулятивная терраса р. Ирелях также сохранилась в виде эрозионных разобренных участков, обычно сопутствующих четвертой террасе. Высота ее 15—20 м, ширина от 30 до 40 м. Мощность аллювия 1,5—8 м. Алмазы сосредоточены в нижней части аллювия, который состоит из гравийно-плитчатого материала с песком

Таблица 43

Средний гранулометрический состав россыпей IV террасы р. Ирелях

Класс крупности, мм	+100	—100+8	—8+2	—2+0,5	—0,5
Содержание, %	1,6	6,9	5,7	5,8	80,0

и глиной, причем содержание плитчатых обломков достигает 50—60% от всего объема породы (табл. 44).

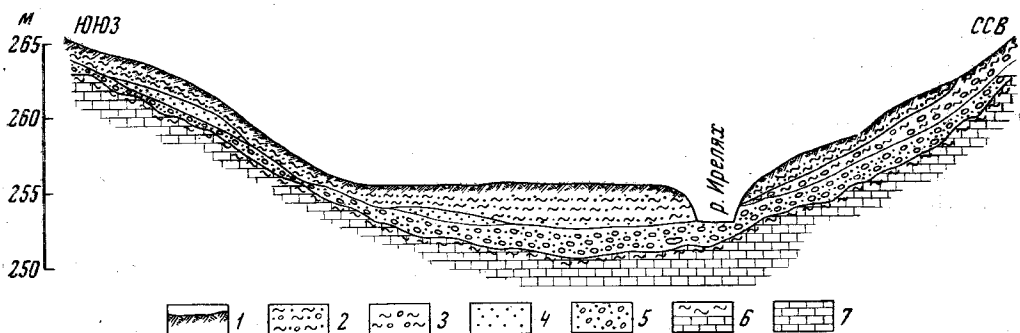


Рис. 28. Поперечный разрез долины р. Ирелях (средний участок).

1 — почвенный слой; 2 — суглинки, супеси; 3 — щебень; 4 — пески; 5 — песчано-гравийные галечники; 6 — элювий карбонатных пород ордовика; 7 — карбонатные породы ордовика

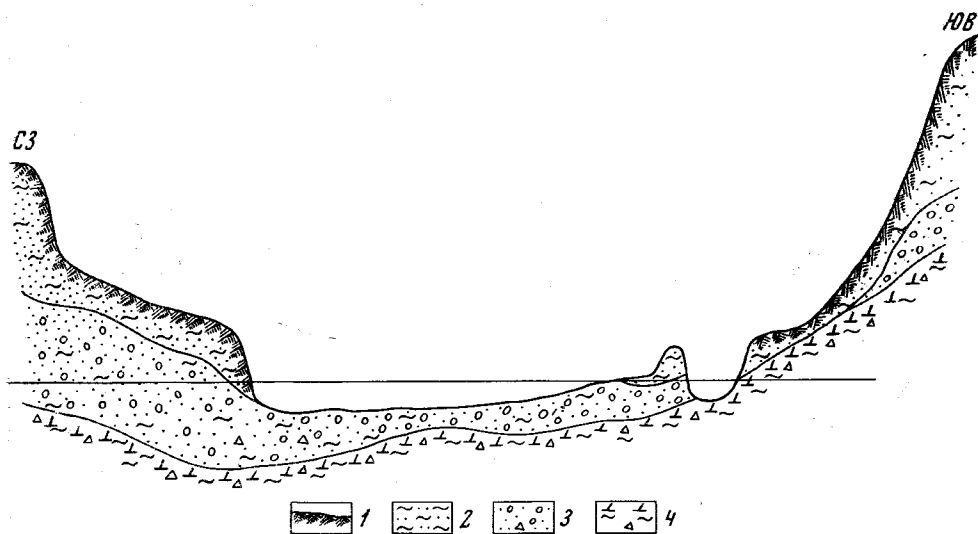


Рис. 29. Поперечный разрез долины р. Малой Бутубуи в районе полигона Победа.

1 — почвенный слой; 2 — суглинки, супеси; 3 — песчано-гравийные галечники; 4 — элювий карбонатных пород ордовика

Средний гранулометрический состав россыпей III террасы р. Ирелях

Класс крупности, мм	+100	—100+8	—8+2	—2+0,5	—0,5
Содержание, %	4,1	20,4	13,6	16,5	45,4

В составе обломочного материала преобладают карбонатные породы (около 63% грубообломочного материала), однако содержание кремнистого материала почти в два раза больше, чем в россыпях четвертой террасы. Мощность россыпей изменяется от 0,5 до 4,5 м. Наименьшие мощности отмечаются в направлении тылового шва и бровки террасы. Сверху продуктивный горизонт перекрыт суглинками и илами мощностью до 5 м.

Вторая эрозионно-аккумулятивная терраса р. Ирелях встречается в виде узких полос длиной 0,5—1,5 км при средней ширине 120 м. Поверхность террасы сильно размыта. Мощность аллювия небольшая, в среднем до 3,7 м. Алмазная россыпь располагается на коренном цоколе, представлена галечниками и перекрыта суглинками, супесями, глинами и песками серого и серовато-желтого цвета с бурым или коричневым оттенком мощностью около 2 м.

Продуктивный горизонт сложен песчано-гравийными галечниками преимущественно серого цвета с глиной и редкими валунами и плитами карбонатных пород. Содержание глины около 30%, т. е. значительно меньше, чем в россыпях третьей и четвертой террас (табл. 45).

Таблица 45

Средний гранулометрический состав россыпей II террасы р. Ирелях

Класс крупности, мм	+100	—100+8	—8+2	—2+0,5	—0,5
Содержание, %	3,9	32,3	16,1	18,0	29,7

Галька и щебенка местных карбонатных пород составляет 85% всего обломочного материала. Мощность россыпи около 2 м.

Четвертая, третья и вторая эрозионно-аккумулятивные террасы р. Малой Ботуобии не везде алмазоносны. Повышенная концентрация алмазов встречается лишь в непосредственной близости ниже устья р. Ирелях. Высота террас соответственно равна 38—40, 27—32 и 13—16 м.

Мощность аллювия четвертой террасы р. Малой Ботуобии в районе устья р. Ирелях — от 4 до 18 м. Пойменная фация ее сложена песчаной глиной и песком серого, желтовато-серого и буровато-желтого цвета; средняя мощность ее 4,5 м. Под ними залегают обособленные линзы мелко- и среднезернистых кварцевых песков с четкой горизонтальной слоистостью. Цвет песков темный, желтовато-бурый и серый. Мощность от 0,9 до 4 м. Русловая фация аллювия представлена песчано-гравийными галечниками темно-серого, желтовато-бурого и серовато-бурого цвета мощностью от 1,5 до 4,1 м. Галечный материал состоит из кварца, кварцита, кремня, основных эффузивов и гранитоидов.

Мощность аллювия третьей террасы р. Малой Ботуобии не превышает 13 м. Вверху разреза залегают песчаные глины и тяжелые суглинки мощностью от 2 до 8,5 м, а внизу — песчано-гравийные галечники мощностью от 1,5 до 4,2 м. Галечники представлены кварцем, кварцитом, кремнем, траппами и обломками карбонатных пород.

Средняя мощность пойменной фации второй террасы, сложенной песчаными глинами и глинистыми песками серовато-желтого, серовато-бурого и темно-серого цвета, составляет 3,7 м. Песчано-гравийные

галечники (русловая фация) состоят из кварца, кварцита, кремня и траппов. Предплотиковая часть обогащена неокатанными или слабо окатанными обломками карбонатных пород. Мощность галечников второй террасы в среднем 1,8 м.

В гранулометрическом составе галечников высоких террас преобладают песчано-глинистые фракции, количество которых убывает к низким террасам (табл. 46).

Долинные россыпи по степени своей распространенности и по содержанию алмазов имеют наибольшее значение. Они приурочены к долинам современных водотоков — логу Хабардина, рекам Ирелях и Малой Ботуобии.

Россыпь лога Хабардина залегает в его тальвеге, имеющем корытообразную форму шириной от 60 до 80 м и длиной 1,5 км. Продольный уклон долины в среднем 0,02. Верхняя часть россыпи сложена суглинками и илесто-глинистыми отложениями с небольшой примесью песка и гравийно-галечно-щебнистым материалом (рис. 30), имеющим в поперечном разрезе близкую к линзообразной форму со слабой выпуклостью в осевой части тальвега. Содержание крупнообломочного материала по россыпи составляет около 35% (табл. 47).

Три четверти его составляют плохо окатанные и угловатые обломки местных карбонатных пород, остальное приходится на долю кремнистых пород, гальки которых хорошо окатаны. Кроме того, встречаются небольшие стяжения сидерита.

В этой россыпи преобладают алмазы крупностью —4+1 мм, составляющие 75% всех алмазов. Наиболее обогащен алмазами приплотиковый слой россыпи.

Часто уменьшение мощности россыпи сопряжено с увеличением содержания алмазов в ней и наоборот. Кроме того, устанавливается прямая зависимость между выходом шлихового материала, содержанием тяжелой фракции и содержанием в них алмазов. Мощность россыпи 2,5—6,1 м.

Рис. 30. Зарисовка шурфа в аллювии лога Хабардина.

1 — почвенный слой; 2 — глины; 3 — илы; 4 — галечно-щебенчатые отложения; 5 — элювий кимберлитов

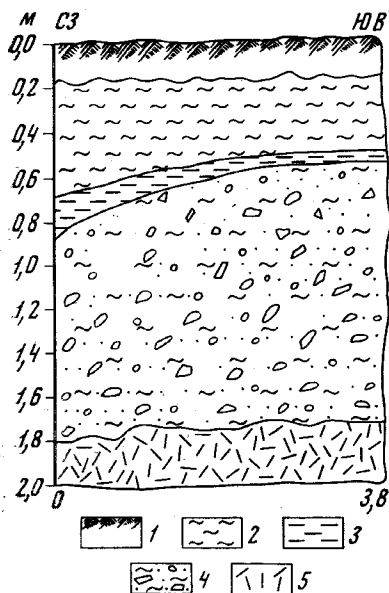


Таблица 46

Гранулометрический состав галечников р. Малой Ботуобии (в районе устья р. Ирелях)

Класс крупности, мм	III терраса	II терраса	I терраса	Пойма
+100	0,8	1,0	1,5	3,4
—100+8	24,0	36,0	34,6	46,1
—8+1	16,0	28,5	27,7	26,9
—1	59,2	34,5	36,2	23,6

Долинная россыпь Иреляха включает россыпи первой аккумулятивной террасы и поймы, которые имеют общее днище, расположенное в 3—3,5 м ниже современного уровня воды. Общая длина россыпи 33 км. На этом отрезке долина реки имеет уклон 0,001. Первая терраса с поймой высотой 3—6 м тянется непрерывной полосой по обеим сторонам реки. Ширина ее изменяется от 130 м до 1 км. Поверхность ровная, местами слабоволнистая или с наклоном от 1 до 8,8 м, в среднем 5,2 м. Верхняя часть аллювия (торфа) представлена

Средний гранулометрический состав россыпи лога Хабардина

Класс крупности, мм	+200	—200+100	—100+25	—25+8	—8+2	—2+0,5	—0,5
Содержание, %	—	3,10	6,72	12,56	12,87	19,47	45,28

тонкими суглинками, илами, супесью, реже песком с гумусированными прослоями. Иногда среди этих отложений наблюдается редкая галька, гравий и щебень. Значительное место среди разреза аллювия занимают илистые отложения. Особенно широко они развиты в средней части россыпи. Илы обычно имеют темно-серую или бурую окраску. Обычно они перекрывают продуктивный горизонт в виде мощных слоев, реже залегают на супесях и суглинках. Илы также содержат примесь песка, глины, а в меньшем количестве — гальку и щебень. Редко встречается глина с незначительной примесью песка в нижнем отрезке долины. Супесь имеет незначительное распространение, отмечается, как правило, вблизи бровки и перекрывает продуктивный горизонт. Мощность торфов россыпи изменяется от 0,1 до 7,9 м и в среднем — 3,1 м.

Нижняя часть аллювия (собственно долинная алмазная россыпь), залегающая на коренном цоколе, сложена глинисто-гравийно-щебнистым материалом. Вблизи бровки и в центральной части террасы обычно залегают лучше отмытый материал с галькой и гравием. У тылового шва повышается количество щебня и остроугольных обломков коренных пород. Здесь же увеличивается и содержание глинистого материала. В продуктивных отложениях преобладает галька (36,3%); гравий и песок присутствуют в равных количествах (табл. 48).

Таблица 48

Средний гранулометрический состав продуктивных отложений
I террасы р. Ирелях

Класс крупности, мм	+100	—100+8	—8+2	—2+0,5	—0,5
Содержание, %	2,7	36,3	15,5	14,6	30,9

В обломочном материале резко преобладают (95—97%) местные карбонатные породы. Средняя мощность россыпи 2 м.

Алмазы в россыпи распределены крайне неравномерно. Средний вес кристалла алмаза увеличивается вниз по течению реки.

Долинная россыпь Малой Ботуобии, залегающая непосредственно ниже устья р. Ирелях, приурочена к пойме, длина ее 7 км. На этом участке аллювий имеет двучленное строение. Верхняя часть (торфа) сложена супесями и суглинками желтовато-серого или светло-коричневого цвета мощностью от 0,3 до 2 м. Для этого горизонта характерна слоистость с наклоном к руслу реки. Нижнюю часть разреза — продуктивный горизонт — составляют гравийно-галечные отложения с линзами и отдельными небольшими по мощности прослоями полимиктовых песков. Цвет отложения преимущественно желтовато-серый. Песок и глина имеют подчиненное значение.

Гальки и гравий представлены кварцитами, роговиками, порфирами, порфиритами, доломитами, известняками и алевролитами. В минеральном составе россыпи преобладает ильменит. Встречаются также магнетит, пироп, рутил, пироксены, кианит, циркон, альмандин, эпидот, ставролит и другие минералы.

Алмазы в россыпи распределены неравномерно. Средний вес кристалла составляет 16,6 мг.

Мощность россыпи изменяется от 0,5 до 3 м. Плотиком для россыпи служат разрушенные карбонатные породы нижнего ордовика.

Русловые россыпи Иреляха и Малой Ботуобии залегают в современном русле этих рек и являются вскрытой частью долинных россыпей; отличаются отсутствием торфов и лучше перемытым материалом.

Ложевые россыпи имеют небольшое распространение и залегают в долинах мелких логов, врезаемых в поверхность террас и поймы р. Ирелях, иногда берущих свои истоки у водораздела. Материал этих отложений состоит частью из аллювия террас, частью из делювия склонов. Эти россыпи относятся к аллювиально-делювиальному типу.

Вилюйский алмазоносный район

Район включает бассейн долины Вилюя, расположенный ниже устья Малой Ботуобии до пос. Крестьях. Здесь известны только аллювиальные россыпи алмазов.

Террасы Вилюя содержат столь незначительные количества алмазов, что никакого практического интереса не представляют. В какой-то мере алмазоносны русловые отложения Вилюя ниже устья Малой Ботуобии, представляющие собой береговые отмели и береговые валы, бечевники, намывные острова, косы и отмели. В гранулометрическом составе этих отложений всюду преобладают песчаногравийные галечники. В незначительном количестве содержатся валуны (табл. 49).

Таблица 49

Гранулометрический состав руслового аллювия среднего течения р. Вилюй

Косы, отмели и намывные острова	Классы крупности, мм						Сумма, %
	+100	-100+16	-16+8	-8+2	-2+1	-1	
Шумная	1,2	14,2	9,4	30,5	11,1	33,2	100
Рыбная	0,5	19,6	18,0	29,1	11,4	21,4	100
Куранахская группа	2,5	23,3	12,8	25,2	10,4	25,8	100
Укугутская группа	1,5	23,4	13,4	25,5	8,3	27,9	100

Характер аллювия в основном зависит от состава размываемых речной пород. В пределах рассматриваемого участка долина Вилюя выработана преимущественно среди карбонатных отложений нижнего палеозоя и песчано-глинистых отложений мезозоя. Только в устье р. Малой Ботуобии Вилюй размывает трапповые интрузии. В связи с этим в петрографическом составе грубообломочных отложений количество галек траппов постепенно убывает вниз по течению. В этом же направлении возрастает роль «экзотического» материала, представленного кварцем, кварцитом, разнообразными порфиритами и эффузивами (табл. 50).

В районе устья Укугут р. Вилюй размывает конгломераты укугутской свиты, за счет чего увеличивается содержание «экзотической» гальки в аллювии.

Минеральный состав тяжелой фракции шлихов руслового аллювия Вилюя в рассматриваемом отрезке однообразен (табл. 51).

Как видно из таблицы, в минеральном составе тяжелой фракции шлихов постоянно присутствуют пироксены, ильменит, магнетит, гранаты (в основном альмандин, режеgrossуляр) и циркон. В единичных

Таблица 50

Петрографический состав руслового аллювия среднего течения Вилюя

Петрографический состав	р. Шумная	Куранах- ская группа	Укугутская группа
Траппы	23,6	5,7	4,6
Песчаники	1,8	1,2	1,4
Мергели и известняки	2,2	2,7	0,9
Кремень и халцедон	3,3	13,4	15,7
Порфиры и порфириты	7,5	18,5	17,8
Эффузивы	—	12,0	15,3
Роговики	3,4	3,8	5,8
Кварцит	53,7	12,2	21,4
Кварц	3,6	20,3	14,6
Прочие	1,9	3,2	2,5

зернах встречаются эпидот, турмалин, рутил, кианит, ставролит, пирит, роговая обманка, хромит и золото. Пироп и другие парагенетические спутники алмазов (магнезиальный ильменит и хромдиоксид) в русловом аллювии Вилюя, в отличие от аллювия рек Иреляха и Малой Ботуобии, встречаются очень редко и в единичных зернах. Пироп в аллювии присутствует в виде остроугольных обломков, иногда слабо окатанных. Вблизи коренных месторождений, в частности в аллювии р. Ирелях, зерна пироба обычно крупнее зерен шлиховых минералов,

Таблица 51

Распределение основных минералов тяжелой фракции шлихов в русловом аллювии р. Вилюй — от устья р. Сюльдюкяр до устья р. Укугут (по А. М. Винтеру и Г. Ф. Дорганову)

Минералы	Сюльдю- кярская группа	р. Шумная	Куранах- ская группа	Укугутская группа
Пироксены	47,0	54,8	57,7	45,0
Ильменит	25,7	20,4	20,7	30,5
Магнетит	15,8	10,0	12,2	11,2
Гранат	9,9	Р. зн.	8,7	10,9
Циркон	0,6	0,3	0,3	0,9
Лимонит	—	—	Р. зн.	1,0
Прочие	1,0	14,5	0,4	1,4

переотложенных из осадочных толщ района; размер значительной их части 0,5 мм. По цвету выделяется несколько разновидностей пироба: розовые, малиновые, красные, оранжевые с различными оттенками и переходами между отдельными цветами. Показатель преломления от 1,737 до 1,767.

Некоторые зерна пироба пронизаны густой сетью микротрещинок в различных направлениях. Трещины заполнены нонтронитом с показателем преломления от 1,576 до 1,610 (по данным И. А. Руковишниковой). Эти зерна имеют матовый блеск, а также специфичный, преимущественно красновато-желтый цвет.

В алмазных отложениях широко распространен и другой парагенетический спутник алмаза — магнезиальный ильменит. Обычно он встре-

чается в виде неправильных и угловатых зерен с шероховатой поверхностью. Иногда на поверхности зерен различаются шаровидные бугорки, разделенные пленками лейкоксена.

Алмазы в русловых отложениях приурочены к аккумулятивным формам всех типов. Наиболее распространены россыпи береговых отмелей, представляющие собой галечниковые поля, окаймляющие выпуклые стороны излучин рек. По Вилюю длина их изменяется от 2 до 13 км. Мощность галечников обычно от 1 до 4 м. Содержания алмазов низкие, они сосредоточены в наиболее выпуклой части излучины.

Россыпи береговых валов и бечевников очень узкие (5—10 м), но значительной протяженности. От береговых отмелей они отличаются повышенным содержанием крупнообломочного материала. Наиболее обогащены алмазами прирусловые части береговых валов и бечевников.

Россыпи намывных островов, кос и отмелей широко развиты в бассейнах всех рек района; они отличаются от предыдущих тем, что полностью сложены намывным материалом. Размеры россыпей разнообразны: от нескольких сотен метров до нескольких тысяч метров в длину и от 10 до 400 м в ширину. Основная масса алмазов концентрируется в головных частях этих намывных форм. Повышенные содержания алмазов пространственно совпадают с участками, сложенными наиболее крупнообломочным материалом.

Собственно русловые россыпи имеют небольшие мощности (0,8—1,6 м). Установлено струйчатое строение этих россыпей (Дьяков, 1961), ширина струй измеряется 30—100 м. Самые обогащенные струи приурочены к пристержневым зонам потоков. Наиболее богатые части струй начинаются в пределах головных частей верхних побочной перекатов и в центральных частях плёсовых лощин. Россыпи бедны алмазами, но по сравнению с русловыми россыпями вышеописанных типов они обогащены сильнее. Наиболее обогащенный участок россыпей отмечается ниже устья р. Малой Ботуобии.

Алмазы из россыпей Ботуобинской области по внешнему облику сходны с кристаллами из коренного месторождения Мир. Кристаллы из всех этих месторождений имеют в основном груболаминарное строение и представлены главным образом октаэдрическими алмазами и кристаллами переходного (от октаэдрического к ромбододекаэдрическому) габитуса (табл. 52). Кристаллы кубического габитуса, как и в трубке Мир, встречаются весьма редко.

Таблица 52

Габитус алмазов Ботуобинской алмазоносной области (в %)

Габитус	Трубка Мир	Россыпь Пятачок	Россыпи р. Ирелях	Россыпь р. Вилюй
Октаэдрический	73	71	65	67
Переходный от октаэдрического к ромбододекаэдрическому	19	23	28	20,5
Ромбододекаэдрический	7	5	6	12,5
Кубический	1	1	1	—

Заметных отличий в морфологии алмазов из россыпей по сравнению с трубкой Мир также не наблюдается (табл. 53). Наиболее широко распространены кристаллы с занозистой штриховкой, с полицентрически растущими гранями, плоскогранные октаэдры и алмазы, сложенные дитригональными слоями роста. Характерные для некоторых

Морфологические типы алмазов (в % к общему количеству алмазов)

Основные морфологические типы	Трубка Мир	Россыпь Пятачок	Россыпи р. Ирелях	Россыпи р. Виллой
Плоскогранные октаэдры	19,5	19,2	13	17,6
Алмазы, сложенные тригональными слоями роста	1,6	0,9	1	0,8
Алмазы с полицентрически растущими гранями	35,7	37,0	43	27,0
Алмазы, сложенные дитригональными слоями роста	9,4	8,9	10	11,0
Алмазы с занозистой штриховкой . .	25,6	24,6	25	18,5
Округло-ступенчатые алмазы	3,5	2,0	3	8,5
Алмазы с блоковой скульптурой . . .	1,0	0,8	3	7,3
Округлые алмазы	—	—	—	4,9
Алмазы кубического габитуса	1,0	0,8	1	0,5
Алмазы прочих типов	2,7	5,8	3	2,9

месторождений алмазы с блоковой структурой развиты слабо. Округлых алмазов обычно не наблюдается; исключение составляет лишь россыпь р. Ирелях, где на тысячи кристаллов встречаются единичные круглые алмазы (в основном ромбододекаэдрического облика). Они редко встречаются и в россыпях Виллой. На поверхности этих кристаллов отмечаются ромбический узор трещин и серповидные трещинки, свидетельствующие о сравнительно длительном переносе таких алмазов. Эта очень редкая группа кристаллов, по-видимому, имеет иное происхождение, не связанное с трубкой Мир.

По своим люминесцентным свойствам (в ультрафиолетовых лучах) россыпные алмазы практически мало отличаются от алмазов из трубки Мир (табл. 54).

Таблица 54

Распределение алмазов по цветам люминесценции (в % к общему количеству алмазов)

Месторождение	Сине-голубые	Неясное свечение	Без видимого свечения	Желтые	Прочие цвета
Трубка Мир	41	16	26	7	10
Пятачок	50	16	20	15	—
Река Ирелях	Нет данных				
Река Виллой (среднее течение)	50,4	24,5	16,1	6,0	3,0

Характерные для трубки Мир фиолетовые алмазы встречаются также и в россыпях. Алмазы из россыпей не имеют каких-либо следов истирания ребер, на их поверхности нет ромбического узора трещин и «фигур удара» (серповидные трещины).

Единственным отличием россыпных алмазов от алмазов из трубки Мир являются наблюдающиеся в них по трещинам ярко окрашенные вторичные минералы (гидроокислы железа), благодаря чему некоторые трещиноватые кристаллы имеют яркий желто-оранжевый и красный цвета.

В конце триаса и в раннеюрское время в Ботуобинской области были благоприятные условия для денудационно-аккумулятивной деятельности. После завершения траппового магматизма и, по-видимому, формирования некоторых кимберлитовых тел наступил континентальный период, характеризовавшийся чередованием жаркого и умеренно влажного (Вахрамеев, 1954) климата. Интенсивное химическое выветривание в конце триаса и в начале лейаса обусловило превращение разных по составу и возрасту пород в глинистые, дресвянистые и другие дезинтегрированные продукты коры выветривания. Одновременно происходили процессы карстования и выщелачивания наиболее подвижных элементов, в частности кальция и магния из карбонатных пород. На первом этапе денудационной деятельности продукты выветривания служили материалом для образования песчано-глинистых отложений и алмазоносных россыпей. Денудационные процессы более активно протекали в пределах зоны разломов, где породы подвержены более интенсивному выветриванию. Они проявились в выработке широких и пологих депрессий, общее направление которых совпадает с зоной разломов и имеет уклон на север-северо-восток. В рэт-лейасовое время эти депрессии и являлись базисом эрозии для окружающей территории. Материал, заполняющий отдельные впадины, был неодинаков.

Из-за отсутствия чистых карбонатных пород карстовые процессы развивались слабо, депрессии были неглубокими, но, очевидно, широкими и достаточно протяженными. Эти депрессии затем сыграли большую роль, так как определили направление временных потоков.

Эрозионная деятельность в районе трубки Мир была обусловлена небольшими поднятиями, происходившими в рэт-лейасе. Судя по тому, что почти всюду в основании рэт-лейасовых отложений сохранилась кора выветривания и что общая мощность рэт-лейасовых и нижнеюрских континентальных отложений не превышает 35—100 м, эрозионные процессы протекали слабо. На первом этапе были выработаны широкие депрессии и замкнутые впадины. Все это характерно для временно действующих водных потоков, связанных с ливневыми дождями в условиях сухого климата, а не для рек с постоянным водотоком. Ливневые воды по-разному влияли на перенос твердого материала: они несли то песчано-гравийные галечники, то песчано-глинистые осадки. Все это было обусловлено материалом, размывавшимся временным потоком, а также положением истоков и направлением потока. Возможно, что некоторые депрессии после ливневого дождя заполнялись водой, образуя озера. Другие при привносе большого количества материала нацело заполнялись пролювиальными осадками и в последующее время вновь частично размывались и заполнялись новыми отложениями.

Изучение литологии рэт-лейасовых и нижнеюрских отложений вблизи трубки Мир показывает, что приток воды различной силы в депрессию, выполненную этими отложениями, был неоднократным. Неодинаковая крупность материала, плохая его сортировка, частое чередование отдельных разновидностей песчаных и глинистых образований, а также линзообразные и другие сложные формы их залегания, иногда без четких границ между отдельными разновидностями пород, достаточно хорошо характеризуют условия формирования отложений временными потоками.

Поднятия вскоре прекратились. Засушливый климат сменился влажным, что привело к заболачиванию депрессий. Устойчивый влажный кли-

мат и пышная растительность явились благоприятными условиями для образования бурых углей, почти повсеместно прослеживающихся на абсолютной высоте 335—342 м. Выше они сменяются песками и глинистыми песками, нередко содержащими тонкие прослои углей, алевритами и другими разностями песчано-глинистых отложений. Эти породы обычно слоистые и хорошо прослеживаются на больших площадях. Почти нигде не встречаются гравийно-галечные или другие грубообломочные отложения. Эти факты указывает на то, что произошло некоторое поднятие оазиса эрозии (очевидно, поднялся только уровень воды) и почти полное затухание эрозионной деятельности.

История геологического развития описываемого района после раннеюрской эпохи не совсем выяснена. В районе трубки Мир отложения более молодого возраста, за исключением четвертичных, пока неизвестны. Вновь заметная денудационно-аккумулятивная деятельность началась в конце третичного периода. Сначала она была слабой и ограничилась лишь поверхностным перемывом мезозойских отложений.

Интенсивные региональные поднятия и активная денудационно-аккумулятивная деятельность широко проявилась уже в четвертичный период, когда район вновь начал испытывать поднятие. Влажный климат и интенсивные региональные поднятия способствовали заложению разветвленной речной сети и вызвали активную эрозионно-аккумулятивную деятельность, приведшую к формированию аллювиальных алмазных россыпей. Для образования четвертичных россыпей на рассматриваемой территории условия были весьма благоприятные. К началу четвертичного периода выровненный район в значительной мере был покрыт континентальными мезозойскими отложениями, местами содержащими алмазоносные горизонты, подвергавшиеся наряду с коренными источниками усиленному размыву.

Процесс формирования россыпей начался в самый начальный период заложения речной сети. По рекам Ирелях и Малой Ботубии алмазоносность установлена во всех террасах. Концентрация алмазов увеличивалась в более молодых отложениях, соответствующих более молодым циклам; наиболее богатыми россыпями являются россыпи аккумулятивных террас (первые террасы и поймы).

В современных речных долинах дальность переноса алмазов от коренного источника в настоящее время еще недостаточно изучена.

Если считать главным коренным источником для россыпей Малой Ботубинского района кимберлитовую трубку Мир и учитывать, что алмазы встречаются в долине р. Ирелях и на всем протяжении Малой Ботубии (начиная от устья р. Ирелях) и далее по Вилую (ниже Малой Ботубии) до косы Соколиной, то общее расстояние переноса алмазов составит более 500 км.

По Вилую алмазные россыпи убогие, так же как и на значительной части р. Малой Ботубии. Только на отдельных ее отрезках они представляют промышленный интерес. Наибольшая концентрация алмазов находится в россыпях в пределах 25—30 км от коренного источника. Здесь, в частности по р. Ирелях, алмазные россыпи, как правило, приурочены к песчано-гравийным галечникам, залегающим на коренном цоколе (плотике) и перекрытым сверху суглинками, супесями и глинами.

Кристалломорфологические особенности алмазов и характер их спутников показывают, что коренным источником питания для этих россыпей являлись главным образом кимберлитовая трубка Мир и, возможно, развитые на водоразделах древние алмазоносные отложения.

ДАЛДЫНО-АЛАКИТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ОБЛАСТЬ

Далдыно-Алакитская алмазоносная область расположена в пределах Средне-Сибирской возвышенности и включает междуречье верховьев рек Алакита и Мархи. Река Далдын является наиболее крупным левым притоком р. Мархи в этой области. Площадь ее составляет 20 000 км².

В геологоструктурном отношении рассматриваемая область расположена в пределах зоны сочленения двух крупных структурно-тектонических областей: Анабарской антеклизы на севере и Тунгусской синеклизы на юго-западе. Эта зона сочленения охарактеризована В. А. Масайтисом (1955), П. Е. Оффманом (1959) и другими исследователями как широкая зона разломов, протягивающаяся в северо-западном направлении на 900 км от среднего течения р. Мархи до верховьев р. Маймечи. В верхних горизонтах чехла слагающие ее породы характеризуются флексурообразными перегибами слоев, небольшими по амплитуде ступенчатыми сбросами и линейными разломами, зонами дробления, а также многочисленными силлами и дайками траппов, вулканическими жерлами и трещинами, заполненными туфами. Интенсивные многофазные проявления магматической деятельности свидетельствуют, согласно представлениям А. В. Пейве (1956, 1960), о связи Вилюйско-Котуйской зоны с глубинными разломами фундамента. Разломы косвенно подтверждаются также приуроченностью интенсивных полосовых аномалий (Бабаян и др., 1960).

В северо-восточной части области принимают участие карбонатные отложения ордовика и силура. В юго-западной части развиты и осадочно-туфогенные образования верхнего палеозоя (карбон — пермь), нижнего мезозоя (нижний триас) и отложения четвертичной системы. Магматические породы представлены траппами и кимберлитами.

Ордовикские отложения, являющиеся наиболее древними платформенными образованиями, занимают всю северную и северо-восточную части области; они представлены двумя нижними отделами. Наиболее широко развиты отложения нижнего отдела, которые по минеральным признакам подразделяются на два яруса: нижний — усть-кутский и верхний — чуньский.

Отложения первого яруса, представленные маркокинской свитой, сложены главным образом пелитоморфными, оолитовыми битуминозными известняками, известняковыми конгломератами, реже доломитистыми известняками и доломитами. Эти породы преобладают в бассейне р. Далдын. Мощность составляет около 170 м (Бобреевич и др., 1959).

Отложения чуньского яруса, объединяемые волдондинскую (более древнюю) и сохсолохскую (более молодую) свиты, не имеют четкой границы с нижележащими породами усть-кутского яруса. Граница между ними проводится условно — по смене карбонатных пород усть-кутского яруса пестроцветными карбонатными и терригенными породами чуньского яруса, содержащими фауну более разнообразного состава. Отложения чуньского яруса представлены мелко- и среднезернистыми известняками, песчанистыми доломитами с прослоями известнякового плоскогалечного конгломерата, доломита, доломитистыми известняками, алевролитами, песчаниками и аргиллитами. По литологическим признакам они подразделяются на несколько горизонтов. Эти породы преобладают в бассейне верхнего течения Мархи и Алакита. Мощность отложений чуньского яруса изменяется от 210 до 280 м, в том числе мощность сохсолохской свиты — от 60 до 85 м.

Средний отдел ордовика представлен отложениями криволучского яруса, состоящим из глинистых доломитов, известняков, доломитистых

известняков и доломитистых мергелей с редкими прослоями органогенных известняков. По окраске эти породы подразделяются на два горизонта: нижний пестроцветный и верхний — зеленоватый. Породы среднего ордовика лежат с угловым несогласием на отложениях сохолохской свиты нижнего ордовика. На дневную поверхность они выходят в виде узкой полосы, заключенной между отложениями нижнего ордовика и нижнего силура. Мощность пород среднего ордовика, согласно данным А. Д. Харькова и др. (1964), от 20—25 до 45—60 м.

Ордовикские отложения являются вмещающими породами для большинства кимберлитовых тел Далдыно-Алакитской области. Так, на площади сплошного развития ордовикских карбонатных пород расположены трубки Зарница, Удачная, Сытыканская и др.

Силурийские отложения, имеющие небольшое распространение, представлены породами только ландоверского яруса, которые в виде узких полос и отдельных пятен залегают на размытой поверхности пород различных ярусов ордовикской системы.

К отложениям ландоверского яруса относятся однообразные микрозернистые глинистые известняки, органогенные и битуминозные известняки.

Мощность силурийских отложений изменяется от 30 м в восточной части области до 180—190 м в западной ее части.

Отложения верхнего палеозоя распространены довольно широко на территории верховьев рек Алакита и Мархи в виде почти сплошной полосы, а также отдельных небольших участков в пределах траппового плато. Они залегают с угловым несогласием на различных горизонтах ордовика и нижнего силура, а также на кимберлитовых породах. Этими породами перекрыты кимберлитовые трубки Сытыканская, Москвичка и др.

В верхнепалеозойских отложениях области встречаются продукты размыва кимберлитов, в том числе и алмазы, поэтому они рассматриваются более детально.

Коренные обнажения терригенных пород верхнего палеозоя совершенно отсутствуют из-за их малой устойчивости процессам выветривания. На участках их распространения, часто заболоченных, как правило, развиты отрицательные формы рельефа.

После 1957 г., когда геологами НИИГА М. А. Крутойарским, В. А. Милашевым, А. Н. Наумовым и другими было установлено, что конгломераты верхнепалеозойских пород в районе оз. Надежд содержат пироп, пикроильменит и алмазы, на территории распространения пород верхнего палеозоя Амакинской экспедицией ЯГУ были проведены поисково-разведочные и геофизические работы с целью обнаружить новые кимберлитовые трубки и древние россыпи алмазов. В результате этих и более поздних геологосъемочных работ во многих участках района верхнепалеозойские отложения были изучены детально и подразделены на три свиты: катскую (C_{2+3ct}), бургу克林скую (P_{1br}) и пеляткинско-дегалинскую (P_{2pl+dg}).

Катская свита (C_{2+3ct}) каменноугольской системы выделена А. А. Потураевым и М. Н. Васильевой на основе сбора флористических остатков, а также спор и пыльцы древних растений. Отложения свиты установлены в западной части области, в пределах Алакитского и Мархинского алмазодобывающих районов.

Породы каменноугольного возраста обычно окаймляют довольно широкой полосой подножия трапповых уступов, иногда перекрыты траппами и слагают пониженные заболоченные участки на трапповом плато. Они залегают на размытой поверхности известняков нижнего силура или среднего ордовика и постепенно сменяются терригенными образованиями нижней перми.

Отложения катской свиты представлены в основном светло-серыми и желтовато-серыми песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов и глинистых сланцев, аргиллитоподобных глин и углей. В основании свиты местами отмечаются конгломераты и галечники. Отложения фациально не выдержаны, изменяются по составу и мощности как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Залегание пород часто линзовидное, что приводит к быстрому выклиниванию одних осадков и к замещению их другими без какой-либо закономерности. По данным А. А. Потуроева и М. Н. Васильевой отложения катской свиты в северной части территории по литологическим признакам подразделяются на три части. Нижняя часть сложена почти исключительно мелкозернистыми песчаниками кварцево-полевошпатового состава с редкими прослоями алевролитов и галечников. В средней части разреза развиты алевролиты; верхи разреза более разнообразны по составу: здесь чередуются алевролиты, аргиллиты, углистые и глинистые сланцы, угли и песчаники. Угли встречаются в виде линз и прослоев мощностью от 2—3 до 10—30 см, иногда до 90 см. Угли бурые и на значительной площади пригодны для использования их в качестве энергетического топлива.

В отложениях катской свиты обнаружен богатый спорово-пыльцевой комплекс, кроме того, собрано значительное количество растительных остатков. По заключениям М. М. Одинцовой и А. Н. Толстых, все они характерны для средне-верхнекаменноугольной эпохи.

Мощность катской свиты составляет от 5,0 до 25—30 м.

Бургуклинская свита (P_1bg) нижней перми залегает на породах каменноугольного возраста либо с перерывом, либо с постепенными переходами. Иногда они ложатся непосредственно на размытой поверхности нижнего силура и среднего ордовика. Отложения бургуклинской свиты представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми и глинистыми сланцами с редкими линзовидными прослоями углей, туфопесчаников и основных туфов. Эти отложения широко развиты в верховьях р. Мархи, где бургуклинская свита сложена в основном песками и песчаниками с прослоями алевролитов и с редкими гальками кремнистых пород. Здесь встречен линзовидный прослой конгломератов мощностью 1—2 м. В верховьях ручьев Окаме-нелости и Унга-Сохсолох отложения бургуклинской свиты состоят главным образом из глинистых и углистых сланцев с прослоями песчаников. Таким образом, по литологическим признакам нижнепермские отложения почти не отличаются от нижележащих отложений катской свиты.

Палинологический спектр и растительные остатки бургуклинской свиты несколько отличаются от таковых катской свиты и, по заключению М. М. Одинцовой и А. Н. Толстых, характеризуют нижнепермскую эпоху.

Мощность отложений свиты непостоянна — от 10—12 до 25—35 м.

Пеляткинская и дегалинская (P_2pl+dy) свиты верхней перми довольно широко распространены. Они развиты лишь на междуречьях в пределах траппового плато и интенсивно интродуцированы секущими телами траппов.

Отложения верхней перми залегают на размытой поверхности пород бургуклинской, а иногда и катской свиты, реже — на глинах коры выветривания ландоверских известняков и перекрыты туфогенными образованиями нижнего триаса. Верхнепермские отложения представлены конгломератами, песками и песчаниками, алевролитами и в меньшей мере — аргиллитами, глинистыми и углистыми сланцами и углями. В верхней части разреза появляются туфопесчаники, туффиты и долеритовые туфы. Существенные отличия между отложениями верхней

и нижней перми не наблюдаются, в связи с чем граница между ними проводится условно.

Породы пеляткинской и дегалинской свит охарактеризованы флористическими остатками, на основании которых устанавливается их верхнепермский возраст. Истинная мощность этих отложений не установлена. В районе участка Черного она составляет 19 м, а в районе трубок Сытыканская и Айхал — до 30—35 м.

Триасовые отложения имеют широкое распространение. Они объединяются в туфогенную свиту нижнего отдела триаса, развиты в верховьях р. Мархи, в районе трубки Айхал и других местах. К нижнему триасу эти отложения отнесены условно по своему стратиграфическому положению, поскольку они залегают на размытой поверхности палеозойских пород (от ордовика до верхней перми).

Породы туфогенной свиты состоят из различных туфов, туффитов и туфопесчаников с прослоями песчаников и алевролитов, почти не содержащих пирокластического материала. Несмотря на большое внешнее разнообразие, туфогенные породы довольно однообразны и состоят из вулканогенных обломочных пород, различающихся по размерам зерен. Мощность туфогенной толщи от 10 до 45 м.

Четвертичные отложения, распространенные повсеместно, представлены элювиальными, элювиально-делювиальными, озерно-болотными и аллювиальными генетическими типами.

Элювиальные отложения развиты на плоских участках междуречий и сплошным чехлом небольшой мощности покрывают водоразделы. Элювий, развитый на траппах, — глыбово-щебенчатый, а на кимберлитах — глинистый с примесью дресвы. На некоторых трубках элювий представляет определенный промышленный интерес. Гранулометрический и петрографический состав элювия полностью зависит от состава материнских пород и степени их устойчивости процессам выветривания.

Элювиально-делювиальные отложения развиты также широко: сплошным плащом они покрывают склоны долин и междуречий.

Озерно-болотные отложения приурочены к понижениям в современном рельефе в пределах траппового плато и тяготеют в основном к участкам, где развиты пермские отложения. Наиболее широко развиты в истоках р. Мархи и ее притоков. Они представлены галечно-гравелисто-песчаным материалом, глинами, суглинками, супесями и илистыми осадками, обогащенными органическим веществом. Отмечаются прослойки и линзы торфа и льда.

Аллювиальные отложения развиты в речных долинах и представлены террасовыми, пойменными и русловыми образованиями, возраст которых соответствует среднему верхнему и современному отделам четвертичной системы. К среднему отделу относится аллювий третьей и второй надпойменных террас р. Далдын, сохранившихся лишь в виде реликтов (см. раздел «Геоморфология речных долин»).

Типичный разрез второй надпойменной террасы р. Далдын, по данным В. Н. Щукина, следующий:

	Мощность, м
1. Суглинок плотный с редкими включениями гальки известняков и доломитов	0,6
2. Лдяистый суглинок серого цвета с единичными обломками карбонатных пород размером до 5—10 см. Делювий	1,4
3. Желтовато-серый суглинок с большим количеством щебня и глыб известняков, доломитов, доломитизированных известняков. Средний размер обломков 7—8 см. Обломочный материал составляет 25—30% общего объема породы	1,2
4. Валунный галечник, сцементированный желтовато-коричневой песчаной глиной. Преобладает хорошо окатанная галька карбонатных пород; в гравийной фракции в значительном количестве содержатся траппы. В подчиненном количестве присутствуют кварц и кремний обычно хорошей	

окатанности. Вниз по разрезу окатанность материала несколько увеличивается

4,0

5. Элювий аргиллитов, представленный голубовато-серыми глинами с плитками доломитов и доломитизированных известняков. Плотик

0,2

К верхнему отделу четвертичной системы относится аллювий первой надпойменной террасы, развитой в долинах Мархи, Далдына и Сохсолоох-Мархинского выше устья ручья Мелкоильменитового. Мощность аллювия первой надпойменной террасы этих рек составляет от 5,1 до 6,4 м, в среднем 5,5 м. Верхняя часть раздела (пойменная фация) представлена суглинками (мощность 3,0—3,2 м), а нижняя (русовая фация) — валунно-галечными отложениями (мощность 2,3—2,5 м).

К современному отделу четвертичной системы относятся пойменные и русловые отложения рек Мархи, Далдына, ручьев Сохсолоох-Мархинского и Пиропового.

Пойменные отложения представлены в низах разреза гравийно-галечным материалом с редкими валунами, а в верхней части суглинками и супесями.

В отличие от террасовых, обломочный материал русловых отложений менее окатан, но более крупный. Аллювий ручья Пиропового большей частью перекрыт современными делювиальными образованиями. Мощность руслового аллювия обычно не превышает 2—3 м.

Магматические породы в Далдыно-Алакитской области представлены траппами и кимберлитами.

Траппы образуют преимущественно пластовые залежи — силлы, редко дайки и очень широко распространены. Пластовые залежи развиты почти на всей территории области и интродуцируют породы различного возраста от ордовика до перми включительно. Трапповые силлы иногда перекрывают и кимберлитовые трубки (Сытыканская, Юность, Октябрьская). Согласно данным А. П. Бобриевича и др. (1959), пластовые залежи траппов слагают три яруса: на абсолютной отметке 360 м (мощность до 10 м), на отметках 380—490 м (мощность 120 м) и на отметках 550—650 м (мощность 80—100 м). Дайковые тела траппов приурочены почти исключительно к линиям разломов. В большинстве своем они прямолинейны и отличаются значительной протяженностью (20—30 км). Почти все дайки имеют северо-западное простирание.

Траппы представлены преимущественно темно-серыми плотными оливиновыми долеритами, главными составными частями которых являются основной плагиоклаз, моноклинный пироксен, оливин и рудные минералы (магнетит и ильменит).

Возраст трапповых интрузий, по аналогии с другими районами Сибирской платформы, определяется как пермо-триасовый.

Кимберлиты. По интенсивности проявления кимберлитового вулканизма, выразившейся в образовании многочисленных трубок взрыва, среди которых имеются такие уникальные, как Айхал (рис. 31) и Удачная, Далдыно-Алакитская область занимает ведущее место в Якутской алмазоносной провинции. В настоящее время здесь известно около 50 кимберлитовых трубок. Все они расположены на различных гипсо-метрических уровнях (от 300 до 700 м) и имеют различные размеры — от десятков метров в поперечнике (Малютка) до нескольких сотен метров (Зарница). Кимберлитовые тела распределены неравномерно: 19 трубок расположены в бассейне верхнего течения Алакита и Мархи, а остальные (28 трубок) — в среднем течении р. Далдын. В соответствии с этим выделяются два района распространения кимберлитовых тел.

В Айхальском районе кимберлитовые тела контролируются, по-видимому, разломами субширотного и восток-северо-восточного

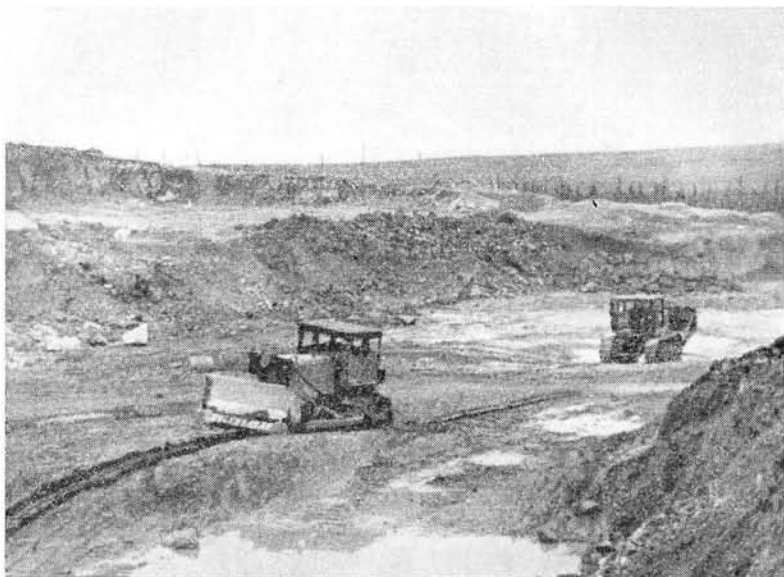


Рис. 31. Кимберлитовая трубка Айхал

простираций, что косвенно подтверждается ориентировкой длинных осей трубок в этом же направлении. Кимберлитовые тела имеют неправильную воронкообразную форму. Размеры трубок различные (от 60 до 640 м). Трубки Сытыканская, Восток и Победа перекрыты терригенно-осадочными отложениями верхнего палеозоя (верхний карбон — нижняя пермь), интродуцированными, в свою очередь, интрузиями траппов; общая мощность осадочных пород и интрузий долеритов изменяется от 32 м над трубкой Восток до 130 м над трубкой Сытыканская (Харьков, 1964).

Геологическое строение и петрологические особенности как отдельных кимберлитовых тел, так и всего района распространения кимберлитов широко освещены многими исследователями. Поэтому здесь подробно не рассматривается каждая кимберлитовая трубка; напомним лишь, что трубки взрыва в Алакитском районе в основном выполнены кимберлитовым туфом и кимберлитовой брекчией. Редко встречаются порфировые кимберлиты (Харьков, 1964).

Кимберлитовые туфы и кимберлитовые брекчии подверглись интенсивной серпентинизации и карбонатизации. Почти во всех трубках содержатся ильменит (пикроильменит), пироп, флогопит, хромдиопсид, шпинель, циркон и очень редко свежий оливин, а также ксенолиты различных пород (эклогитов, слюдитов, кристаллических сланцев, гнейсов, вмещающих карбонатных пород и т. д.).

Кимберлиты приповерхностной части всех трубок сильно изменены процессами выветривания и превращены в глинистую и глинисто-дресвянистую массу, с глубиной переходящую в плотные разности. Мощность выветрелых зон различна и в среднем составляет 3—5 м.

В Д а л д ы н с к о м р а й о н е кимберлитовые тела приурочены к разломам субширотного простирания, и поэтому большинство их располагается здесь в виде цепочек, вытянутых в том же направлении. Шесть трубок, по мнению В. А. Милашева (1965), расположены по направлениям сколовых трещин, оперяющих основные разломы.

Кимберлитовые трубки в плане имеют изометричную, эллипсовидную или линзовидную форму, вытянутую в субширотном направлении.

Среди кимберлитов преобладают эруптивные кимберлитовые брекчии, состоящие из обломков и зерен минералов (граната, ильменита, хромдиоксида и т. д.), включений родственных ультраосновных пород, кристаллических сланцев, гнейсов и обломков вмещающих карбонатных пород, прорванных трубками, а также цементирующей серпентин-карбонатной основной массы.

В кимберлитовых телах Далдынского и Алакит-Мархинского районов характерно отсутствие ксенолитов траппов.

С поверхности кимберлиты также подвергнуты процессам выветривания. Мощность коры выветривания (элювия) на кимберлитах составляет 3—4 м. Все трубки выходят на дневную поверхность и залегают среди ордовикских карбонатных пород, перекрытых маломощным чехлом четвертичных образований. Многие кимберлитовые трубки в той или иной мере алмазоносны, а трубка Удачная (Восточная и Западная) имеет промышленное значение.

Возраст кимберлитов. Верхняя возрастная граница кимберлитообразования в Далдыно-Алакитской области большинством исследователей определяется как допермская (верхнедевонская — досреднекарбоновая) на основании отсутствия в кимберлитах ксенолитов траппов и перекрытия некоторых кимберлитовых трубок (Сытыканская, Восток, Победа) флористически охарактеризованными породами пермо-карбонового возраста, содержащими продукты размыва кимберлитов (пикроильменит, пироп, алмаз и др.).

Наиболее молодыми породами, прорванными кимберлитами, являются карбонатные отложения ландоверского яруса нижнего силура, что свидетельствует о посленижнесилурийском времени внедрения кимберлитовой магмы (многие кимберлитовые тела прорывают только ордовикские отложения, но в них среди ксенолитов почти всегда находятся известняки с остатками фауны ландоверского яруса).

Известно, что для образования россыпи решающее значение имеет глубина эрозионного среза кимберлитовых тел.

В Далдыно-Алакитской области глубина допермского эрозионного среза кимберлитовых тел ориентировочно оценивается в 300—350 м (Милашев, 1965). Что же касается послепермского времени, то за этот период кимберлитовые тела, перекрытые пермскими отложениями и бронированные мощной толщей траппов, вовсе не подвергались денудации. Только некоторые кимберлитовые трубки, выведенные к началу четвертичного периода на дневную поверхность, испытывали незначительный размыв современными водотоками. Доказательством этому может служить отсутствие (или незначительное содержание) алмазов в четвертичных отложениях даже вблизи таких богатых трубок, как Айхал и Удачная. Следовательно, можно предположить, что в рассматриваемой области могут находиться кимберлитовые тела, скрытые под толщей траппов и не обнаруженные до настоящего времени.

Геоморфология. Далдыно-Алакитская алмазоносная область располагается в пределах Мархинско-Вилуйского траппового плато. Наиболее распространенными типами рельефа области являются: 1) низкое и среднее расчлененное пологоувалистое плато на карбонатных породах нижнего палеозоя; абсолютные отметки его от 350 до 600 м, а относительные — от 100 до 250 м; 2) низкое расчлененное пологоувалистое плато с останцовыми возвышенностями на карбонатных породах ордовика и силура; оно развито главным образом в ложбинах вдоль уступа траппового плато; абсолютные отметки не превышают 400—500 м, а относительные 100—160 м; 3) низкое глубоко расчлененное холмистое и гнездовое плато с абсолютными высотами от 450 до 700 м и относительными 150—350 м, развитое в верховьях Мархи и Алакита на крупных пластовых интрузиях траппов; 4) глубоко и густо расчлененное столово-

останцовое, местами резко холмистое плато со ступенчатыми склонами на крупных пластовых интрузиях траппов; абсолютные высоты его достигают 500—950 м, а относительные 200—350 м; 5) равнинный, слабо расчлененный озерно-болотный рельеф на рыхлых породах верхнего палеозоя с абсолютными отметками 400—500 м; относительные превышения не более 50—70 м.

На фоне карбонатных пород траппы выделяются плосковерхими возвышенностями, пересеченными сравнительно редкой сетью каньонообразных долин. На плоских трапповых водоразделах развит крупноглыбовый элювий.

Неоднородны также формы рельефа на водоразделах, сложенных карбонатными породами. Эта неоднородность обусловлена литологическим разнообразием карбонатных пород нижнего палеозоя и наличием различного типа структур, в пределах которых процессы эрозии и денудации протекают неодинаково. Так, например, с наиболее стойкими к выветриванию пачками пород связаны структурно-денудационные уступы, а между уступами на менее стойких породах развиваются пологие площадки. На выходах песчано-карбонатных пород преобладают выположенные формы: пологие склоны и выровненные плоские водоразделы, повсеместно покрытые сравнительно мощным пластом щебенчато-суглинистых отложений. На этих водоразделах часто развиты заболоченные термокарстовые котловины.

На междуречных пространствах широко распространены микроформы рельефа, среди которых преобладают мерзлотные и мерзотно-эрозионно-денудационные. К ним относятся термокарстовые котловины, кочковатый микрорельеф, мелкие эрозионные ложбинки на склонах — дели, пятнистые грунты, связанные с процессами солифлюкции.

В течение четвертичного периода Далдыно-Алакитская область испытывала наиболее интенсивное поднятие, что привело к довольно глубокому врезанию рек и образованию густой сети V-образных долин. Плоских междуречий почти не осталось. Течение рек быстрое, русла их устланы грубообломочными галечниками из местных пород. Террасы сохранились плохо. Главные реки области — Марха (верхнее течение), Далдын, Сохсолоох-Мархинский (притоки р. Мархи) и Сытыкан (приток р. Далдын) — характеризуются древними, довольно хорошо разработанными долинами с широким (до 3 км) ложем, врезанными в плато примерно на 180—200 м. Русла их имеют сравнительно небольшое падение (60—80 см/км) и сильно меандрируют.

Река Далдын имеет пойму и три надпойменных террасы. На р. Сохсолоох-Мархинский и в верховьях р. Мархи выражены поймы и первая надпойменная терраса.

Притоки Далдына и Сытыкана имеют молодые, слабо меандрирующие долины, ложе которых расположено на более высоких гипсометрических уровнях. Врез этих рек и речек составляет 150—200 м, падение русла в 2—3 раза больше, чем у крупных рек, поэтому мощность аккумулятивных отложений здесь снижается. На этих реках террасы не развиты. Одной из особенностей долин мелких речек является невыработанность продольного профиля и зависимость их морфологии от геологического строения местности.

Алмазоносные районы Далдыно-Алакитской области

Имеющиеся данные о геологическом строении и алмазоносности позволяют условно выделить в пределах области два района россыпной алмазоносности: Айхальский и Далдынский. Это деление обуславливается тем, что в первом районе некоторые кимберлитовые тела перекрыты верхнепалеозойскими отложениями и траппами, и возраст их

более или менее достоверно устанавливается как допермский (досреднекарбонный), в связи с чем верхнепалеозойские отложения являются потенциально алмазонасными. Во втором районе (Далдынском) кимберлитовые тела залегают в пределах сплошного развития пород ордовика, где установлены только четвертичные россыпи.

Айхальский алмазонасный район

Этот район располагается в верховьях Мархи и Алакита на площади развития карбонатных пород нижнего палеозоя (ордовика и нижнего силура) и терригенных пород верхнего палеозоя (карбона — перми), интродуцированных траппами. Как уже отмечалось, верхнепалеозойские отложения здесь содержат в своем составе продукты размыва кимберлитов, в том числе и алмазы.

Эти отложения подразделены на свиты: катскую (средний — верхний карбон), бургу克林скую (нижняя пермь) и нерасчлененные пеляткинскую дегалинскую (верхняя пермь). Поскольку между этими свитами нет отчетливых границ и по литологическим признакам они не отличаются друг от друга, характеристика дается для отложений всего верхнего палеозоя.

Они сложены конгломератами (галечниками), песками, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами и туфогенными образованиями.

Конгломераты (галечники) приурочены к нижним частям разреза и в некоторых случаях являются внутрiformационными. Обычно породы образуют выклинивающие прослои и линзы, которые не выдержаны по простиранию и мощности. Максимальная их мощность (10 м) отмечена в низах катской свиты, у оз. Надежд (рис. 32) обычно от 0,1—0,3 до 2—3 м.

Среди обломочного материала преобладают мелкие гальки, составляющие от 40 до 70—75% объема породы (табл. 55).

Таблица 55

Средний гранулометрический состав верхнепалеозойских конгломератов
(по А. А. Потурову и др.)

Класс крупности, мм . .	+100	—100+50	—50+25	—25+16	—16+8	—8+2	—2+0,5
Содержание, %	—	1	18	24	15	15	27

В галечниках преобладают гальки серого, розового и черного кремня, серого и желто-бурого кварцита, а также белого и желтоватого кварца. Из осадочных пород присутствуют серые и желто-серые песчаники, реже карбонатные породы. Часто конгломераты содержат гальки кислых эффузивов (количество их иногда составляет 15—20%), представленных плагиопорфирами, гранофирами, порфировидными микропегматитами, реже — лейкократовыми гранито-гнейсами, кварцевыми и бескварцевыми порфирами.

Большинство галек имеет хорошую и очень хорошую окатанность. Форма их овальная или овально уплощенная.

Цемент конгломератов песчанистый, песчано-глинистый базального и порового типов. На западном берегу оз. Надежд в них отмечен пиритовый цемент. Минеральный состав цемента конгломератов аналогичен составу верхнепалеозойских песчано-алевритовых пород (табл. 56).

Песчаники и пески распространены наиболее широко; они образуют обычно пачки и, реже, отдельные прослои в сланцах (до 70—75% общего объема пород). Цвет серый, грязно-серый, желто-бурый.

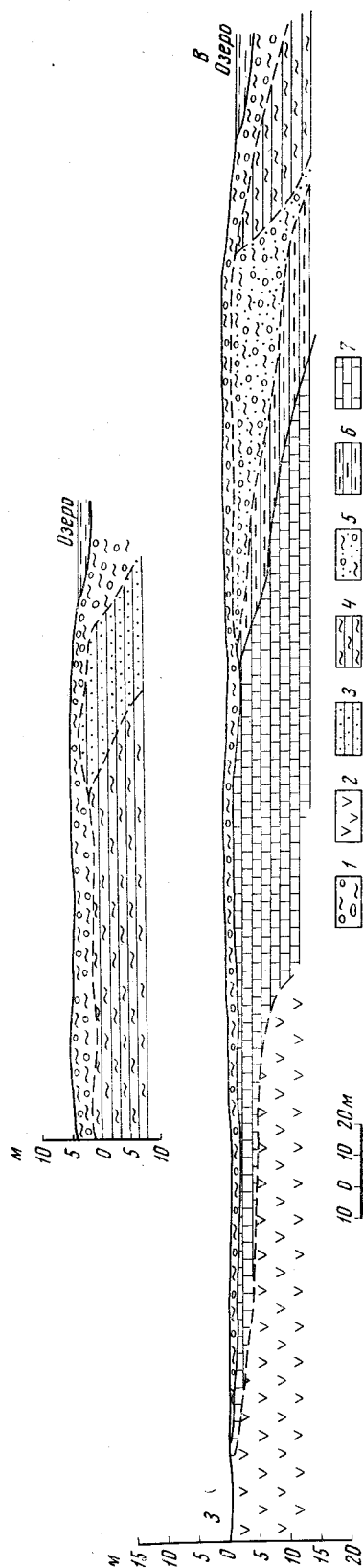


Рис. 32. Геологические разрезы верхнепалеозойских пород близ оз. Надежд.

1 — деловальные отложения (Q); 2 — долериты (Р-Т); 3 — кварцевые песчаники (Р); 4 — углито-глинистые сланцы (Р); 5 — разрушенные конгломераты (Р); 6 — выветрелая поверхность глинистых известняков (D₃-C₁); 7 — карбонатные породы (О)

Структура мелко-среднезернистая и крупнозернистая; неравномернозернистые породы встречаются в меньшем количестве.

По составу обломочных зерен различаются кварцевые, кварцево-полевошпатовые, полевошпатово-кварцевые и полимиктовые песчаники; последние преобладают в верхнем отделе перми.

Цемент пород часто кварцевый, глинистый, кремнисто-глинистый, кварцево-халцедоновый, реже железистый. Часто содержатся мелкочешуйчатый биотит и, изредка, мусковит. Тип цемента различный: базальный, разведения, выполнения пор, соприкосновения и т. д.

В отложениях верхней перми наиболее широко распространены пески, образующие пачки мощностью от 1—1,5 до 10—12 м. В остальных частях разрезов верхнего палеозоя пески присутствуют в виде пропластков незначительной мощности. Песчаники тонко-, мелко-среднезернистые, реже грубозернистые. В них часто наблюдается косая слоистость. Минеральный состав песков и песчаников изучен наиболее полно (см. табл. 56).

Как упоминалось выше, на рассматриваемой территории в допермское время (верхнем девоне — среднем карбоне) существовала глубокая химическая кора выветривания. Поэтому в минеральном составе тяжелых фракций базальных горизонтов и песчано-алевритовых пород катской свиты в основном преобладают более устойчивые к выветриванию минералы — ильменит и гранат, т. е. ильменит-гранатовая ассоциация.

Для нижних горизонтов катской свиты характерно присутствие минералов, обычных для метаморфических толщ: анатаз, корунд, шпинель, монацит, турмалины различной окраски. Представляет интерес наличие

золота в конгломератах оз. Надежд — от одного до трех знаков на шлах в виде округлых пластинок размером до 1,5 мм. В участках, где в повышенных количествах установлены парагенетические спутники алмаза (участки Черный, оз. Надежд), встречаются также менее устойчивые к выветриванию минералы — магнетит, моноклинный и ромбический пироксен, оливин и другие, источниками которых могут быть и кимберлитовые тела.

Для пород нижней и верхней перми характерна в основном ильменит-эпидот-гранатовая ассоциация. Хотя эти минералы приведены по принципу преобладающего количества первого над вторым, нередко они меняются по порядку. В этом случае отмечаются ассоциации эпидот-ильменит-сфеновая, сфен-ильменит-эпидотовая и т. д.

Для отложений верхней перми типично увеличение количеств магнетита и моноклинного пироксена, поступавших в результате разрушения трапповых интрузий, где они являются пороодообразующими минералами. В составе песчаников и песков верхней перми преобладают полимиктовые разности, тогда как для таких же пород нижних горизонтов больше распространены кварцевые и кварцево-полевошпатовые породы.

Ниже приводим краткие описания трех основных минералов ассоциаций.

Ильменит наиболее широко распространен в отложениях катской свиты, где часто он составляет 25—60% тяжелой фракции. Минерал представлен неправильными остроугольными или угловатыми полуокатанными зернами преимущественно размером 0,1—0,25 мм. В мелких классах число окатанных зерен увеличивается, и часто они покрыты тонкой пленкой лейкоксена. Цвет ильменита черный, излом раковистый.

Минералы группы эпидот-цоизита. Из группы эпидота присутствуют цоизит, клиноцоизит и эпидот. В заметном количестве они появляются или даже преобладают в более верхних горизонтах позднепалеозойских пород, особенно на участках Ойуур-Юряга и на левом склоне долины ручья Сохсолоох-Мархинского, напротив устья ручья Мелкоильменитового. С увеличением количества минералов группы эпидот-цоизита повышается и содержание сфена (иногда до 15—17%). Преобладающий размер зерен эпидота 0,2—0,3 мм. Минералы обычно наблюдаются в виде неправильных угловатых зерен, которые почти совсем не окатаны. Цвет зерен желтовато-зеленый, салатовый, зеленый разных оттенков.

Иногда присутствуют неправильные пластинчатые зерна клиноцоизита светло-синеватого цвета, редко бесцветные с черными точечными включениями, почти не окатанные, свежие. При микроскопическом изучении наблюдаются бесцветные неправильные осколки, в редких случаях с трещинками спайности и прямым угасанием. В вытянутых осколках удлинение отрицательное. В скрещенных николях зерна образуют разрезы двусосного минерала, оптически положительного.

В разрезе, перпендикулярном острой биссектрисе, $Ng' = 1,722$, $Np' = 1,713$.

Гранаты. Из этой группы минералов наиболее широко распространены альмандин (до 24—28%), в меньшей степениgrossуляр (0,4—0,9%); в единичных зернах отмечены уваровит и демантоид.

Повышенное содержание гранатов наблюдается на участках Ойуур-Юряга, Черном и в верховьях ручья Сохсолоох-Алакитского. Альмандины встречаются в виде остроугольных или слегка сглаженных неправильных зерен с преобладающим размером 0,2—0,3 мм. Редко наблюдаются округлые зерна с плохо сохранившимися гранями. Цвет гранатов обычно розовый, розово-красный и красный. Часто присутствуют зерна оранжевого и оранжево-красного цвета.

Минеральный состав тяжелых фракций терригенных верхнепалеозойских отложений Айхальского алмазоносного района (%)

Таблица 56

Участки поисково-разведочных работ	Возраст	№ шлица	№ пробы	Горизонт взятия, м	Литологическая характеристика	Ильменит	Магнетит	Лейкоксен	Гранаты	Минералы эпидот-диопсита	Сфен	Моноклинные пироксены	Моноклинные амфиболы	Лимонит	Гематит	Ярозит	Ставролит	Турмалин	Кианит	Циркон	Рутил	Апатит	Пиропы	Хромдиопсид	Обломки пород							
Окрестности пос. Айхал	P ₂	1	C-62	2,2—2,4	Крупнозернистый песчаник	12,9	—	—	11,1	1,6	13,6	48,5	1,8	0,3	—	—	—	Зн.	Зн.	Зн.	—	—	—	—	10,2							
			107	3,5—4,0	Гравийно-песчаные отложения	10,3	6,5	Зн.	0,3	Зн.	—	80,8	—	Зн.	Зн.	—	—	—	»	»	Зн.	—	Зн.	—	2,1							
			2	4—5	То же	82,8	12,4	»	1,1	»	Зн.	0,3	—	»	»	—	Зн.	Зн.	—	»	»	Зн.	»	Зн.	3,4							
			107	17—18	Желтые пески	1,1	41,3	—	0,7	0,2	0,2	0,3	0,1	54,8	—	—	—	»	Зн.	»	»	0,1	—	—	1,2							
Левобережный склону ручья Сохолоох-Мархинский	P ₂	13	107	2,7—3,2	Песчанистые алевролиты	25,2	1,0	—	2,1	4,0	4,2	24,1	—	23,3	—	—	0,3	0,4	0,3	»	0,6	Зн.	—	—	14,5							
				11-1	4,2—6,8	Глинистые сланцы с прослоями песка	3,4	Зн.	0,2	1,0	—	0,6	22,4	—	54,4	8,9	—	Зн.	Зн.	0,9	—	0,1	0,6	—	—	7,5						
				2-2	7,1—7,9	Продукты разрушения траппов и известняка	0,6	—	Зн.	1,0	—	—	14,7	—	15,5	—	—	—	—	Зн.	Зн.	Зн.	—	—	—	68,9						
				9-1	7,9—8,1	То же	0,3	Зн.	—	0,1	—	Зн.	8,9	—	50,3	40,0	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	0,3						
				14	9,6—10,9	Пески с гравием и галькой	53,8	—	2,9	10,9	0,3	»	9,0	—	16,5	2,6	—	—	—	2,0	Зн.	Зн.	Зн.	—	—	—	2,0					
				0-2a	1,8	Крупнозернистый песок с гравием	36,7	0,9	0,4	21,5	—	0,3	8,7	—	23,3	—	0,8	—	—	0,6	0,2	0,3	0,9	—	Зн.	—	5,4					
				11	4,3	Алевритисто-песчаные отложения с галькой	88,6	Зн.	0,3	4,2	0,1	—	2,9	—	2,5	Зн.	—	Зн.	—	0,1	0,1	Зн.	0,2	1,0	—	—	—					
				Ойуур-Юряга, левый склон долины ручья Окаменелостей	C ₂₊₃ +P ₁	20	0-26	4—5	Алевритовые пески	14,0	—	Зн.	14,8	33,3	16,9	—	0,2	Зн.	—	—	0,6	0,1	—	0,4	2,6	—	—	—	17,1			
								5,8	Гравийно-галечный материал с песком	3,4	1,1	0,1	5,8	—	0,1	31,1	—	34,7	—	Зн.	—	Зн.	—	Зн.	0,2	Зн.	0,1	—	—	—	23,4	
								C-78	7,9	Крупнозернистый песок	16,2	—	0,2	24,7	16,3	7,4	3,0	14,7	—	—	—	—	—	1,0	Зн.	»	—	6,7	—	—	9,8	
C-75	8,0—8,2	То же	24,1					Зн.	—	—	11,0	17,7	13,8	5,8	16,2	—	—	—	0,2	1,3	1,8	»	0,4	1,1	—	—	6,6					
Левый склон ручья Конек, в 2 км выше устья	C ₂₊₃ +P ₁	15	19	12,0	Песок	33,8	—	—	14,4	11,9	6,2	3,2	1,7	—	—	—	—	1,1	0,1	»	Зн.	4,5	—	—	23,1							
				80	14,5	Крупнозернистый песчаник	35,4	—	Зн.	9,2	21,4	4,1	0,6	9,2	Зн.	—	—	—	0,7	0,8	»	»	13,6	—	—	5,0						
				Участок Окаменелости-3, левый склон долины ручья Окаменелостей, в 3 км от устья	C ₂₊₃ +P ₁	17	16	7,0	Серые алевроиты	4,0	0,5	—	1,7	9,9	1,5	20,0	Зн.	26,7	—	—	0,3	2,5	1,4	0,2	Зн.	0,2	—	Зн.	31,1			
								1,8—3,5	Пески с галькой	22,9	0,7	Зн.	4,9	7,3	9,9	34,5	—	Зн.	—	—	—	0,5	1,3	0,5	0,2	»	0,5	—	—	6,8		
								6,3—6,4	Серые пески	92,0	—	0,4	5,9	0,1	0,2	Зн.	—	0,2	—	—	—	0,5	1,3	0,5	0,2	»	0,5	—	—	6,8		
								18	6,3—6,4	Серые пески	92,0	—	0,4	5,9	0,1	0,2	Зн.	—	0,2	—	—	0,5	1,3	0,5	0,2	»	0,5	—	—	6,8		
				Левый склон долины ручья Сохолоох-Мархинский, напротив устья ручья Мелкоильменитового	C ₃₊₃ +P ₁	36	4	7,3—8,4	Алевритистые пески с галькой	33,8	5,6	Зн.	3,2	—	Зн.	57,0	—	Зн.	Зн.	—	—	Зн.	»	Зн.	Зн.	—	—	—	0,4			
								14,3	Песчаные линзы в алевроитах	59,2	—	3,0	15,8	4,9	9,6	Зн.	—	0,3	—	—	—	1,2	»	0,4	2,5	1,5	0,4	—	—	1,2		
								82a	28,0	Пески	20,2	—	—	1,7	13,3	8,5	0,8	0,3	1,1	—	—	0,3	0,7	—	Зн.	Зн.	0,6	—	—	52,5		
								86	35,0	Песчаник	21,4	—	—	3,2	10,3	31,2	—	—	—	—	—	0,5	Зн.	3,0	»	2,0	—	—	28,4			
30	7,5	Сильно ожелезненные продукты коры выветривания	1,1					—	—	2,9	—	—	0,5	—	55,7	24,3	—	—	Зн.	—	—	5,6	—	—	9,9							
30б	8,0	То же	24,1					2,2	1,1	20,6	0,3	0,3	—	—	3,2	47,0	—	—	0,4	0,2	0,1	0,3	Зн.	—	—	0,2						
30г	8,4	» »	1,0					0,3	Зн.	0,7	—	Зн.	8,3	—	79,4	0,6	—	—	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	2,0	—	—	7,2						
30д	9,2	» »	34,9					—	4,5	7,9	—	0,1	3,3	—	24,7	19,3	—	—	0,1	0,1	0,5	0,2	2,0	—	—	2,4						
3	Нижняя часть разреза	15,8	Зн.					1,7	8,0	45,4	5,4	0,6	Зн.	—	1,0	—	—	0,3	0,9	0,7	0,4	0,3	0,8	—	—	18,7						
Верхний, левый склон ручья Сохолоох-Мархинский	C ₂₊₃	5a	5-б					5-в	7,3—8,4	Песок с галькой	16,7	4,4	1,4	17,9	41,9	1,7	2,7	—	Зн.	—	—	Зн.	0,4	0,3	6,9	1,5	1,9	—	—	2,3		
				» »	То же	55,7	0,3		2,7	2,6	24,7	Зн.	0,8	—	0,1	—	—	6,1	0,3	0,1	6,1	0,3	—	—	—	0,2						
				» »	Песок	39,5	—		4,9	9,1	11,4	17,9	Зн.	Зн.	Зн.	—	—	Зн.	Зн.	0,3	0,5	Зн.	3,0	—	—	13,4						
				» »	»	18,5	0,9		—	9,6	41,0	9,0	0,2	—	—	—	—	»	1,7	Зн.	6,7	2,5	7,2	—	—	2,7						
				» »	Гравийно-галечные пески	35,8	4,9		0,2	3,1	0,1	—	19,9	—	20,4	0,5	—	»	—	0,2	0,5	—	0,1	—	—	14,3						
				» »	Алевритистые пески с галькой	66,0	—		0,6	1,0	1,2	2,3	0,4	—	26,8	0,4	—	»	Зн.	0,3	0,3	Зн.	0,7	—	—	—	—					
				» »	Алевритистый песок	58,6	—		7,6	6,0	7,6	Зн.	4,2	6,7	6,0	Зн.	—	»	0,3	1,8	1,0	0,2	—	—	—	—	—					
				Верхний, левый склон ручья Сохолоох-Мархинский	C ₂₊₃	5a	5-б		5-в	» »	Песок с галькой	45,8	3,2	0,8	8,0	0,1	0,3	13,2	—	24,4	—	—	0,5	0,8	0,8	0,8	—	—	—	0,3		
										» »	Алевритистый песок	4,9	0,3	—	2,3	0,5	0,3	5,3	Зн.	15,6	—	64,6	—	—	Зн.	3,4	0,8	0,3	—	—	—	1,7
										» »	То же	68,3	8,6	0,1	8,8	—	0,1	9,8	—	3,5	—	—	—	—	—	—	0,3	0,1	—	—	—	0,7

Показатель преломления — в пределах 1,760—1,780.

Гроссуляр встречается в долях процента в виде неправильных зерен или обломков кристаллов в основном ромбододекаэдрического облика, а иногда с более сложными формами кубической сингонии. Преобладают зерна размером 0,5—0,6 мм; цвет их зеленовато-серый, желтовато-зеленый, зеленовато-бурый, блеск стеклянный; зерна трещиноватые, мутные, иногда полупрозрачные. Показатель преломления более 1,783.

Глинистые и углисто-глинистые сланцы наряду с песками и песчаниками широко распространены среди верхнепалеозойских отложений, занимая от 30—40 до 70—80% объема пород. Эти породы тяготеют главным образом к верхним частям верхнепалеозойских отложений, достигая наибольших мощностей в верхней перми. Так, в районе трубки Сытыканская их мощность достигает 12—15 м.

Глинистые сланцы имеют зеленовато- и буровато-серый цвет, а углисто-глинистые сланцы — серый, темно-серый и черный цвета. Эти породы обычно обладают тонкой, хорошо выраженной (1—3 мм) слоистостью. Иногда структура пород пятнистая вследствие неравномерного распределения алевритового материала.

Туфогенные образования приурочены главным образом к верхним горизонтам верхней перми и только в редких случаях — к отложениям нижней перми. По структуре выделяются литокристаллокластические, кристаллокластические и пепловые туфы, а также туфопесчаники в виде прослоев мощностью 0,2—1,0 м.

Туфопесчаники представляют собой мелко- и среднезернистые породы бурого, светло-бурого, светло-серого и желто-серого цвета.

Структура кристаллокластическая, обломочная. Породы состоят из обломков (70%) и связующей массы (30%). Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами, микрокварцитами, мелкочешуйчатым хлоритом, биотитом, осколками вулканического стекла.

Цемент туфопесчаников туфовый или состоит из кварцевого алевролитового материала с примесью осколков вулканического стекла, превращенного в халцедон, полевых шпатов и хлоритовых минералов.

Алевролиты, аргиллиты и глинистые алевролиты также широко распространены. Они слагают довольно мощные (10—20 м) толщи, быстро выклинивающиеся по простиранию. Главными составными компонентами этих пород являются терригенно-обломочный материал и глинистая цементирующая масса. Содержание обломочного материала изменяется в широких пределах — от 20 до 50%. Он представлен остроугольными, изредка окатанными зернами кварца (до 45%), полевого шпата, плагиоклаза и микроклина (2—8%) и обломками микрокварцита. Нередко наблюдаются единичные зерна эпидота, сфена, циркона и моноклинного пироксена. Форма зерен обычно округлая или близкая к ней. В некоторых образцах алевролита наблюдается повышенное количество мелких листочков мусковита (до 3%). Цементом терригенно-обломочного материала служит серицит-глинистая масса с примесью мельчайших чешуек гидрослюды, хлорита и мусковита.

Алмазонасность верхнепалеозойских пород. Предположение о возможной роли базальных конгломератов верхнего палеозоя как промежуточных коллекторов и древних россыпей алмазов на изучаемой территории было высказано еще в 1953 г. после находки в этих отложениях в верховьях р. Алакит кристаллов алмаза (В. А. Милашев и М. А. Крутойрский). Впоследствии М. М. Одинцовой и А. Н. Толстых возраст этих отложений был установлен как средне-верхнекарбоновый — пермский. В последующие годы алмазы и его парагенетические спутники были обнаружены и на других участках. Так, сотрудниками Амакинской экспедиции ЯГУ А. Д. Харькиным, А. Н. Корзиловым и другими было обнаружено по два кристалла алмаза (в участках Верхний и

Ойуур-Юряга) из грубообломочных образований пермо-карбонового возраста. В 1956 г. этой же партией было обнаружено еще два кристалла алмаза при опробовании базальных железистых конгломератов уже средне-верхнекарбонового возраста. Причем при опробовании прослоев конгломератов и песчаников, залегающих в средней и верхней частях разреза терригенных пород карбона, в пробе объемом около 45 м³ алмазов не обнаружено.

Кроме того, в базальных конгломератах нижней перми летом 1961 г. алмазы были найдены на левом склоне долины нижнего течения ручья Окаменелости.

Таким образом, геологопоисковыми работами в течение 1955—1963 гг. установлено отсутствие промышленных россыпей алмазов верхнепалеозойского возраста. По мнению А. Д. Харькина, Е. Д. Черного и других, отсутствие алмазов в этих отложениях объясняется длительным континентальным режимом, в результате которого выносимые из кимберлитовых трубок алмазы рассеивались на обширной территории.

Однако в связи с этим возникает закономерный вопрос, куда могли сноситься алмазы из таких кимберлитовых трубок, как, например, Ай-хал и Сытыканская, допермский срез которых большинством исследователей оценивается в 300—350 м. Кроме того, по-видимому, в этом районе есть еще богатые трубки, захороненные под верхнепалеозойскими отложениями и траппами, которые также могли быть источниками алмазов в допермское время. На наш взгляд, объяснение этому следует искать в крайне недостаточной геологической изученности верхнепалеозойских отложений, развитых в северо-восточной окраине Тунгусской синеклизы, а также в отсутствии палеогеографических исследований этой территории. В связи с этим считаем необходимым подробнее охарактеризовать парагенетические спутники алмаза, встречаемые в верхнепалеозойских отложениях. В рассмотренных нами шлихах и пробах из верхнепалеозойских пород спутники алмаза встречаются только в единичных зернах. Поэтому описание данных минералов приводим по материалам В. Т. Изарова и А. Д. Харькина, которые изучали большое количество шлихов и концентратов со спутниками алмаза из разных участков исследуемого района.

Прежде всего следует отметить наличие следующих двух характерных литолого-фациальных обстановок, в которых встречаются спутники алмаза:

- 1) верхней части глинистых образований коры выветривания на карбонатных породах ландоверского яруса;
- 2) галечно-конгломератовидных образований, залегающих в основании пород карбоно-пермского возраста.

В коре выветривания спутники алмаза находятся в единичных зернах. В галечно-конгломератовидных образованиях верхнепалеозойских пород Алакитского района содержание пикроильменита, пироба и других парагенетических спутников алмаза довольно значительно (табл. 57).

Как видно из таблицы, в терригенных породах пикроильменита содержится примерно в 5—6 раз больше, чем пироба. Однако в кимберлитах близлежащих кимберлитовых трубок Восток и Магистральная наблюдается обратная картина — содержание пироба примерно в 1,5 раза больше, чем пикроильменита. Это указывает на специфику поведения указанных минералов при транспортировке и условиях осадконакопления в период формирования терригенных пород верхнего палеозоя.

Ниже описываются отдельные минералы-спутники алмаза.

Пироп отмечается почти во всех шлихах, отмытых из грубокластических пород; его содержание иногда составляет 2,1—3,3% от веса тяжелой фракции (участок Черный, район трубки Сытыканская). Обычно

Содержание пиропы и пикроильменита (в %) в тяжелой фракции рыхлых карбонатных отложений Алакит-Верхне-Мархинского района (по А. Д. Харькиву и др.)

Участок и место взятия проб	Пикроильменит	Пироп	Хромдиопсид	Оливин	Слюда (флогопит)	Серпентин
Левый склон долины ручья Черного, шт. 8	9,92	2,11	Р. зн.	—	—	Р. зн.
Там же, шт. 16	1,1	0,5	» »	Р. зн.	—	—
Там же, шт. 17	1,45	0,31	» »	—	—	—
Район трубки Сытыканская, канава 1	96,7	3,3	—	—	—	—
Верховья ручья Сохолоох-Алакитского, шт. 1	Зн.	1,5	Р. зн.	—	—	—
Район трубки Мархинская, шт. 30	33,3	Р. зн.	» »	—	—	—
Верховья ручья Весеннего, участок Огненный	96,6	0,3	—	—	—	—
Верховья ручья Окаменелости	45,42	1,56	—	—	Р. зн.	—
Правобережье ручья Шумного, верхнее течение	85,5	0,5	—	—	» »	Р. зн.
Левобережье ручья Шумного, верхнее течение	Р. зн.	0,3	—	—	» »	—
Там же, среднее течение	43,3	0,2	—	—	—	—
Среднее по 11 анализам	37,5	9,96	Р. зн.	Р. зн.	Р. зн.	—

пироп наблюдается в виде неправильных остроугольных обломков или слабо окатанных зерен. При поисках как закрытых, так и открытых кимберлитовых трубок важное значение имеет наблюдение над формой зерен пиропы (окатанность, наличие реакционной оболочки), на основании которого можно судить о близости или отдаленности кимберлитовых трубок.

Наиболее хорошо сохранились зерна пиропы из участка Огненного.

На этом участке около 15—20% зерен пиропы на поверхности имеют хорошо выраженные небольшие изолированные бугорки, ограниченные извилистыми каналобразными впадинками. Нередко последние выполнены белым и светло-серым серпофитоподобным минералом. Из других участков пиропы с аналогичной поверхностью более редки.

Зерна пиропы равны от 0,2 до 2,7—3,0 мм. Преобладают зерна размером 0,3—0,7 мм. Эти данные показывают, что зерна пиропы из грубокластических верхнепалеозойских пород значительно меньше по величине, чем зерна пикроильменита, что наблюдается и в самих кимберлитах.

Пиропы имеют разные цвета и их оттенки. Но для большинства участков главными разновидностями являются оранжево-красные и фиолетово-красные (табл. 58). Пиропы, окрашенные в различные тона малинового и фиолетового цвета, часто обладают дихроичным эффектом. Причем у совершенно однотипных по цвету зерен наблюдается дихроичный эффект различной интенсивности.

Для установления состава пиропов из терригенно-обломочных отложений верхнего палеозоя проводились замеры их показателя преломления (табл. 59). Наиболее часто встречаются пиропы с показателем преломления порядка 1,744 и 1,754, которые имеют оранжево-красные и фиолетово-красные цвета. Дихроичные разности пиропов имеют показатель преломления более высокого порядка ($N_g=1,768$).

Пикроильменит — широко распространенный спутник алмаза; его содержание в верхнепалеозойских отложениях Алакитского района иногда достигает 96,7% тяжелой фракции (участок Черный).

Соотношение цветовых разновидностей пиропы из гравийно-галечных отложений верхнего палеозоя Айхальского алмазоносного района (в % от общего количества пиропы) (по А. Д. Харькову и др.)

Цвет пиропы	Участок Окамене- лости	Участок Шумный II	Участок Шумный I	Трубка Восток	Участок Огненный	Участок Шумный, скв. 130	Участок Верховье Шумный, шурф 72
Густо-оранжево-красный	16	11	7	5	3	—	10
Оранжево-красный . . .	60	69	59	64	45	66	41
Светло-оранжево-крас- ный	12	13	18	12	7	—	2
Бледно-фиолетово-крас- ный	6	7	—	4	2,5	8	13
Фиолетово-красный . . .	6	—	14	14	42	26	31
Густо-фиолетово-крас- ный (дихроичный) . . .	—	—	—	—	0,5	—	3

Этот минерал часто наблюдается в виде угловатых и остроугольных обломков, более редко — в виде округлых и округло-овальных зерен. Окатанность зерен различная.

Часто характерна реакционная оболочка, сложенная перовскитом, лейкоксом и, в редких случаях, рутилом. На некоторых зернах отмечаются корочки гидроокислов железа. Цвет пикроильменита черный, блеск металлический или полуметаллический. Размеры его зерен — от 0,25 до 3—4 мм; наиболее распространенная величина зерен 0,5—1,5 мм. Пикроильменит из участка Окаменелости имеет удельный вес 4,695.

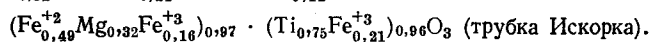
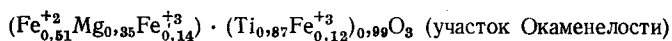
Таблица 59

Показатели преломления разноокрашенных пиропов из верхне-палеозойских отложений Айхальского алмазоносного района

Цветовая разновидность	Участок Черный	Участок Огненный	Район трубки Сытыканская
Светло-оранжевая	1,750	1,754	1,736
Оранжево-красная	1,752	1,756	1,748
Светло-красная	1,750	—	—
Светло-малиновая	1,756	—	—
Густо-малиновая	1,766	—	—
Малиновая	1,758	1,768	—
Красновато-малиновая	—	—	1,744
Фиолетовая	—	1,775	1,760
Красная	—	1,745	1,757

Химический состав пикроильменита из коры выветривания ландо-верских известняков участка Окаменелости и пикроильменита из трубки Искорка приведены в табл. 60.

Кристаллохимические формулы пикроильменита:



Из других спутников алмаза в составе древних ореолов рассеяния встречаются хромпикотит и флогопит, но их находки очень редки.

Флогопит встречается в виде пластинчатых зерен размером не больше 2—3 мм.

Таблица 60

**Химический состав пикроильменита из коры выветривания
ландоверских известняков участка Окаменелости
и из трубки Искорка**

Окислы	Участок Окаменелости	Трубка Искорка
SiO ₂	0,47	—
TiO ₂	49,24	47,64
Al ₂ O ₃	0,02	—
V ₂ O ₅	0,006	0,33
Cr ₂ O ₃	0,06	0,21
Fe ₂ O ₃	14,21	14,58
FeO	25,86	26,93
MnO	0,01	0,27
NiO	0,008	Не окр.
CoO	0,006	Не окр.
MgO	9,86	9,48
CaO	0,02	—
H ₂ O ⁺¹⁰⁵	0,18	0,21
С у м м а	99,95	99,65

Аналитики Ю. В. Шевченко и И. Б. Туркевич (ИГПИ, г. Львов)

Хромпикотит наблюдается в виде правильных, обычно октаэдрических кристаллов размером 0,5—1,5 мм. Обладает характерным металлическим блеском.

Древние элювиальные россыпи развиты в пределах контуров алмазоносных кимберлитовых трубок и представляют собой древнюю кору выветривания кимберлитов. Их отложения имеют зеленовато-желтый, грязно-желтый или ржаво-бурый цвет и сложены сверху кимберлитовой глиной и дресвой, которые ниже сменяются разрушенными трещиноватыми кимберлитами, переходящими в плотные кимберлиты.

Мощность россыпей неодинакова на разных трубках — от 2,7 (для трубки Айхал) до 4—6 м (для трубки Сытыканская). В приконтактных зонах трубок мощность дезинтегрированных кимберлитов достигает 10—15 м и более.

Алмазоносность элювия зависит от алмазоносности коренных источников. В некоторых случаях такие россыпи представляют промышленный интерес; их возраст в Айхальском районе считается допермским, поскольку часть из них перекрыта пермскими отложениями и траппами.

На кору выветривания кимберлитовых тел, выходящих на дневную поверхность, в какой-то мере наложено и современное выветривание; однако четко отделить границу древнего и четвертичного выветривания невозможно. Кроме того, многие кимберлитовые тела сверху перекрыты делювием вмещающих карбонатных пород, а элювий кимберлитов несколько смещается по склонам. В таких случаях они представляют собой элювиально-делювиальную россыпь. Содержание алмазов в последних обычно невысокое вследствие разубоживания вмещающими породами.

Четвертичные алмазоносные отложения

Россыпи алмазов этого возраста в Айхальском районе распространены незначительно и представлены элювиальными, элювиально-делювиальными, делювиальными и аллювиальными генетическими типами.

Элювиальные россыпи распространены ограниченно и развиги в пределах контуров кимберлитовых трубок.

Элювиально-делювиальные и делювиальные россыпи установлены только близ кимберлитовой трубки Айхал и не имеют большого практического значения.

Аллювиальные россыпи также не имеют промышленного значения, являясь лишь долинными и русловыми. Они приурочены к долинам ручьев Мелкоильменитового, Сохсолоох-Мархинского и, частично, к долине верхнего течения р. Мархи. К долинному типу относятся россыпи аккумулятивных террас (пойменной и первой), где алмазоносный пласт независимо от количества террас залегает на общем для этой части долины сравнительно ровном днище. Русловые россыпи в этом случае представляют лишь вскрытую часть долинной россыпи.

Аллювий первой надпойменной террасы, развитой в долинах верхнего течения р. Мархи и ручья Сохсолоох-Мархинского, имеет мощность от 5,1 до 6,4 м (в среднем 5,5 м). Верхняя часть разреза аллювия, соответствующая пойменной фации, состоит из льдистых щебенчатых суглинков (3,0—3,2 м). Нижняя часть аллювия, залегающая на коренном цоколе (русловая фация), представлена валунно-галечными образованиями (2,3—2,5 м). В составе крупнообломочного материала встречаются гальки траппов и известняков, изредка — округлые обломки кварцитов и кремней. В минеральном составе тяжелой фракции шлихов преобладают пироксены (40—60%), оливин (10—20%), ильменит и магнетит (до 20—30%), что свидетельствует об интенсивном размыве траппов, широко распространенных в бассейне этих рек.

Пойменные отложения также имеют двучленное строение. Нижние слои (алмазоносные отложения), залегающие на плотике, представлены песчано-глинисто-гравийно-галечным материалом. Мощность их обычно не превышает 1,5—2,5 м. Верхние слои, перекрывающие галечники, состоят из сильно гумусированных суглинков мощностью до 0,5—1,0 м. В гранулометрическом составе отложений русловой фации преобладают гравий и песок (табл. 61).

Таблица 61

Средний гранулометрический состав продуктивных отложений поймы ручья Сохсолоох-Мархинского

Класс крупности, мм	+100—50	—50+25	—25+16	—16+8	—8+4	—4+2	—2+1	—1
Содержание, % . . .	10	10	5	10	15	20	5	25

В гальке резко преобладают траппы, составляющие 90—95% всего галечного материала. Количество карбонатов, кремня, кварца и халцедона незначительно (5—10). Русловые отложения слагают мелкие косы и отмели; в настоящее время они находятся в стадии формирования.

Далдынский алмазоносный район

Район включает бассейн р. Далдын, левого притока р. Мархи. На этой площади известны многочисленные кимберлитовые трубки: Удачная, Ленинградская, Сибирская, Молодежная, Геофизическая, Дайковая и др. В этом районе в 1954 г. была открыта первая в Советском Союзе кимберлитовая трубка Зарница. Все кимберлитовые тела залегают в поле сплошного развития карбонатных пород ордовика. Отложений моложе нижнепалеозойских, кроме четвертичных, не уста-

новлено, поэтому алмазонасные россыпи приурочены лишь к четвертичным образованиям (в нижнепалеозойских осадочных породах алмазы не обнаружены).

Четвертичные россыпи в пределах Далдынского района приурочены только к долине р. Далдын и его правого притока — ручью Пироповому; они представлены элювиальными, делювиальными и аллювиальными генетическими типами.

Элювиальные россыпи развиты в пределах контуров кимберлитовых трубок и представлены продуктами современного выветривания кимберлитов, наложенными на древнюю кору выветривания. Граница между древним и современным выветриванием не установлена. Из россыпей этих типов промышленный интерес представляет элювий кимберлитов трубки Удачная.

Делювиальные россыпи развиты на склонах р. Далдын и ручья Пиропового, располагаются между ручьями Пироповым и Безыманным и перекрывают аллювиальную россыпь второй надпойменной террасы (высота 22—38 м). Отложения ее представлены сильнольдистыми суглинками и грубообломочным материалом серого или желтовато-серого цвета. Содержание крупных обломков 10—15%, а песков и глин — более 80% (табл. 62).

Таблица 62

Средний гранулометрический состав делювиальных отложений склона р. Далдын
(по В. Н. Щукину и др.)

Класс крупности, мм . . .	+100	—100+50	—50+25	—25+8	—8+2	—2+0,5	—0,5
Содержание, %	3,3	4,2	3,7	6,0	4,4	2,4	76,0

Обломочный материал делювия представлен местными карбонатными породами нижнего ордовика и лишь у бровки террасы в незначительных количествах содержится галька траппов и кварцитов. В шлихах

Таблица 63

Средний гранулометрический состав делювия
на склонах ручья Пиропового
(по В. Н. Щукину и др.)

Класс крупности, мм . .	+16	—16+0,5	—0,5
Содержание, %	17,3	38,0	44,7

встречаются редкие знаки пиропы и пикроильменита. Алмазонасность россыпи связана с выносом разрушенного материала из кимберлитовой трубки Удачная и закономерно уменьшается по мере удаления от нее. Средняя мощность россыпи составляет 3—5 м.

Делювиальная россыпь на склонах ручья Пиропового примыкает с обоих бортов к его тальвегу (в верхнем течении). Отложения представлены желтоватыми суглинками, глинами, неокатанными и плохо окатанными валунными галечниками, состоящими из известняков, доломитов и траппов.

Для делювиальных отложений ручья Пиропового характерна высокая их глинистость (табл. 63) и отсутствие сортировки материала.

Алмазонасность россыпи также связана с кимберлитовой трубкой Удачная. Мощность россыпи различная и в среднем составляет 1,5—2 м.

Аллювиальные россыпи развиты в долине р. Далдын и ручья Пиропового и являются террасовыми, долинными и русловыми морфологическими типами.

Террасовые россыпи приурочены ко второй и третьей террасам р. Далдын, цоколь которых находится выше современного уреза воды.

Третья надпойменная терраса р. Далдын встречена к северо-востоку от кимберлитовой трубки Удачная; она прослежена на расстоянии 600 м; высота ее 50—56 м. По данным В. Н. Шукина и других, терраса имеет следующее строение (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Почвенный слой	0,4
2. Буровато-коричневый суглинок с обломочным карбонатным материалом (делювий), сменяющийся в нижней части супесью	2,1
3. Галечно-гравийный материал с прослоями суглинка светло-бурого цвета. Галька хорошо окатана и представлена преимущественно (до 70%) — бсадочными породами нижнего ордовика, а также долеритами, кварцем, кремнем и порфиритами (до 30%)	3,2
4. Плотик — элювий карбонатных пород ордовика	0,1

Ширина галечникового горизонта 600 м. Здесь найдены лишь единичные кристаллы алмазов.

Вторая надпойменная терраса р. Далдын сохранилась в виде реликтов; ее высота 22—38 м, а цоколя 21—25 м. В районе трубки Удачная терраса прослеживается на расстоянии 1,5 км при ширине до 450 м. Мощность галечникового горизонта 2—6 м. Здесь терраса плохо сохранилась, сильно размыта и погребена под более молодым делювием. Бровка и тыловой шов в современном рельефе не выделяются. Терраса приключается непосредственно к коренному склону долины. Мощность галечников — от 0,5 до 10 м (увеличивается от бровки к тыловому шву), в среднем 3,3 м. Галечники залегают на элювии коренных пород, сложенных известняками, доломитами и аргиллитами, и перекрыты суглинками и илами небольшой мощности. Поверхность плотика неровная, волнистая. Валунный материал в россыпи встречается редко; на долю щебня, гальки и гравия приходится около 40% объема продуктивного горизонта (табл. 64).

Таблица 64

Средний гранулометрический состав россыпей II террасы р. Далдын
(по В. Н. Шукину и др.)

Класс крупности, мм	+100	—100+50	—50+25	—25+8	—8+2	—2+0,5	—0,5
Содержание, %	4,1	10,1	6,1	19,8	13,9	6,4	39,7

Среди крупнообломочного материала преобладает слабо окатанная галька карбонатных пород; в гравийной фракции много траппов. В подчиненном количестве присутствуют кварциты и кремни, обычно имеющие хорошую окатанность.

Минеральный состав шлихов характеризуется преобладанием ильменита, магнетита, алмадина, пироксена, количество которых составляет 88% тяжелой фракции. Часто отмечаются пикроильменит, пироп и оливин, причем содержание их уменьшается по мере удаления от коренного источника. Кроме этих минералов, в шлихах в незначительном количестве содержатся пирит, рутил, хромит, циркон и турмалин.

Россыпи второй террасы р. Далдын около трубки Удачная имеют промышленное значение.

Долинные россыпи приурочены к долинам ручья Пиропового и р. Далдын. Протяженность ручья Пиропового 7,3 км, средний уклон 0,012. В среднем течении ручей размывает кимберлитовую трубку Удачная, за счет чего происходит формирование алмазоносной россыпи. В нижнем течении ручей размывает первую надпойменную террасу и пойму р. Далдын.

Россыпь ручья залегает в его тальвеге. Верхняя часть ее сложена иловыми суглинками с прослойками льда с редкой щебенкой и гальками известняков, нижняя часть — несортированными валунными галечниками с суглинками (табл. 65).

Таблица 65

Средний гранулометрический состав аллювия ручья Пиропового (по В. Н. Щукину и др.)

Класс крупности, мм	+100	—100+50	—50+25	—25+8	—8+2	—2+0,5	—0,5
Содержание, %	3,0	8,5	15,1	25,1	21,9	13,1	13,3

Крупнообломочный материал представлен известняками, доломитами и, в меньшей мере, траппами.

В составе шлихов аллювия ручья Пиропового преобладают пикроильменит (до 40%), магнетит (в среднем 27%), ильменит (до 20—25%), пироксены (до 40%), альмандин (до 20%), пироп (до 2,8%), оливин (до 1,2%). В единичных знаках или в долях процента встречаются пирит, лимонит, хромит, циркон и турмалин.

Плотиком россыпи служат глинистые продукты выветривания аргиллитов с обломками известняков.

Мощность россыпи от 2 до 7,5 м, она увеличивается в приустьевой части ручья. Эта россыпь также представляет практический интерес.

Долинная россыпь р. Далдын включает россыпи первой аккумулятивной террасы и поймы, имеющие общее днище, расположенное ниже современного уровня воды. Первая терраса с поймой высотой 3—7 м в долине реки прослеживается на протяжении 5 км при ширине 1,5 км. Терраса и пойма обычно перекрыты делювиальными отложениями мощностью от 3 до 10 м.

Мощность аллювия первой террасы достигает 10 м, а поймы — 5 м. Состав и строение аллювия первой террасы и поймы аналогичные. Верхняя часть разреза аллювия сложена иловатыми суглинками, глинами и супесями с примесью мелкогалечного и песчано-гравийного материала. Нижняя часть состоит из галечников с незначительной примесью песчанистой глины. В приплотиковой части обычно размер галек увеличивается, иногда появляются валуны и уменьшается количество песчано-гравийного материала. Галька представлена карбонатными породами ордовика (до 70—80%), долеритами (от 5 до 10—15%) и в незначительном количестве кварцитами, кремнями и порфиритами.

Из шлиховых минералов встречаются магнетит (до 40%), ильменит (до 25%), пироксены (до 10—40%), альмандин (5—10%), пироп (1—2%) и в знаках — хромит, циркон, оливин, турмалин и пирит.

Плотик россыпи представлен элювием коренных пород нижнего ордовика.

Русловые россыпи залегают в современных руслах ручья Пиропового и р. Далдын и являются вскрытой частью долинных россыпей; они отличаются лишь отсутствием торфов и лучше перемытым материалом. В настоящее время россыпи практического интереса не представляют.

Алмазы месторождений Далдыно-Алаkitской алмазоносной области, как и из других месторождений Якутской алмазоносной провинции, с точки зрения кристаллографии в свое время изучались М. А. Гневушевым, З. В. Бартошинским, В. И. Шеманиным, Е. И. Шеманиной и др. Но в связи с отсутствием достаточного фактического материала алмазы из аллювиальных россыпей Далдыно-Алаkitской алмазоносной области не были кристаллографически исследованы. В какой-то мере изучались лишь кристаллы алмазов из аллювиальных россыпей. Ниже они описаны в основном по работам З. В. Бартошинского.

По форме кристаллов в месторождениях Далдыно-Алакитской области преобладают ромбододекаэдры, составляющие в среднем 62,2% всех кристаллов. Октаэдрические кристаллы содержатся в количестве 22,8%, а кристаллы переходной формы — 15%. Но при таких средних значениях обращают на себя внимание широкие интервалы колебания соответствующих значений форм кристаллов для различных трубок. Так, по данным З. В. Бартошинского (1961), содержание октаэдрических кристаллов в отдельных месторождениях изменяется в пределах от 3,8 (трубка Начальная) до 56,5% (трубка Дружба), кристаллов переходной формы — от 2 (трубка Дружба) до 23,8% (трубка Магистральная), ромбододекаэдров — от 41,2 (трубка Удачная) до 87,9% (трубка Смежная). Возможно, это объясняется недостаточным количеством изученных кристаллов из этих трубок (кроме Удачной).

Как отмечает З. В. Бартошинский (1961), по количественному соотношению главных габитусов кристаллов алмазы из месторождений этой области в общем довольно близки алмазам из Тюнгского и Мунского районов, хотя по особенностям строения граней существенно отличаются от последних. В рассматриваемой области основную массу составляют кристаллы с занозистой штриховкой, содержание которых изменяется от 19 (трубка Смежная) до 60% (трубка Удачная); округлые кристаллы, присутствующие в количествах от 1,0 (трубка Сытыканская) до 53,3% (трубка Смежная), и алмазы с полицентрически растущими гранями, которые местами или вовсе отсутствуют (трубки Ленинградская, Украинская, Молодежная), или составляют до 36,8% всех камней месторождения (трубка Дружба). Среднее содержание этих трех морфологических типов в целом по району составляет около 74% всех алмазов.

История формирования рыхлых отложений и образование алмазосных россыпей

Благоприятные условия для денудационно-аккумулятивной деятельности в районе создались в нижне-среднекаменноугольное время. По-видимому, после формирования кимберлитовых тел наступил континентальный период с заметно теплым, но аридным климатом, способствовавшим развитию региональной химической коры выветривания. Свидетельством такого климата, в частности, является широкое распространение по гидрослодам монтмориллонитов различных типов.

Интенсивное химическое выветривание в конце нижнего и начале среднего карбона обусловило превращение разных по составу и возрасту пород в глинистые, дресвянистые и другие дезинтегрированные продукты коры выветривания; одновременно происходил процесс и карстования карбонатных пород. О существовании таких пониженных участков свидетельствует наличие впадины глубиной до 30 м на известняках ландоверского яруса в верховьях ручья Черного. Об этом же свидетельствует сильно расчлененный рельеф вокруг трубки Сытыканская, существовавший уже до начала осаждения алмазосодержащих отложений верхнего палеозоя. Так, около трубки Сытыканская абсолютные отметки подошвы терригенной толщи изменяются от 570 до 680 м. Над самой трубкой эти колебания не выходят за пределы 650—680 м.

На первом этапе денудационной деятельности продукты выветривания служили материалом для образования терригенных отложений и, возможно, россыпей алмазов. Наблюдения над литологическим составом грубообломочных отложений верхнего палеозоя показывают, что эти отложения могли формироваться довольно крупными водными потоками, которые энергично заполняли эрозионные ложбины, а также карстовые депрессии. Характерно, что в более верхних обломочных горизонтах не фиксируются парагенетические спутники алмазов (а также

и сам алмаз). Судя по тому, что почти повсюду в основании верхнепалеозойских отложений сохранилась кора выветривания и что общая мощность верхнепалеозойских континентальных отложений не превышает 30—50 м, эрозионные процессы протекали слабо. Наличие пластов бурых углей среди верхнепалеозойских отложений доказывает, что в верхнем палеозое время от времени поднятия прекращались и заполненные водой депрессии и ложбины заболачивались, а это при наличии пышной растительности создавало благоприятные условия для образования углей.

В конце верхнего палеозоя или начале мезозоя происходило внедрение трапповой магмы, сопровождавшееся образованием крупных пластовых залежей, даек и туфогенных образований, которые сплошным чехлом покрывают все ранее образованные породы, в том числе и кимберлиты.

На протяжении мезозойского периода описываемая территория испытывала интенсивные поднятия и являлась преимущественно областью сноса. Об этом свидетельствует отсутствие отложений более молодого возраста, за исключением четвертичных, и сильно расчлененный рельеф. Отсутствие высоких террас, плохая сохранность даже существующих низких террас и крутые склоны речных долин говорят о том, что Далдыно-Алакитская область испытывала поднятие и в четвертичное время. Все это не благоприятствовало образованию крупных четвертичных россыпей.

АНАБАРСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ОБЛАСТЬ

Область расположена в бассейнах рек Анабар, Оленек и верхнего течения Муны; площадь ее превышает 200 тыс. км².

Территория области приурочена к Анабарской антеклизе, где выделяются структуры второго порядка, из которых наиболее крупными являются Анабарское и Оленекское поднятия и разделяющий их Оленекский прогиб, а также Кютюнгинский прогиб, отделяющий Куйокско-Далдынское поднятие от Оленекского.

В геологическом строении Анабарской алмазоносной области принимают участие породы архея, синийского комплекса, нижнего и верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Архейские образования развиты главным образом в бассейне р. Большой Куонапки и частично в пределах Оленекского поднятия.

В бассейне среднего течения р. Большой Куонапки архейские образования представлены различными гнейсами и расчленены на две серии пород: верхнеанабарскую и более молодую хапчанскую. Породы этих серий образуют изоклинальные складки северо-западного простирания. Верхнеанабарская серия сложена преимущественно гиперстеновыми и двугиперстеновыми гнейсами и плагиогнейсами, содержащими в разных количествах амфибол и биотит. Редко встречаются меланократовые гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы, местами бескварцевые, пироксеновые амфиболиты, парагнейсы и некоторые другие породы, образующие небольшие линзы. Хапчанская серия имеет более сложное строение.

По данным М. И. Рабкина, в ее составе принимают участие: 1) мощная свита биотит-гранатовых, гранат-гиперстеновых плагиогнейсов и гнейсов с подчиненными им безгранатовыми гнейсами и горизонтами мраморов, кальцифиров, скаполит-салитовых пород и некоторых других разновидностей; 2) двупироксеновые, салитовые и гиперстеновые плагиогнейсы и гнейсы, иногда с биотитом и амфиболом, включающие местами также пачки мраморов и кальцифиров; 3) амфиболиты и двупироксеновые амфиболиты.

В пределах Оленекского поднятия архейские образования имеют

ограниченное распространение, они выделяются в эежитскую серию пород, представленную метаморфизованными сланцами, песчаниками и гнейсами.

На архейских образованиях с угловым несогласием залегают терригенно-карбонатные толщи синийского комплекса, обнажающиеся на восточном крыле Анабарского поднятия (Куонапский район), в Уджинском, Оленекском и Куойско-Далдынском поднятиях.

В Куонапском районе синийские отложения являются вмещающими для многих кимберлитовых тел. Здесь разрез синия имеет ясно выраженное трехчленное строение. В его основании, на размытой поверхности архейских толщ, залегает мукунская свита, расположенная на западе района в виде полосы шириной до нескольких километров и представленная переслаивающимися гравелитами, песчаниками и, реже, алевролитами. Мощность свиты — от единиц до нескольких десятков метров.

Средняя часть разреза синия представлена доломитами билляхской свиты, которые протягиваются в северо-северо-западном направлении вдоль бассейна р. Большой Куонапки, образуя полосу шириной 20—30 км. Билляхская свита залегает согласно на мукунских осадках и подразделяется на две подсвиты: нижнюю, представленную частым переслаиванием разноокрашенных песчаных и глинистых доломитов с песчаниками и маломощными прослоями сланцев, и верхнюю, карбонатно-песчаную. В основании каждой подсвиты залегают маломощные горизонты терригенных пород. Общая мощность билляхской свиты достигает 200—220 м.

Верхнюю часть разреза синия составляют породы старореченской свиты, ранее выделявшиеся в верхнебилляхскую подсвиту. Они протягиваются в виде неширокой полосы от р. Большой Куонапки по левобережью р. Старой до верховьев р. Ыраас-Салаа и представлены преимущественно тонко- и среднеплитчатыми доломитами светло-серого цвета с массой стилолитов и прослоями розовых и серовато-розовых песчаников. Мощность старореченской свиты, согласно данным М. Н. Васильевой, составляет 110—115 м.

В районе Уджинского поднятия разрез синийского комплекса, по А. А. Красильникову, подразделяется на средне- и верхнесинийские отложения. К среднесинийским относятся улахан-курунжская, унгуотакская и хапчаньская свиты; первая сложена хемогенными и фитогенными доломитами, вторая характеризуется различным переслаиванием филлитовидных, кремнисто-глинистых сланцев с алевролитами, эффузивами и пирокластическими породами. Верхняя свита представлена циклическим переслаиванием водорослевых известняков, доломитов и сланцев. Общая мощность среднесинийских отложений до 1700 м. Верхнесинийские отложения, залегающие со структурным несогласием на нижнесинийских, представлены в нижней части разреза томторской свитой, сложенной гравелитами, песчаниками, алевролитами и глинами. Верхняя часть (туркутская свита) состоит из однородных доломитов. Мощность верхнего синия около 400 м.

В пределах Оленекского и Куойско-Далдынского поднятий синийские отложения развиты широко. По данным И. М. Битермана (1961), в разрезе синия снизу вверх выделяются солоолйская, мастахская, хатыспытская и туркутская свиты.

Отложения солоолйской свиты залегают с резким угловым несогласием на архейских образованиях и представлены чередующимися терригенными и карбонатными породами. В составе свиты выделяются три подсвиты, из которых нижняя относится к нижнесинийским отложениям, а две верхние — к среднему синию. Общая мощность свиты около 800 м.

Мастахская, хатыспытская и туркутская свиты, сложенные доломитами и известняками и разделенные глубоким размывом от солоолийской свиты, соответствуют верхнему синию. Общая мощность их 400 м.

В синийских отложениях известны прослои и горизонты конгломератов.

В Куонапском районе, где синийские отложения являются вмещающими для некоторых кимберлитовых тел, эти конгломераты были опробованы на алмазы, однако результаты оказались отрицательными.

Кембрийские отложения занимают обширные поля во всех районах описываемой области. Они залегают трансгрессивно на докембрийских толщах и представлены в основном различными карбонатными породами. В настоящее время разработана детальная схема стратиграфии кембрийских отложений. Почти везде выделяются не только ярусы и подъярусы всех отделов системы, но и их отдельные горизонты. Повсеместно отложения кембрия являются вмещающими для кимберлитовых тел. Базальные конгломераты, отмечаемые в некоторых местах в основании кембрийских образований, также были опробованы на алмазы, но оказались пустыми. Мощность кембрийских пород в Куонапском районе составляет около 500 м.

Верхнепалеозойские осадки имеют ограниченное распространение и представлены отложениями каменноугольного и пермского возраста, развитыми главным образом в Нижне-Оленекском районе.

Отложения каменноугольного возраста установлены в бассейне р. Кютюнде, правого притока р. Оленек; они соответствуют нижнему отделу системы и залегают на размытой поверхности нижнего, среднего и верхнего кембрия с незначительным угловым несогласием. Рассматриваемые отложения сложены в нижней части разреза красно-бурыми мергелями, зеленовато-голубоватыми глинами с прослоями гипса, а в верхней части — известняками, иногда битуминозными. В основании разреза карбона залегают конгломераты мощностью до 7 м. Общая мощность отложений составляет около 200 м.

Пермские отложения довольно широко развиты в бассейнах рек Куойки и Беенчима и подразделяются на два отдела. Нижний характеризуется чередованием серых, средне- и мелкозернистых песчаников с алевритами и аргиллитами с многочисленными обугленными растительными остатками и тонкими прослоями угля. В основании разреза на размытой поверхности кембрия залегают конгломераты мощностью до 5—6 м. Отложения верхней перми также сложены алевритами, аргиллитами и песчаниками, но в отличие от нижнепермских в составе первых содержатся обломки основных изверженных пород. Общая мощность пермских отложений, по данным К. К. Демюкидова и других исследователей, изменяется от 25 до 340 м. В этом районе в пермских конгломератах обнаружены минералы-спутники алмаза — пироп и хром-диопсид.

В Анабарской области распространены нижнеюрские и верхнемеловые отложения мезозоя. Нижнеюрские породы известны в Нижне-Оленекском районе, а верхнемеловые — в Куонапском.

Отложения нижнего отдела юрской системы (среднего и верхнего лейаса) развиты в бассейнах рек Куойки и Беенчима общей мощностью 208—305 м. Эти отложения в какой-то мере алмазоносны.

Верхнемеловые отложения в пределах Куонапского района (впервые были выделены М. Н. Васильевой и др.) залегают на размытой поверхности нижнепалеозойских и синийских пород и представлены алевритами, мелкозернистыми песками с включениями и линзочками гравия и галек, а также галечниками и плотными слоистыми глинами.

В галечниках преобладают известняки (до 54%) и туфы основных пород (до 16%). Присутствуют также доломиты, кварциты, кварц, кри-

сталлические сланцы, долериты, гранитоиды и эффузивные породы; из тяжелых минералов — алмадин, ильменит, ромбические пироксены, лимонит, магнетит, пирит, дистен, рутил, эпидот, сфен, циркон, турмалин.

Эти отложения имеют ограниченное распространение; в виде небольших по площади разобщенных участков они обнаружены в верховьях р. Старой; мощность их от 6 до 36 м.

Четвертичные отложения распространены довольно широко и являются аллювиальными, элювиальными и элювиально-делювиальными. Они повсюду алмазоносны.

Магматизм. В пределах Анабарской алмазоносной области отмечены магматические породы, связанные с архейским кристаллическим фундаментом платформы (пироксениты, перидотиты, гранитоиды, граносиениты и граниты, анортозиты, плагиоклазовые порфиры, метадиабазы и др.), породы трапповой формации (долериты) и разновозрастные кимберлиты. В последние годы обнаружены трубки взрыва, выполненные карбонатитовыми брекчиями. Рассматриваемые породы описаны в многочисленных работах (Рабкин, 1960; Масайтис, 1962, и др.).

Кимберлиты обнаружены в четырех районах: Куонапском, Нижне-Оленекском, Средне-Оленекском и Верхне-Мунском.

Кимберлиты в Куонапском районе¹ открыты недавно; они располагаются главным образом на площади развития отложений мукунской и билляхской свит синия и лишь на северо-востоке района (бассейн р. Старой) — в поле развития нижнекембрийских отложений.

В настоящее время по геологическому положению можно выделить следующие три группы кимберлитовых тел (см. рис. 30):

1) тела, вскрытые современной гидросетью и располагающиеся в руслах рек Баргыдамаллаах, Тылкача, Небайбыт, Арбайбыт и др.;

2) тела, расположенные на водоразделах и склонах, эродирующие в настоящее время (Виктория I и II, Спортивная, Джо и др.);

3) тела, перекрытые плейстоценовыми илами (Незабудка, Граничная, Вечерняя, Ночная).

Ниже рассматриваются особенности строения верхних горизонтов кимберлитовых тел каждой из выделенных групп.

Для группы кимберлитовых тел, вскрытых современной гидросетью, характерна трубка Тылкача; она обнажается непосредственно в русле р. Большой Куонапки, и ее контуры хорошо фиксируются при наиболее низких уровнях воды. На дневную поверхность выходят темно-серые до черных, довольно плотные кимберлитовые брекчии. Продукты дезинтеграции кимберлитовых пород в виде обломков и галек наблюдаются в аллювии на расстоянии 5—6 км от трубки. Переходного слоя от плотных кимберлитовых пород к продуктам их разрушения не отмечается.

Кимберлитовые тела, относящиеся ко второй группе, обычно располагаются на водоразделах или в приводораздельных частях склонов на участках, где отсутствует широко распространенная в районе исследований толща суглинков. В настоящее время они вместе с вмещающими породами эродируются и поставляют терригенный материал в речную сеть. Для тел этой группы характерно неглубокое залегание монолитных кимберлитовых пород и весьма маломощный делювиальный слой над ними.

Зона химически измененных кимберлитовых пород отсутствует.

Кимберлитовые тела третьей группы не обнажены на дневной поверхности; они покрыты мощной толщей суглинков (от 5 до 12 м). Эрозия кимберлитовых тел прекратилась во время, предшествовавшее образованию водного бассейна, из которого впоследствии отложились

¹ Раздел написан по данным В. В. Ковальского (ЯФ СО АН СССР).

толщи суглинков. До настоящего времени эти тела как бы «законсервированы» под суглинками. И только там, где современная интенсивная эрозионная деятельность, обусловленная поднятием этого участка земной коры, уничтожает суглинки, начинают размываться находящиеся под ними кимберлитовые тела.

Строение верхних горизонтов таких «законсервированных» тел резко отличается от кимберлитовых тел двух предыдущих групп. Прежде всего здесь имеется довольно мощная зона (достигающая десятков метров), сложенная выветрелыми, сильно измененными кимберлитовыми породами. В ней кимберлитовые породы разложены до состояния типичной «желтой земли» (трубки Незабудка, Граничная и др.). С глубиной выветрелость пород уменьшается. Одновременно постепенно изменяется окраска породы — от желтовато-бурой через серую, серовато-зеленую до бурой или темно-зеленой.

Судя по геофизическим данным, размеры кимберлитовых тел небольшие — чаще всего это первые десятки метров в каждом измерении, реже — первые сотни метров.

Из приведенных выше разрезов видно, что на многих кимберлитовых телах Куоналского района развита кора выветривания мощностью 25 м. Особенно отчетливо она сохранилась на трубках, перекрытых четвертичными илесто-глинистыми отложениями. Возраст кимберлитовых тел еще не выяснен. Установлено лишь то, что они прорывают синийские и кембрийские отложения и перекрыты четвертичными образованиями. Однако находка А. А. Лебедевым и О. С. Егоровым в одной из трубок окаменелой древесины позволяет косвенно датировать верхнюю границу образования кимберлитовых тел рассматриваемого района как верхний триас.

Следовательно, кора выветривания на кимберлитовых, а также и на вмещающих породах образовалась в промежутке юра — неоген.

Анализируя историю геологического развития и предполагаемого верхнетриасового возраста кимберлитов, можно сделать вывод об эрозионном срезе трубок от 800 до 1000 м.

Кимберлиты Нижне-Оленекского района выявлены в двух полях: Мерчимденском и Куойкском.

В первом найдено десять кимберлитовых трубок и три жилы. Размеры трубок разнообразны. Самая малая трубка (Крошка) едва достигает 20 м в диаметре; имеются трубки диаметром от 100 до 200 м. Мощность жил изменяется от 0,1 до 2 м. Породы кимберлитовых тел представлены порфиrowыми кимберлитами базальтического типа и их эруптивными брекчиями, реже порфиrowыми кимберлитами лампрофиrowого типа, туфами и брекчиями.

В кимберлитах найдены ксенолиты траппов, синийских и кембрийских пород, кристаллических сланцев. Наиболее молодыми породами, которые прорываются кимберлитами, являются ниже-и среднекембрийские образования. В кимберлитах найдены ксенолиты траппов, которые в какой-то мере позволяют говорить о послетриасовом возрасте кимберлитов.

Глубина эрозионного среза трубок составляет примерно 200—300 м. Эта цифра сугубо ориентировочная и получена по аналогии со Средне-Оленекским районом. Для кимберлитов Мерчимденского района характерны высокие содержания пикроильменита и пиропы.

В найденных кимберлитовых телах пока алмазы не установлены.

В бассейне рек Куойки и Беенчима найдено 11 кимберлитовых трубок и две кимберлитовые жилы. Размеры кимберлитовых трубок различны — от 10×15 до 100×200 м. Мощность кимберлитовых жил незначительна и непостоянна (0,08—1,5 м). По простиранию они прослеживаются от нескольких метров до 100—150 м. Кимберлиты боль-

шинства тел соответствуют базальтическому типу. Лампрофировой эруптивной брекчией сложена лишь трубка Глубокая. Из ксенолитов характерны траппы, известняки и доломиты синия и кембрия, кристаллические сланцы архея, перидотиты и эклогиты. Из минералов-спутников алмаза в значительных количествах встречены оливин, пикроильменит, пироп и хромдиопсид.

Возраст кимберлитов (верхнеюрский — нижнемеловой) установлен на основании следующих данных: трубки Слюдянка и Пятница прорывают пермские отложения (Сибирцев, Прокопчук, 1962), а в трубке Обнаженная В. А. Милашевым найден ксенолит с остатками ростра верхнеюрского — нижнемелового белемнита (Милашев и др., 1959).

Глубина эрозионного среза значительна; по данным И. С. Рожкова (1964), она составляет 1500—2000 м.

Кимберлиты на уровне современного эрозионного среза алмазов не содержат.

Кимберлиты Средне-Оленекского района сосредоточены в основном в бассейне р. Укукит. Несколько обособленное положение занимает крупная трубка Аэрогеологическая.

Трубки выполнены кимберлитовыми туфами и брекчиями базальтического типа. В кимберлите найдены ксенолиты траппов, известняков, доломитов кембрия, кремнистых пород, эклогитов, пироксенитов, кристаллических сланцев и габбро. Минералы тяжелой фракции представлены ильменитом, пиропом, магнетитом, пиритом.

Возраст трубки Аэрогеологическая сравнительно достоверно определяется как триас — нижнеюрский на основании того, что трубка прорывает отложения верхнего кембрия, содержит ксенолиты траппов (повидимому, триасового возраста) и перекрыта отложениями нижней юры с характерными фаунистическими остатками плинсбахского яруса — пелициподами из рода Наурах.

Глубина эрозионного среза трубки (от триаса до юры) не превышает 100—250 м. После юрского времени среза трубки почти не было.

Кимберлиты трубки Аэрогеологическая характеризуются убогой алмазонасностью.

Другие кимберлитовые тела района располагаются на левобережье р. Оленек: большинство из них представлено кимберлитовыми трубками, остальные — жилами и дайками; размер кимберлитовых тел различен (для трубок — диаметр от 20 до 500 м, для жил — мощность 0,5—5 м).

Большинство кимберлитовых тел выполнено порфировыми кимберлитами базальтического типа и их эруптивными брекчиями, некоторые — кимберлитовыми туфами базальтического типа и только трубки Чомур, Дружба и Уральская — порфировыми кимберлитами лампрофирового типа, их эруптивными брекчиями, туфами и брекчиями. Для кимберлитов характерно почти полное отсутствие оливина, бедное содержание ильменита и пироба.

Для обоснования возраста кимберлитов Средне-Оленекского района пока нет достаточных данных. Кимберлиты прорывают отложения среднего и верхнего кембрия. Находки ксенолитов траппов и присутствие нижнеюрских отложений на близлежащей трубке Аэрогеологическая позволяют считать их послетриасовыми — донижнеюрскими. Глубина эрозионного среза кимберлитовых тел не намного больше, чем у трубки Аэрогеологическая — не превышает 200—300 м. Вопрос об алмазонасности этих трубок полностью еще не решен. В подавляющем большинстве трубок алмазы не найдены.

В описываемом районе известны только находки алмазов в аллювиальных отложениях. Алмазы были найдены в русловых отложениях рек Оленек и Укукит. Отдельные кристаллы выявлены также в поймен-

ных отложениях и в образованиях первой надпойменной террасы р. Укукит.

В Верхне-Мунском районе известны девять кимберлитовых трубок воронкообразной формы, стенки которых наклонены под углом 70—80°. В плане трубки имеют неправильную форму. Они располагаются группами и находятся на одной линии северо-восточного простирания, что свидетельствует об их приуроченности к глубинному разлому. Трубки сложены кимберлитовыми туфами, брекчиями и порфиrowыми кимберлитами.

Из посторонних пород в кимберлитах установлены обломки вмещающих карбонатных толщ, ксенолиты кристаллических сланцев, траппов, пород ультраосновного состава, эцлогитов и слюдитов. Ксенолиты карбонатных пород представлены разнoзернистыми известняками, доломитистыми известняками и доломитами; породы трапповой формации — средне- и тонкокристаллическими долеритами. Состав ксенолитов ультраосновных пород разнообразен. Среди них выделяются дуниты, оливиниты, перидотиты, порфиrowые перидотиты, пироксениты, змеевики, эцлогиты и слюдиты.

Возраст кимберлитов Мунского района определен условно как триасовый — донижнеюрский по аналогии с трубками Средне-Оленекского района.

Глубина эрозионного среза трубок определяется только приблизительно. Трубки прорывают отложения верхнего кембрия. Ордовикские и силурийские образования, развитые в 20—30 км западнее, имеют мощность до 200 м. Палеогеографические данные говорят о том, что они были развиты и в районе трубок, но к настоящему времени размывы. Сейчас трудно установить, какие еще более молодые породы здесь были развиты. Глубина эрозионного среза кимберлитов в этом районе превышает 200—300 м. Большинство кимберлитовых тел алмазoносно.

Геоморфологическое строение Анабарской алмазoносной области несложное. Это денудационная равнина с абсолютными высотами 250—500 м. В ее пределах колебания относительных высот составляют от 100 до 150 м. С запада на восток и с севера на юг наблюдается понижение этой поверхности. Значительная часть ее может рассматриваться как дочетвертичная поверхность выравнивания эрозионно-денудационного происхождения, в различной степени приподнятая новейшими эпeйрогеническими движениями и расчлененная современной эрозионной сетью. Контраст между плоскими междуречными пространствами и глубокими речными долинами является наиболее яркой чертой рельефа области.

Водораздельные плато отличаются плоским и пологовсплнстым рельефом; их морфологический облик в известной степени зависит от литологии пород. На карбонатных толщах палеозоя формируется полого-волнистое плато. Здесь склоны обычно ступенчатые, что отражает чередование пачек плотных и податливых пород. Отпрепарированные в рельефе интрузии траппов образуют возвышенности и всхолмления. Для всех водоразделов свойственна выположенность форм.

Долины имеют четкие очертания, глубоко врезаны. Все крупные долины террасированы.

В долине р. Оленек отмечено шесть эрозионно-аккумулятивных террас, на р. Малой Куонапке — четыре террасы, в долинах более мелких рек развиты поймы и три первые надпойменные террасы.

В руслах большинства рек имеется много островов и береговых кос.

На рельеф водораздельных пространств и речных долин сильно влияет многолетняя мерзлота. Повсеместно распространены такие образования, как полигональные грунты, бугры пучения, солифлюкционные оплывины, трещины растрескивания и др.

Алмазоносные районы Анабарской области

По геологическому строению и размещению алмазоносных отложений эта территория неоднородна; здесь можно выделить четыре района: Куонапский, Нижне-Оленекский, Средне-Оленекский и Верхне-Мунский.

Куонапский район

Этот район включает бассейны среднего и нижнего течения р. Большой Куонапки и среднего течения р. Анабар, располагается на северо-восточном склоне Анабарского массива, в пределах стыка архейских кристаллических пород щита и осадочного чехла платформы. После открытия в 1959—1961 гг. кимберлитовых тел и установления повышенной алмазоносности руслового аллювия нижнего течения р. Большой Куонапки и некоторых ее притоков резко повысился интерес к этому еще сравнительно мало изученному району. В настоящее время здесь обнаружено несколько десятков кимберлитовых тел и большое количество еще не проверенных горными работами геофизических аномалий типа трубок. Имеются алмазоносные русловые отложения р. Большой Куонапки и некоторых ее притоков, а также некоторых притоков рек Анабар и Малой Куонапки.

Куонапский район в отношении алмазоносности еще недостаточно изучен. К настоящему времени алмазы найдены в русловых отложениях р. Большой Куонапки и ее некоторых притоков (реки Старая, Баргыдымалах, Ары-Мастах, Мачала и др.). По последним данным, в бассейне среднего течения р. Анабар в четвертичных отложениях также установлены алмазы.

Долина р. Большой Куонапки (и ее притоков) в изученном отрезке выработана в синийских отложениях, в нижней части представленных переслаивающимися гравелитами и песчаниками мукунской свиты. Верхняя часть синия сложена доломитами билляхской свиты.

Река Большая Куонапка имеет узкий поперечный профиль со склонами средней крутизны и нешироким днищем (рис. 33). Однако в ряде участков ширина долины достигает 2—3 км. Эрозионный врез реки составляет 100—120 м. В долине реки можно выделить пойму высотой 6—8 м и четыре надпойменные террасы: первая высотой 10—14 м, вторая — 25—36 м, третья — 45—55 м и четвертая — 80—90 м. При этом пойма и первая надпойменная терраса аккумулятивные, а остальные — эрозионно-аккумулятивные. Наиболее крупные притоки р. Большой Куонапки (реки Старая, Дьюкен и Левый Баргыдымалах) геоморфологически слабо изучены (рис. 34). В них отчетливо выделяется лишь первая и вторая надпойменные террасы и фрагменты третьей надпойменной террасы.

Наиболее древними четвертичными образованиями являются аллювиальные отложения четвертой надпойменной террасы, относящиеся к среднечетвертичному времени, они распространены в основном в долине р. Большой Куонапки, от устья р. Дьюкен до устья р. Чизрэс и представлены песчано-галечниковыми отложениями мощностью 5—6 м. По данным Е. Д. Черного и С. К. Коротких, разрез четвертой надпойменной террасы представляется в следующем виде (в районе устья р. Арбайбыт):

	Мощность, м
1. Почвенный слой	0,2
2. Суглинок темно-серого цвета с линзочками чистого льда и с небольшой примесью песчаного материала	3,5
3. Песчано-гравийный материал с примесью суглинка желтовато-серого цвета и редкими обломками доломита. По объему количество песчано-гравийного материала достигает 45—50%. К подошве слоя содержание суглинка резко понижается. Гравий представлен кварцем, доломитом и песчаником	6,6
4. Плотик. Песчаники билляхской свиты синия.	

В некоторых выработках среди крупнообломочного материала встречаются гальки кварцита, гнейсов и гранито-гнейсов. В составе тяжелой фракции шлихов наблюдаются пироксены, альмандин и минералы группы эпидота-цоизита. Пироп и пикроильменит не обнаружены. К верхнечетвертичному времени относится аллювий третьей и второй надпойменных террас. Фрагменты третьей надпойменной террасы установлены как в долине р. Большой Куонапки, так и в долинах некоторых ее притоков. Мощность аллювия террасы составляет около 16 м, состав ее весьма пестрый. Так, по данным Е. Д. Черного, в среднем течении Большой Куонапки в строении этой террасы принимают участие грубозернистые пески и галечники, а в нижнем течении преобладают чистые галечники с глиной и суглинком.

Главными минералами тяжелой фракции шлихов являются ильменит (до 27%), альмандин (до 33%), пироксены (до 21%), магнетит (до 9%) и роговая обманка (до 8%). В незначительных количествах встречаются лимонит, рутил, сфен и шпинель, дистен, гроссуляр, эпидот и монацит. Почти повсюду в отложениях третьей террасы отмечаются в редких знаках пикроильменит и пироп.

Отложения второй надпойменной террасы довольно широко развиты в долине р. Большой Куонапки и ее крупных притоков — рек Дьюкен, Левый Баргыдымалах, Ары-Мастах и др. Мощность аллювия террасы составляет в среднем 5—6 м. В составе минералов тяжелой фракции шлихов также встречаются редкие зерна пикроильменита и пироба.

К верхнечетвертичному возрасту относят ледниковые отложения, впервые описанные М. Н. Злобиным и условно отнесенные им к зырянской и сартанской эпохам. Они развиты в северной части района в верховьях рек Ыарга и Ыраас-Салаа. Южнее эти отложения почти не сохранились и редко встречаются только на небольших участках склонов речных долин и водоразделов. Ледниковые отложения залегают на денудированной поверхности различных по возрасту дочетвертичных пород и слагают обычно гряды и округлые или несколько удлиненные холмы. Они представлены галечно-гравийным материалом с большим содержанием песка; мелкие валуны и глинистая фракция составляют в них относительно небольшое количество. К этому же возрасту относятся элювиально-делювиальные образования, довольно широко распространенные в районе. К четвертичному же возрасту относятся развитые в районе илесто-глинистые отложения неясного генезиса. Сплошным чехлом они покрывают все водораздельные пространства по лево- и правобережью р. Большой Куонапки. Эти отложения имеют темно-серый, зеленовато-серый, грязно-серый цвет и пропитаны тонкими прослойками льда; мощность их от 4 до 14 м. Генезис этих отложений исследователями трактуется по-разному. Одни исследователи считают их элювиально-делювиальными, другие (В. О. Лупейчук, устное сообщение) — ледниковыми отложениями, спроектированными при протавании ледников, третьи — озерно-аллювиальными.

Возраст их на основании спорово-пыльцевого анализа устанавливается как верхнеплейстоценовый или голоценовый. В них встречается пыльца кустарниковых и древовидных берез, ольхи, сосны и ели. Обнаружено несколько зерен древних хвойных, по-видимому, переотложенных меловых растений.

По гранулометрическому составу отложения соответствуют глинисто-алевритовым породам (табл. 66).

Минеральный состав алевритового класса довольно однообразен. Преобладают кварц и плагиоклаз различной сохранности; в резко подчиненных количествах встречаются гидратированный магнетит, пироксены, амфиболы и единичные зерна циркона.

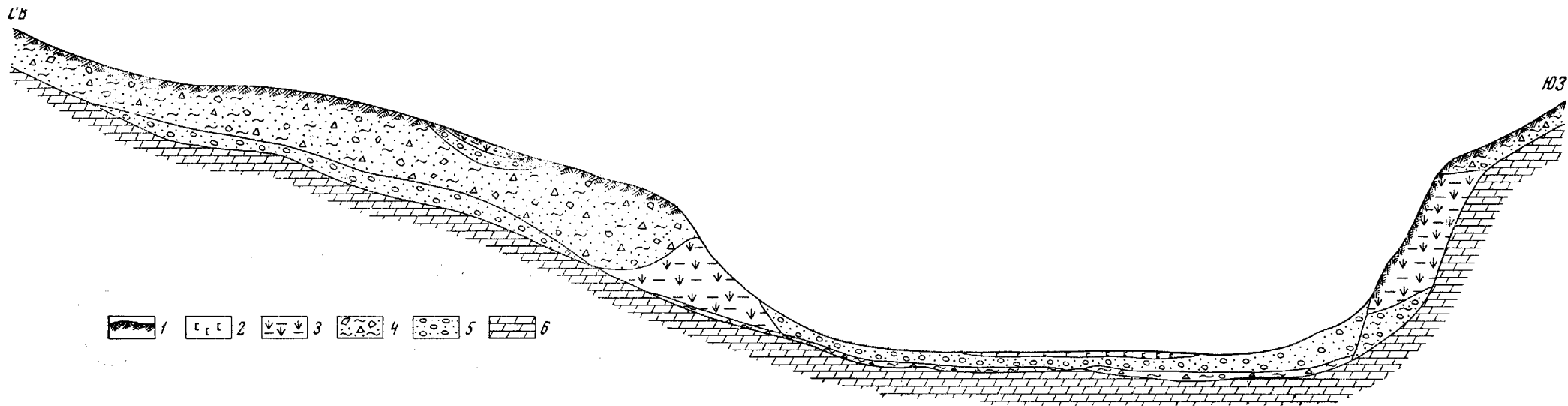


Рис. 33. Поперечный разрез долины р. Большой Куонапки в 2 км ниже устья р. Старой (по Е. Д. Черному).

1 — почвенный слой; 2 — речной лед; 3 — торфяники; 4 — суглинки и супеси со щебенкой карбонатных пород; 5 — галечно-гравийные отложения; 6 — доломиты бильяхской свиты синия

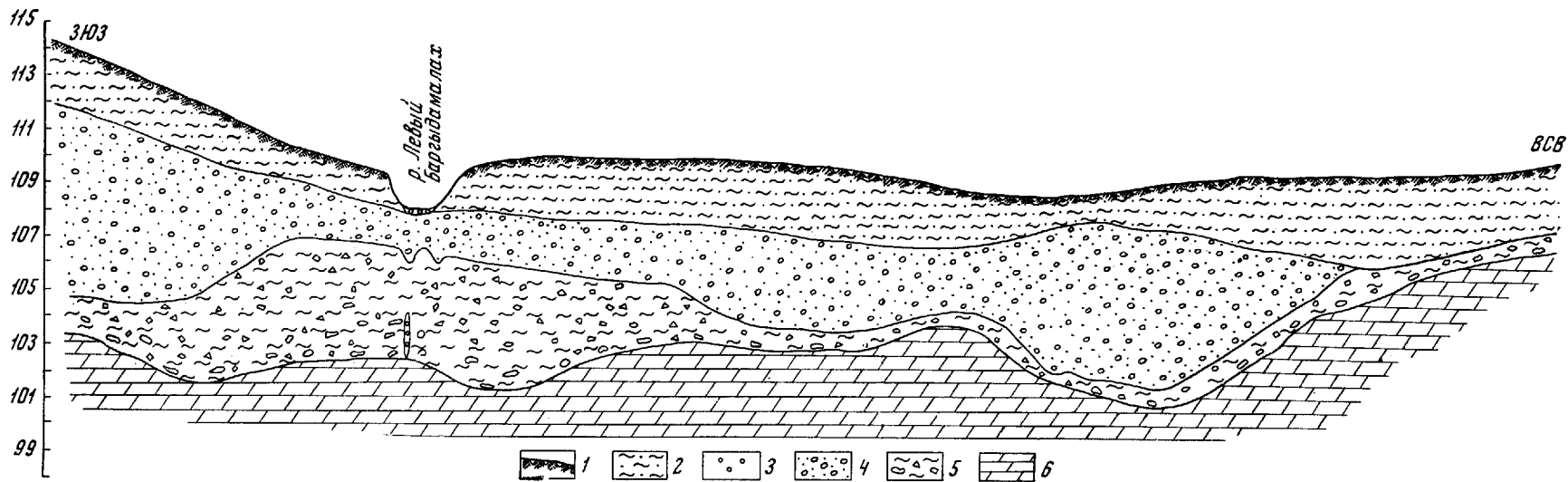


Рис. 34. Поперечный разрез долины р. Левый Баргыдымалах (левый приток р. Куонапки).

1 — почвенный слой; 2 — суглинки; 3 — галечники; 4 — песчано-галечные отложения; 5 — глинисто-алевролитовые отложения со щебнем и плитами карбонатных пород; 6 — карбонатные отложения синия

Гранулометрический состав илесто-глинистых отложений (в %)

№ образца	Глубина взятия, м	Классы крупности, мм				Сумма
		+0,1	-0,1+0,01	-0,01+0,002	-0,002	
A-54	7	—	85,8	10,4	3,8	100
A-57	5	—	77,3	13,9	8,8	100
A-66	2,5	—	84,6	6,4	9,0	100

Глинистая фракция была подвергнута термическому и рентгенометрическому анализу и изучалась под микроскопом и методом окрашивания. Данные анализов свидетельствуют о наличии в этой фракции кварца, гидрогетита, магнетита и глинистого минерала группы гидрослюда-бейделлита со средним показателем преломления 1,563—1,567.

Современные четвертичные отложения представлены аллювием первой надпойменной террасы, поймы и русла.

Первая терраса р. Большой Куонапки (на левом борту) в 2 км ниже устья р. Старой имеет следующее строение:

	Мощность, м
1. Почвенный слой	0,2
2. Глина темно-серая с редкой галькой	1,3
3. Песок средне- и крупнозернистый серого и буровато-серого цвета с редкой галькой и гравием	0,5
4. Гравийно-галечные пески серого, темно-серого цвета. Грубообломочный материал представлен хорошо окатанными гальками кварца, кремния, песчаника, долерита и гнейса, а также угловатыми и плохо окатанными гальками доломита. Песок серого цвета, полимиктовый среднезернистый. Галька и гравий по всему слою распределены довольно равномерно, но в прилогиковой части галек и гравия несколько больше. Примерное содержание: гальки 20—25%, гравия 5—10% и песка 70—75% (по объему)	1,7
5. Плотик. Элювий карбонатных пород синия	0,4

Выше от устья р. Старой первая надпойменная терраса р. Куонапки имеет также четко выраженное двучленное строение. Верхняя часть разреза представлена суглинками и глинами с многочисленными прослойками и линзами льда (1—3 см). Мощность этого слоя 4—6 м. Нижняя часть разреза сложена гравийно-галечными песками (от 2 до 7—8 м). Отложения поймы развиты повсеместно по долине р. Большой Куонапки и ее притоков; строение ее двучленное. Верхняя часть разреза повсюду сложена тонкозернистым материалом с погребенными торфами, а нижняя — песчано-галечными отложениями с редкими валунами карбонатных пород, песчаников и гнейсов. Формирование пойменной террасы происходило в условиях озерно-болотного режима, о чем свидетельствует наличие суглинистого и торфяного материала (рис. 35).

Мощность руслового аллювия р. Большой Куонапки изменяется от 0,1 до 2,5—4 м; на некоторых участках реки аллювий совершенно отсутствует. Русловые отложения слагают косы, отмели, острова-осередки и собственно русловые (донные) накопления. Здесь часто встречаются довольно крупные (до 20—30 см) валуны и плиты доломитов; количество валунов в русле Большой Куонапки не превышает 5% от объема аллювия; содержание гальки 32%, гравия 25%, песка 30% и глинисто-алевритовой фракции 6%. В составе аллювиальных галечников среднего течения реки преобладают породы архейского кристаллического комплекса и траппы. Породы синийского комплекса играют подчиненную роль. Так, в русле р. Большой Куонапки выше устья р. Улахан-Хос-Юрэх петрографический состав галечников следующий: кварц и квар-

циты 14—20%, долериты 16—18%, кристаллические сланцы и гнейсы 20—25%, граниты 8—10%, роговики 8—10%, песчаники 2—4% и доломиты 15—20%. В приустьевой части р. Большой Куонапки (ниже устья р. Старой) в русловых отложениях преобладают валуны и гальки пород синийского комплекса. Здесь русловой аллювий имеет следующее строение:

Мощность, м

1. Валунно-галечно-гравийно-щебнистый материал с примесью полимиктового глинистого песка серого цвета. Валуны средней и хорошей окатанности, по объему они занимают около 20%. Состав их: доломиты (60—70%), песчаники (20—25%), долериты, кварц и гранит. В галечном материале, составляющем по объему 50—55% породы, количество доломитов и песчаников несколько снижается; щебнистый материал (10—15%) почти полностью представлен доломитами

1,1

Русловые отложения притоков Большой Куонапки — рек Левый Баргыдымалах, Старой и других — существенно не отличаются от отложений р. Большой Куонапки.

Плотиком аллювиальных отложений служат песчано-карбонатные отложения синийского комплекса.

В гранулометрическом составе аллювиальных песков преобладает класс $-0,5+0,25$ мм. Содержание глинисто-алевритовых частиц (класс $-0,1$ мм) в руслах рек незначительно, но несколько выше, чем в русловой фации террас (табл. 67). Наибольший выход тяжелой фракции наблюдается в классе $-0,25+0,1$ мм.

Таблица 67

Гранулометрический состав аллювиальных песков некоторых рек Куонапского района (в %)

№ образца	Место взятия	Классы гранулометрической шкалы, мм			
		$-1+0,5$	$-0,5+0,25$	$-0,25+0,1$	$-0,1$
A-2	р. Большая Куонапка, русло	15,6	66,7	11,3	6,4
A-15	Там же, I терраса . . .	32,7	44,9	13,1	9,3
A-17	р. Старая, русло	15,5	58,6	18,6	7,3
A-12	Там же, I терраса . . .	32,2	35,2	9,1	23,5
A-46	р. Левый Баргыдымалах, русло	49,6	37,4	7,4	5,6

Преобладающими минералами тяжелой фракции песков в бассейне среднего течения р. Большой Куонапки являются ильменит, гранат, монаклиновые пироксены, гиперстен, амфиболы и магнетит. При этом основная их масса (кроме гранатов) встречается в мелкозернистой фракции (класс $-0,25+0,1$ мм). Гранат преобладает и в крупных классах. Пироксены распределены по классам почти равномерно. В долях процента и единичных зернах всюду присутствуют лимонит, силлиманит, сфен, рутил, циркон, турмалин, апатит, пироп, монацит, лейкоксен, шпинель, биотит (табл. 68).

Большинство минералов слабо окатано и часто встречается в неокатанных и остроугольных обломках. Сравнительно хорошо окатаны зерна монацита, шпинели, апатита и турмалина.

В легкой фракции песков преобладает кварц, содержание которого достигает 60—80%. Остальная часть приходится на долю полевых шпатов (в основном плагиоклазов) и обломков различных пород. Редко встречается светлоокрашенная слюда.

Минеральный состав тяжелой фракции песков из аллювия рек бассейна среднего течения р. Большой Куонапки (в %)

№ образца	Место взятия	Глубина, м	Магнетит	Ильменит	Гранаты	Моноклинные пироксены	Гиперстен	Роговая обманка	Моноклинные амфиболы	Лимонит	Оlivин	Турмалин	Саллиманит	Квантит	Апатит	Сфен	Рутил	Циркон	Моноцит	Лейкоксен	Шпинель	Блотит	Сросстки минералов
Река Большая Куонапка																							
A-14	I терраса, в 2 км ниже устья р. Старой	4	3,8	9,4	28,1	32,8	4,9	—	12,2	3,6	Зн.	—	—	Зн.	—	—	0,9	0,9	—	—	—	0,1	3,3
A-15	Там же	5	4,7	11,8	32,6	12,7	11,9	22,6	0,4	0,2	0,3	—	0,6	Зн.	Зн.	0,2	0,3	0,4	Зн.	Зн.	0,1	Зн.	1,7
A-21	I терраса, в 12 км выше устья р. Старой	10	1,0	2,0	8,4	52,2	15,3	—	18,5	0,1	0,6	—	—	—	—	—	0,1	0,2	—	—	—	0,1	1,5
A-22	Там же	11	1,5	1,4	15,2	47,4	11,1	—	14,9	7,1	0,4	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—	0,9
A-2	Русло, в 2 км ниже устья р. Старой	1,5	5,4	23,4	24,2	13,5	10,9	20,5	0,1	0,1	—	Зн.	0,2	—	—	0,2	0,3	0,5	0,1	—	—	—	0,5
A-20	Там же	1,5	2,2	11,9	51,8	20,4	1,3	—	6,1	0,3	0,5	—	—	—	—	—	0,1	0,3	—	—	—	—	5,1
A-31	Русло, в 24 км выше устья р. Старой	1,5	2,0	14,2	30,9	35,7	3,1	—	10,2	2,4	0,5	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—	0,9
Река Старая																							
A-4	I терраса, в 3 км от устья	9	2,0	19,1	56,5	12,9	0,6	—	3,0	0,5	1,4	0,1	—	—	—	—	0,1	1,8	—	—	—	—	2,0
A-7	Там же	8	4,7	22,7	45,0	21,6	0,4	—	2,1	0,6	0,6	—	—	1,2	—	—	0,7	0,1	0,1	—	—	0,1	0,1
A-9	» »	6	2,7	13,5	17,4	50,3	0,6	—	5,0	0,6	1,2	—	—	—	—	—	0,2	0,1	—	—	—	—	8,4
A-10	» »	9	—	23,4	6,1	1,8	—	—	1,6	43,7	—	—	—	—	—	—	0,4	8,6	0,3	—	—	—	14,1
A-12	» »	12	3,1	10,0	40,5	16,8	15,5	10,5	—	2,1	—	—	0,6	Зн.	Зн.	0,1	0,2	0,2	—	—	0,1	—	0,3
A-17	Русло, в 3 км от устья . .	1,0	1,2	10,2	42,0	23,6	10,0	11,5	—	0,2	—	Зн.	—	0,1	0,3	Зн.	0,2	0,5	Зн.	0,1	Зн.	Зн.	—
A-19	Там же	1,4	1,4	44,3	31,4	4,5	0,2	2,3	—	7,9	—	0,1	—	—	—	—	0,9	3,7	0,6	0,3	—	—	2,4
A-38	» »	2,0	0,8	5,0	22,6	36,4	2,2	16,5	—	0,1	—	—	—	0,6	—	—	0,6	—	—	—	—	—	15,2
Река Левый Баргыдымалах																							
A-52	Пойма, в 50 км от устья . .	4,5	—	4,3	89,0	2,9	—	—	0,3	2,6	Зн.	—	—	—	—	—	0,7	0,2	—	—	—	—	—
A-53	Там же	2,9	—	2,5	73,1	1,1	—	—	0,3	0,6	»	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—	22,3
A-46	Русло	1,5	0,1	3,7	90,3	1,0	Зн.	—	—	4,0	0,3	Зн.	—	—	—	0,1	0,4	0,2	—	—	—	—	—

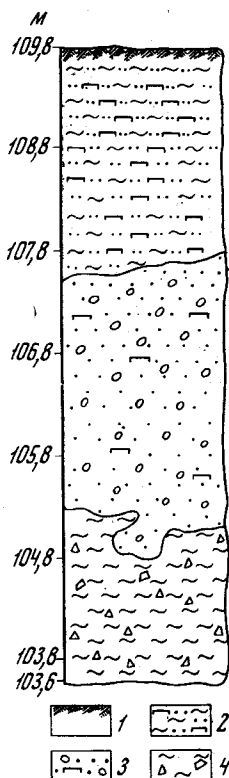


Рис. 35. Разрез отложений I террасы р. Левый Баргыдымалах.

1 — почвенный слой; 2 — суглинки, супеси с линзочками льда; 3 — гравийно-галечные отложения; 4 — элювий синийских доломитов

Специальных кристаллографических исследований алмазов из бассейна р. Большой Куонапки не проводилось. По данным Э. С. Ефимовой, в Куонапском районе преобладают кристаллы ромбододекаэдрического облика, составляющие 87,2% всех кристаллов. Октаэдрическую форму имеют 2,2% алмазов; остальные 10,6% приходятся на долю кристаллов переходного облика.

В отличие от других районов рассматриваемой провинции, в Куонапском районе известно наибольшее количество округлых алмазов (70,5%). Кристаллы с блоковой скульптурой составляют 12,2%, а кристаллы кубического габитуса — 0,6%.

Алмазы с признаком механического износа составляют 22,3% от общего количества изученных кристаллов. Средний вес алмазов Куонапского района около 40 мг, что в 4—6 раз превышает средний вес алмазов из остальных районов провинции.

На основании геологических исследований, проведенных по Куонапскому алмазонасному району, можно сделать следующие выводы:

1. В дочетвертичное время в результате условий, которые существовали на территории района, происходило формирование коры выветривания на всех породах, выходивших к тому времени на поверхность, в том числе и на кимберлитах.

2. Дезинтеграция алмазонасных кимберлитов в результате выветривания способствовала высвобождению алмазов из связанного состояния и переносу их водными потоками, а также образованию при благоприятных условиях россыпных месторождений.

3. Значительные концентрации алмазов могли накапливаться в карстовых депрессиях на синийских и кембрийских карбонатных породах.

Нижне-Оленекский район

Район охватывает бассейн нижнего течения р. Оленек и ее крупных притоков: Беенчима, Куойки, Мерчимдена, Кютюнде. Алмазы найдены в нижнеюрских базальных конгломератах и в четвертичных террасовых, пойменных и русловых образованиях.

Нижнеюрские алмазонасные конгломераты

В базальных слоях нижней юры алмазы найдены В. В. Жуковым в бассейне р. Куойки. Последние представлены конгломератами незначительной мощности (0,1—0,6 м). Конгломераты представляют собой типичные прибрежно-морские пляжевые образования. В одних случаях они состоят из валунно-галечного, в других — из галечникового и песчано-галечникового материала. Галька и гравий представлены в основном известняками, долеритами, песчаниками, алевролитами, кристаллическими сланцами, разноцветными кремнями и кварцем.

Основным минералом тяжелой фракции является ильменит, среднее содержание которого достигает 56% от веса тяжелой фракции. Участки повышенного содержания ильменита пространственно связаны с повышенными содержаниями галек кристаллических сланцев, долеритов и кремней. В значительных количествах в шлихах присутствуют эпидот (17,6%), гранат (14%), циркон (4,6%).

В единичных процентах и редких знаках обнаружены дистен, рутил, сфен, апатит, пироксен, турмалин и др.

Анализ имеющегося материала по алмазонасности и геологии нижнеюрских базальных слоев этого района указывает на то, что снос алмазонасного материала происходил с юга и юго-запада. Южное направление сноса подтверждается присутствием большого количества галек долеритов, развитых в пределах Куойкско-Далдынского поднятия. Свежесть и крупность минералов-спутников алмаза свидетельствует о близости размывавшихся кимберлитов.

О перспективности этих россыпей и степени их алмазонасности говорить трудно, так как детально они не изучались.

Аналогичные отложения распространены и в бассейнах нижнего течения Анабара, Уджи и в верховьях р. Беенчимае.

В нижнем течении р. Анабар конгломераты наблюдаются повсеместно в основании нижнеюрских отложений, где образуют линзовидные прослои, довольно быстро выклинивающиеся по простиранию. По данным З. В. Осиповой (1963), в нижнем течении р. Чюэмпэ-Юрэгэ мощность базального слоя плохо отсортированного и слабо сцементированного конгломерата равна 0,2—1,2 м; в конгломератах галечный материал составляет 21—33%, гравийный — 19—36%, песчано-алевритово-глинистый — 34—55%.

Количество крупных (60—100 мм) галек достигает 32—60% от общего количества материала; средних (30—60 мм) галек — 20—40%; мелких (10—30 мм) — 20, редко до 38%.

Гравийный материал на 48—60% состоит из обломков среднего размера (4—8 мм); мелкие (1—4 мм) и крупные (8—10 мм) содержатся приблизительно в равных количествах — 26—27%.

Форма галек округлая или уплощенно-изометрическая, какой-либо ориентировки в их расположении в породе не наблюдается. Крупные гальки в основном сложены долеритами и базальтами, большей частью карбонатизированными и хлоритизированными; в подчиненном количестве встречаются долеритовые порфиры и порфиритовые авгитовые породы. Галечный материал (размером 30—60 мм) состоит также преимущественно из обломков долеритов и базальтов. Встречаются обломки кремнистых пород (до 10%). В подчиненном количестве присутствуют гальки нефелиновых сиенитов, кварцевых порфиров, карбонатизированных плагиоклазовых порфиров, очень редко кремнисто-хлоритовых сланцев. Мелкие гальки сложены долеритами и базальтами (45—55%), кремнистыми породами (30—35%), мелкозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками (до 10%), кварцитовыми песчаниками, кварцитами, метаморфизованными песчаниками и аргиллитами, каждого 2—3%. Гравийный материал состоит из окатанных обломков кварца, халцедона, кремнистых пород и кварцитов.

Представляют интерес гальки гравелитистых туфопесчаников, содержащих обломки базальтов (до 35—40%), плагиоклазов (до 30%), кварца (5—10%), основного вулканического стекла (1—5%), кислых изверженных пород (5%), осадочных пород (5—8%) и иногда отдельные обломки пегматита. Доли процента составляет ильменит; наблюдаются единичные зерна ортита.

Конгломераты сцементированы известковистым неравномернозернистым полимиктовым песчаником с базальным цементом. С поверхности они сильно ожелезнены. Плотные их разности по простиранию нередко переходят в рыхлые галечники.

В нижнем течении р. Булгунняхтах в основании разреза отложений среднего лейаса наблюдаются базальные конгломераты мощностью 2,0—2,2 м. По данным ситового анализа, галечный материал составляет 40—45%, гравийный 25—30%, песчано-алеврито-глинистый 25—35%. Количество крупных (60—100 мм) галек изменяется от 15 до 32%, средних (30—60 мм) — от 35 до 42%, мелких (10—30 мм) — от 33 до 50%. Гравийный материал на 36—41% сложен обломками крупного (8—10 мм) размера, и на 45—51% — обломками среднего (4—8 мм) размера. В подчиненном количестве (12%) содержатся мелкие гравийные зерна.

Гранулометрический состав конгломератов свидетельствует о достаточно низкой степени их сортировки. Крупные угловато окатанные гальки сложены преимущественно туфами основных пород, базальтами и долерито-базальтами. Галечный материал (размером 30—60 мм) состоит из обломков туфов основного состава и базальтов (50%), кремнистых пород (30%), песчаников (10%), аргиллитов (5%), кварцитовидных песчаников и кварцитов (5%). Среди мелких галек преобладают обломки кремнистых пород (60%), туфов и базальтов (15%), песчаников и алевритов (15%), кварца, кварцитов и кварцитовидных песчаников (10%). Гравийный материал представлен хорошо окатанными обломками кремнистых пород, кварца, кварцита, халцедона, кварцитовидных песчаников. В небольшом количестве встречаются известняки, мраморы, аргиллиты. В конгломератах присутствуют редкие валуны нефелиновых сиенитов, мраморов, зеленых эпидот-хлоритовых сланцев. Цементом в конгломератах являются фосфаты кальция.

В бассейне среднего и нижнего течения р. Беенчиге базальные конгломераты, по данным В. В. Жукова, сложены долеритами и туфами основного и среднего состава (20—60%), песчаниками и алевритами (20—60%), известняками и доломитами (5—10%). Кислые эффузивы (8—10%) содержатся в составе конгломератов среднелейасовых отложений более восточных участков. Повсеместно в незначительном количестве (не более 10%) имеются гальки кремнистых пород, кварца, халцедона и кварцитов.

Окатанность галек долеритов и туфов плохая, как и в других районах, хорошо окатаны гальки кремнистых пород, кварца, халцедона-кислых эффузивов. Крупнообломочный материал сцементирован слабоуплотненными глинистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками.

Восточнее, в бассейне среднего течения р. Пур (Бур), по данным А. И. Вишневого, базальные линзовидные прослои конгломератов сцементированы известковистыми неравномернозернистыми песчаниками. Конгломераты сложены окатанными гальками кварца, кремнистых и глинистых сланцев, кремнями, кварцевыми порфирами и альбитофирами, реже известняками. Размер галек изменяется от 1 до 4 см. Более крупные гальки состоят из известняков. В бассейне р. Келимяр, по северному обрамлению Оленекского поднятия, галечный материал в среднелейасовых конгломератах, по данным В. Н. Войцеховского, представлен кварцем, яшмой, микрокварцитом, кремнистой породой, аргиллитом, алевритом, кварцево-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками, кварцевым порфиром, гранит-порфиром, альбитофиром.

Гальки преимущественно хорошо окатаны, размер их до 5 см (по наибольшему измерению), редко — до 10 см. Галечный материал сцементирован неравномернозернистым полимиктовым песчаником.

Минеральный состав конгломератов довольно однообразен. Для отложений Анабарского района характерна эпидот-ильменитовая ассоциа-

ция, содержащая до 80% (от тяжелой фракции) ильменита и 5—20% эпидота. Наибольшее количество ильменита отмечается в шлихах из крупнозернистых песчаников и из цемента конгломератов нижней части разреза. Такие минералы, как гранат (альмандин), магнетит, хромит, присутствуют в количестве от 2 до 15% каждый, ставролит — до 5%.

На отдельных участках (р. Чюэмпэ-Юрэгэ) наблюдается обогащение шлиха магнетитом (50%). В районах среднего течения р. Уджи в шлиховых пробах среднелейасовых пород отмечается повышенное содержание барита — (35—40%, р. Булгунняхтах), хромита (10—20%, р. Борго-Токур). В небольших количествах (до 1—2%) встречаются турмалин, циркон, рутил, сфен, моноклинные пироксены — авгит и в единичных знаках — кианит, эгирин, монацит, роговая обманка и ортит. Окатанность минералов незначительная, преобладают угловатые зерна. Степень сортированности шлихового материала невысокая (размер зерен от 0,1 до 2 мм). Выход тяжелой фракции изменяется в широких пределах (от 0,7 до 6 кг/м³). Максимальное содержание тяжелой фракции шлиха отмечается в базальных слоях среднего лейаса бассейнов среднего и верхнего течения рек Уджи, Борго-Токура, Чюэмпэ-Юрэгэ. Процентное соотношение магнитной, электромагнитной и немагнитной фракций более или менее постоянное. Основная часть шлиха сложена электромагнитной фракцией (50—90%). Содержание магнитной фракции изменяется от 10 до 25, редко до 50%; немагнитная фракция составляет лишь 1—3%.

Для описанной шлихо-минералогической ассоциации характерно присутствие минералов-спутников алмаза: пироба, пикроильменита и хромдиоксида. Наиболее часто встречается пироп; форма зерен у него угловатая, без каких-либо следов окатанности. Обычно зерна минералов-спутников алмаза крупнее зерен других шлихообразующих минералов. Распространение минералов-спутников алмаза по разрезу и по площади неравномерное. Наибольшая концентрация их наблюдается в конгломератах и грубозернистых породах нижней части разреза среднего лейаса. Максимальное содержание (105—150 знаков) пиропов отмечается в отложениях бассейнов рек Чюэмпэ-Юрэгэ, Чимары, Борго-Токура, Булгунняхтах. Основная масса пиропов имеет сиреневый, бледно-сиреневый и фиолетовый цвета. Реже встречаются оранжевые пиропы. Показатель преломления $N=1,737—1,754$. У пиропов, окрашенных в оранжевый цвет, светопреломление иногда поднимается до 1,770.

Результаты изучения состава галечного материала, проведенного З. В. Осиповой (1963) из базальных нижнеюрских горизонтов, показали, что их состав неоднороден по простиранию и тесно связан с расположенными поблизости местными породами. Галечный материал плохо сортирован и окатан. Указанные признаки свидетельствуют о недалеком переносе обломочного материала, образующего конгломераты. Песчано-алевритовые породы среднего лейаса северной и восточной окраин Сибирской платформы, особенно прибрежно-морских и мелководных фаций, характеризуются достаточно близким гранулометрическим и минералогическим составом с незначительными различиями, обусловленными влиянием местных источников питания (полимиктовый состав песчаников и алевролитов наблюдается только в бассейне нижнего течения р. Анабар). Исходя из этого, можно предположить, что существовал какой-то общий источник сноса, поставивший обломочный материал в юрский морской бассейн.

Влияние Куойкско-Далдынского поднятия как источника сноса четко устанавливается и по данным выхода тяжелой фракции, содержание которой резко повышается в породах, залегающих близ него, достигая 2—3, а иногда 10%. Поисходит как бы наложение роговообманковой ассо-

циации на обычную для юрских пород эпидотовую ассоциацию. Кроме того, высокий процент выхода тяжелой фракции может свидетельствовать об относительной близости источника сноса и о размыве комплекса изверженных пород. Исходным материалом являлись осадочные образования синийского и пермского возраста.

Присутствие большого количества валунно-галечного материала в базальных горизонтах свидетельствует о расчлененности рельефа берегов и о значительной транспортирующей силе гидросети, выносившей в море большое количество обломочного материала и продукты размыва кимберлитов. Последнее подтверждается распространением минералов-спутников в базальных горизонтах. Спутники представлены неокатанными зернами пиропы, хромдиопсида, пикроильменита (размером до 2 мм).

Прибрежно-морские условия с устойчивым положением береговой зоны и интенсивная эрозия водосборной площади, распространение алмазов и их спутников в нижнеюрских отложениях на ограниченной территории, обогащение базальных крупнообломочных пород минералами тяжелой фракции — все это, по мнению З. В. Осиповой (1963), позволяет рассматривать данные породы как перспективные в отношении россыпей алмаза. Так как обломочный материал базальных горизонтов не претерпел длительного переноса, можно предполагать существование близко расположенных коренных источников алмаза.

Четвертичные россыпи алмазов

В четвертичных отложениях алмазы найдены в долинах рек Оленек (рис. 36), Мэрчимдэн, Беенчимае и Куойка. Наиболее алмазоносны долины двух последних рек, поэтому они рассматриваются более подробно.

Реки Беенчимае и Куойка — левые притоки р. Оленек; длина их долины 180—200 км, ширина 3—6 км, ширина русел 60—120 м, глубина 0,8—2 м, скорость течения 0,3—0,6 м/сек в межень.

Нижние течения рек развиты в районе распространения карбонатных пород кембрия; средние и верхние — расположены в поле развития песчано-глинистых пород перми и юры.



Рис. 36. Река Оленек в среднем течении

В долинах рек известны отложения первых трех надпойменных террас, поймы и русла.

Отложения третьей террасы имеются только в нижнем течении р. Куойки. На цоколе высотой 32—35 м лежат галечники мощностью 0,6—1,2 м, перекрытые толщей песков и суглинков (5—6 м). Они представлены песчано-глинистыми отложениями с крупной галькой в количестве 60—80% от всей породы.

Отложения второй террасы развиты на всем протяжении рек. На цоколе высотой 16—22 м лежат галечники мощностью 0,6—1 м. Галечники перекрыты песками значительной мощности (от 0,2 до 5 м).

Отложения первой террасы развиты как в долинах рек Куойки и Беенчима, так и в долинах их притоков. Мощность их в нижнем течении рек измеряется 5—6 м, в верхнем — 10—12 м. Русловая фация аллювия в нижнем течении рек представлена щебенчато-галечниковым материалом, в верхней части — грубозернистыми песками с галькой, щебенкой с валунами. Средняя мощность русловой фации первой надпойменной террасы р. Куойки в нижнем течении не превышает 0,75 м, в среднем — 2 м и в верхнем — 0,8 м. На р. Беенчима средняя мощность галечников составляет в нижнем 2,5 м, в среднем 1,8 м и в верхнем течении 1,5 м.

Отложения поймы развиты широко как в долинах основных рек, так и в долинах многочисленных притоков. В строении аллювия четко выражены два горизонта: нижний (0,7—2 м), сложенный галечниками, и верхний (1—2 м) — суглинками и песками.

Русловые отложения представлены песками, глинами, галечниками и щебенчато-галечниковым материалом. Пески и глины развиты в верховьях рек Беенчима и Куойки и на их мелких притоках. Галечниковые образования присущи бассейну средних течений рек, а щебенчато-галечные — нижним течениям рек.

Петрографический состав галечников довольно однообразен (табл. 69). Основная масса галек состоит из известняков и доломитов

Таблица 69

Петрографический состав галек аллювиальных отложений рек Беенчима и Куойки (в %)

Порода	III терраса	II терраса	I терраса	Пойма	Русло
Известняки и доломиты кембрия	30	25	До 60	36	До 35
Песчаники перми и юры	До 50	До 50	20—30	12	30
Кремний и окремненные породы	10—20	35	6—20	20	5—10
Халцедон	3—10	1	4	5—10	5
Кварцит	До 15	5—34	1—10	До 10	5
Кварц	3—5	8	5	10	10
Кварцевые породы	1	1	8	2	3
Траппы	—	1	1	2	1

синия и кембрия (30—60%), песчаников и известняков перми и юры (30—50%), кремней и окремненных пород, халцедона, кварцита и кварца. Отмечаются существенные колебания в содержании этих галек на отдельных участках. Так, для нижних течений рек Беенчима и Куойки характерно увеличенное содержание галек известняков, доломитов и траппов; для средних и верхних — пермских песчаников и кремней.

Основными минералами тяжелой фракции шлихов в рассматриваемом районе являются гранат и ильменит (табл. 70). Наибольшие

Средний минеральный состав тяжелой фракции шлихов пойменных и русловых отложений рек Беенчима и Куойки (%)

Минерал	Пойменные отложения		Русловые отложения				
			р. Беенчима			р. Куойка	
	р. Беенчима	р. Куойка	нижнее течение	среднее течение	верхнее течение	нижнее течение	верхнее течение
Гранат	46,2	53,3	50	60—70	62	40—60	65
Ильменит	33,7	35,9	39	20—40	20	10—30	20
Циркон	5,6	7,0	1	3—4	7	Зн.	До 33
Магнетит	5,5	4,0	10	Зн.	8	20	12
Рутил	1,85	27	Зн.	»	3	Зн.	До 9
Эпидот	0,2	Зн.	»	»	Зн.	»	2—19
Сфен	0,3	0,4	»	»	»	»	6—19

их содержания наблюдаются там, где размываются алмазоносные базальные горизонты юры. Граната много также и в средних течениях рек Куойки и Беенчима, в районе размыва пермских пород. Повышенные содержания пикроильменита отмечены в нижних течениях этих рек, в непосредственной близости от кимберлитовых тел.

В распределении минералов-спутников алмаза отмечены следующие закономерности.

Пикроильменит обнаружен почти во всех шлихах. Его содержание составляет от единичных знаков до 1—5% от веса тяжелой фракции. В средних и верхних течениях рек пикроильменит имеет мелкие размеры и сильно окатанные зерна, в нижнем течении он «свежий» и крупных размеров (2—4 мм).

Пироп обнаружен во всех разновозрастных галечниковых отложениях. Наибольшее количество его отмечено в русле средних течений рек Беенчима и Куойки. Размеры зерен его незначительны (0,5—2 мм). В средних и верхних течениях рек пироп окатан, в нижних — встречены зерна пироба с келифитовой каймой, указывающей на незначительный перенос.

Хромдиопсид встречается эпизодически во многих шлихах. В нижнем течении он имеет крупные размеры (более 2 мм), в верхних — он сильно окатан и отличается мелкими размерами.

Алмазы найдены во всех разновозрастных четвертичных галечниковых образованиях. Наибольшие содержания алмазов отмечены в средних течениях рек Беенчима и Куойки, где размываются нижнеюрские алмазоносные конгломераты. Средние содержания алмазов на р. Куойке возрастают в среднем течении в 1,5 раза по сравнению с нижним течением и в 8 раз по сравнению с верхним.

Средний вес алмазов 17,6 мг, но встречаются кристаллы весом от 1 до 376 мг.

По форме кристаллов алмазы распределяются в следующих количествах: октаэдров 5—6%, ромбодекаэдров 90—95%. Алмазы со следами механического износа встречаются в единичных знаках.

Анализ имеющихся материалов говорит о том, что основными источниками алмазов аллювиальных россыпей рек Куойки и Беенчима являются юрские вторичные коллекторы.

В аллювии других рек, как указывалось, обнаружены лишь единичные алмазы.

Средне-Оленекский район

Средне-Оленекский район включает бассейн среднего течения р. Оленек, верхнее течение рек Моторчуны и Куогас-Улуйбут-Моторчуны.

Район беден алмазоносными россыпями. Единичные находки алмазов зафиксированы в четвертичных аллювиальных отложениях рек Оленек, Укукит, Биректе, Куогас-Улуйбут-Моторчуны и в верхнем течении р. Моторчуны.

Специальных исследований в этом районе авторы не проводили. Четвертичные отложения в основном описываются по литературным данным.

В пределах рассматриваемой территории преимущественно развит четвертичный аллювий. Рыхлые отложения других генетических типов играют подчиненную роль.

Река Оленек в своем среднем течении протекает среди песчанистых известняков и доломитов верхнего кембрия. Долина реки хорошо разработана, ширина ее от 3 до 6 км. Широко развиты пойма и комплексы низких террас со следующими относительными высотами: пойма — 8 м, первая терраса — 12—14 м; вторая терраса — 25—30 м, третья терраса — 45—60 м и четвертая терраса — 70—80 м.

Наиболее древними четвертичными образованиями являются отложения четвертой надпойменной террасы, относящиеся к среднечетвертичному времени. По данным Ф. Ф. Брафогеля, эта терраса в изученном отрезке сохранилась в виде небольшого по размерам останца в районе устья р. Сопки, левого притока р. Оленек. Здесь, на высоте 70 м, сохранились маломощные галечные отложения. Галька хорошо окатана и представлена известняками (до 70%) и гранитами (до 30%). Имеются единичные гальки гнейсов, кварцитов, кварца и траппов.

Третья надпойменная терраса также сохранилась в виде реликтов на отдельных участках долины. Терраса эрозионно-аккумулятивная, высота цоколя достигает 40—50 м от уреза воды. Аллювий террасы имеет двучленное строение. Верхняя часть разреза представлена суглинками, а нижняя — галечниками. В галечниках преобладают местные карбонатные породы; кроме того, присутствуют гальки кремня, кварца, кварцита, гнейса и т. д. Мощность аллювия этой террасы не установлена, но, по-видимому, она не должна превышать 6—8 м. В шлихах из отложений ложков, дренирующих третью террасу р. Оленек, часто отмечаются крупные зерна пиропов. Возраст третьей террасы условно определяется началом верхнечетвертичного времени.

Отложения второй надпойменной террасы распространены более широко; с некоторыми перерывами они наблюдаются на протяжении всей долины р. Оленек. Терраса эрозионно-аккумулятивная, цоколь ее 10—13 м. Местами аллювий террасы размыт и имеет незначительную мощность. Максимальная мощность аллювия не превышает 8—10 м. Обычно сверху залегают суглинки и супеси с редкой галькой и щебенкой; мощность их 1—1,5 м. Русловая фация аллювия террасы представлена песками и галечниками мощностью до 4—6 м. Галечники состоят преимущественно из галек местных карбонатных пород (до 90%). Гальки экзотических пород (до 10%) представлены кварцем, кремнем, траппами и гнейсами.

Первая терраса р. Оленек протягивается почти непрерывной полосой по обоим берегам реки; терраса аккумулятивная, мощность аллювия 17—18 м. Пойменная фация аллювия, мощностью до 10—12 м, состоит из торфяников, илов и суглинков с линзочками и прослоями льда. Низы разреза слагают галечники мощностью 5—6 м; в основной своей массе они представлены местными карбонатными породами; в незначительном количестве встречаются гальки кремня, кварца, кварцитов, гнейсов и траппов.

По р. Оленек пойменные отложения практически отсутствуют или развиты очень слабо; в русле реки имеются галечниковые косы, отмели и острова-осередки; мощность руслового аллювия не превышает 0,5—1 м.

Во многих местах р. Оленек установлена убогая алмазонасность руслового аллювия.

В бассейне р. Куогас-Улуйбут-Моторчуны Б. И. Прокопчук, М. С. Кострюковым, Н. И. Королевой (1964) проведены исследования с целью выявить сохранность пироба в зависимости от условий транспортировки рыхлых отложений. Этот вопрос важен при изучении россыпей, поэтому считаем целесообразным коротко осветить его.

Авторы изучали пироб в кимберлитах, элювии и делювии, а также в отложениях временных и постоянных водотоков. Работы проводились на трубке Аэрогеологическая. Кимберлит этой трубки богат пиробом. Он прослеживается от коренного источника до руслового аллювия.

Пироб в кимберлите трубки. Из различных частей трубки с глубины 2,5 м были отобраны 27 проб плотных кимберлитов. Объем каждой пробы составлял 3—5 л¹. После легкого дробления штучков породы пироб осторожно извлекали и изучали под бинокулярной лупой и в шлифах.

Содержание пироба в отдельных пробах изменяется в пределах 500—1100 зерен на 10 л породы в плотной массе. Среднее содержание в 27 пробах составляет 867 зерен. Почти половина зерен имеет размер от 1 до 4 мм, 40—45% — менее 1 мм и 1,5% зерен — 4—7 мм в поперечнике. Отдельные редкие зерна достигают 4 и 6 см в поперечнике.

Наиболее широко распространен пироб оранжевого цвета (75—80% от общего количества), показатель преломления которого 1,748. Пироб винно-красного цвета с показателем преломления 1,734—1,737 составляет около 3—15%, пироб фиолетового цвета с показателем преломления 1,748—1,767 составляет 1—2%.

В кимберлите зерна пироба особенно часто обладают округлой, овально-округлой, округло-уплощенной и вытянуто-округлой формами (около 93—95%); остроугольные обломки содержатся в количестве 5—6%, и только единичные зерна имеют реликты ромбододекаэдрического габитуса.

В большинстве случаев зерна пироба разбиты сетью трещинок, обычно ажурных, очень тонких, едва заметных и (редко) более грубых; обычно они заполнены вторичными минералами, более мягкими, чем пироб. На 100 зерен приходится лишь пять—десять нетрещиноватых.

Большинство зерен пироба (80—87%) покрыто келифитовой, как правило, многослойной оболочкой, толщина которой изменяется от долей миллиметра до 1 мм; чем интенсивнее изменен пироб, тем оболочка толще. Поверхность зерен пироба почти всегда резорбирована или корродирована. На ней наблюдаются скульптуры матировки, а также скульптуры шероховатая, призматическая, паутинная и оплавленная, описанные в работах А. А. Кухаренко и А. П. Бобриевича. Нами дополнительно выделены скульптуры пирамидок и призматическая.

Скульптура пирамидок проявляется на поверхности зерен пироба в виде развития небольших островерхих пирамидок, разделенных небольшими углублениями или примыкающих одна к другой в виде цепочки сглаженных вершин.

Призматическая скульптура характеризуется развитием на поверхности зерен небольших вытянутых призмочек, параллельно заходящих одна за другую. Эта скульптура напоминает насечку на напильнике.

¹ Для удобства пересчет проводился на 10 л породы.

Наиболее часто встречается пироп со скульптурой матировки и шероховатой. Из 1000 зерен скульптуру матировки имеют 547, шероховатую — 393, паутинную — 29, оплавления — 13, скульптуру пирамидок — 11 и призматическую — 7.

Пироп в элювии кимберлитов. Шлиховые пробы из элювия отбирались равномерно по всей трубке с глубины 0,3 м. В двух местах пробы были отобраны через каждые 10 см по вертикали, начиная с глубины 2,7 м. В связи с тем, что в элювии около 40% объема занимает лед, объем пробы при промывке шлиха увеличивался до 14—15 л. Содержание пироба в элювии несколько выше, чем в кимберлите: 250—1500 зерен на шлих. Судя по 48 пробам, среднее содержание составляют 916 зерен. Увеличение количества пироба связано, по-видимому, с распадом части трещиноватых зерен на более мелкие кусочки.

Соотношение зерен по крупности по сравнению с пиропом из кимберлита несколько изменяется. Содержание средних зерен (от 1 до 4 мм) уменьшается от 30 до 20%, более крупных (4—7 мм) — от 0,5 до 0,2%, остальные зерна представляют осколки размером менее 1 мм. Распределение зерен пироба по цвету такое же, как и в плотном кимберлите: по-прежнему много оранжевого пироба — 75—80%.

В элювии количество округлых зерен снижается до 26—28%; количество угловато-округлых зерен увеличивается до 47—50%; остальные зерна представляют остроугольные осколки. Увеличение угловато-округлых зерен и остроугольных осколков произошло, по-видимому, за счет разрушения трещиноватых округлых зерен под воздействием выветривания. По сравнению с плотным кимберлитом в элювии уменьшается процент трещиноватых зерен: из 100 зерен лишь 46—53 с трещинками (подсчеты производились по 12 пробам).

Все зерна округлой формы окаймлены келифитовой оболочкой, часть — односторонней. В угловато-округлых зернах оболочка находилась лишь на части округленных поверхностей.

На поверхности зерен пироба из элювия, как и в кимберлите, наблюдаются различные скульптуры. Лишь на отдельных зернах рисунок скульптур несколько сглажен, особенно скульптуры пирамидок и причуд.

Пироп в делювии. Шлиховые пробы объемом 10 л отбирались из двух делей с глубины 0,3 м через каждые 50 м, начиная от трубки. В общей сложности были отобраны 23 пробы. Содержание пироба в них составляет 25—130 зерен на 10 л породы, среднее содержание по 23 пробам — 111 зерен.

Разубоженное содержание пироба в делювии по сравнению с элювием связано с привнесом значительной массы тонкозернистого материала со склонов. Преобладают зерна размером до 1 мм в диаметре (от 80 до 86%), от 1 до 4 мм составляют 14—18%, и лишь единичные зерна имеют 5—6 мм в поперечнике. Среди пироба из делювия отмечены оранжевые (43—84%), винно-красные (8—23%) и фиолетовые (8—21%) разновидности.

Угловато-округлые зерна пироба в делювии преобладают, составляя до 53—62% от общего количества зерен; остроугольных осколков 20—23%. Количество округлых зерен снижается до 1—8%. Значительно увеличено содержание монолитных (без трещин) зерен: из 100 зерен 67 монолитных.

В 20 шлихах обнаружены округлые зерна с келифитовой оболочкой. Содержание их не превышает 8—15 зерен на шлих. Чаще всего келифитовая оболочка неполностью покрывает зерна. На поверхности большинства округлых зерен можно наблюдать скульптуры, на которых заметны следы истирания — рисунок скульптуры обычно сглажен.

Пироп в аллювии временных водотоков. На юго-восточном склоне кимберлитовой трубки берет начало ручей протяженностью 1,6 км. Водоток бывает только в период сильных дождей и после таяния снега. Аллювий представлен плохо отсортированным щебенчато-глинистым материалом. Обломки кимберлита в аллювии не встречены. Из тальвега отобрано 16 шлиховых проб через каждые 100 м. Содержание пироба изменяется в широких пределах — от 83 до 413 зерен на 10 л породы.

Преобладают зерна пиропов размером менее 1 мм; 3—12% зерен имеют размеры от 1 до 2 мм, 2—3-миллиметровые зерна встречаются редко. Оранжевый пироп составляет 60—80%, винно-красный — 6—18%, фиолетовый — 15—30%. Преобладают угловато-округлые зерна (до 54%); количество целых округлых зерен 0,5—2,5%; остальные зерна — остроугольные обломки. Количество трещиноватых зерен резко сокращается: в шлихе на 100 зерен пироба попадает пять-шесть трещиноватых.

Поверхность зерен пироба аллювия несколько более истерта, что особенно заметно на зернах со скульптурами, однако у большинства целых зерен скульптура сохранилась почти без изменений.

Почти во всех пробах (за исключением двух, взятых в среднем течении) встречаются зерна с келифитовой оболочкой.

Увеличение количества пироба вниз по течению реки, по-видимому, связано с увеличением расхода воды, а следовательно, и с более интенсивным выносом песчано-глинистого материала, в результате чего происходит обогащение аллювия пиропом.

Пироп в русловом аллювии реки, размывающей кимберлитовую трубку. По многочисленным дедам и ручейкам, а также в результате плоскостного смыва материал разрушения из кимберлитовой трубки поступает в аллювий основной реки, которая в межень имеет ширину 20—60 м, глубину 0,2—1 м, скорость течения 0,6 м/сек, расход воды 4—5 м³/сек. В аллювий пироп поступает освобожденным от вмещающей породы; в русле обломки кимберлита не обнаружены.

Пироп изучался в шлихах; 10-литровые пробы отбирали через 1—2 км из верхних побочной перекатов, где отмечались наибольшие содержания пироба. Всего отобрано 137 шлихов.

Изучение морфологических особенностей пироба на 150-километровом отрезке реки позволило установить следующую закономерность.

В непосредственной близости от трубки (первые километры) содержание пироба во всех пробах составляет не менее 200—300 зерен, а в некоторых 1400—1580.

Среднее содержание по 43 пробам на этом участке составило 587 зерен. Вниз по течению установлено постепенное уменьшение содержаний пироба. Так, на расстоянии 20 км среднее содержание измеряется 100—120 знаками, а на расстоянии 65 км и более 10—15 знаков на шлих.

Довольно быстро изменяются и размеры зерен. Вблизи трубки максимальные размеры зерен пироба составляют 1—2,5 мм, их не более 20—40%; размеры остальной части зерен менее 1 мм. Вниз по течению реки размер зерен заметно уменьшается: на расстоянии примерно 20 км от трубки встречено не более 1—3% зерен размером 1—2,5 мм, а еще через 10—20 км они совершенно исчезают.

На всем протяжении реки попадают цветные разности пироба, отмечавшиеся в кимберлите, однако их процентные соотношения изменяются по мере удаления от трубки. На расстоянии 6—15 км от трубки содержание оранжевого пироба снижается до 60%, тогда как в кимберлите его было 80%. Относительное содержание фиолетового пироба увеличивается от 24 до 29%, винно-красного — от 22 до 55%. Вниз по реке

количество оранжевого пироба еще более уменьшается. Такая закономерность прослежена на расстоянии 40 км от трубки. Вниз по течению реки пироба мало, и процентное соотношение цветовых разностей может быть случайным. Установленная закономерность связана, по-видимому, с тем, что пироб оранжевого цвета менее устойчив по сравнению с пиробом винно-красного и фиолетового цветов.

Сравнивая зерна пироба на разном удалении от трубки, видно, что при аллювиальном переносе он сильно меняет свою форму — истирается и подвергается раскалыванию по трещинам, окатывается. Округлые зерна пироба, которые в основном встречаются в кимберлите в непосредственной близости от трубки, в аллювии составляют лишь 5—6%, а через 30—40 км они совершенно отсутствуют. Угловато-округлые зерна близ трубки составляют 90—93%, остроугольные обломки — 3—4%. Вниз по течению ребра осколков все более сглаживаются, и на расстоянии 10—15 км остроугольных обломков уже не наблюдается, встречаются лишь зерна с отдельными острыми гранями. Последнее указывает на то, что происходит раскол уже окатанных зерен. На расстоянии 30—35 км попадают первые (два-три зерна на шлик) хорошо окатанные зерна пироба, из которых некоторые сохраняют еще форму бывшего обломка. На расстоянии 100—120 км от трубки содержание хорошо окатанных зерен достигает 16—20%.

При удалении от кимберлитовой трубки заметно резкое сокращение трещиноватых зерен. Непосредственно около трубки их 4—6%, далее наблюдается постепенное уменьшение, и через 35—50 км они совершенно отсутствуют.

Зерен с келифитовой оболочкой в аллювии даже в непосредственной близости от трубки очень мало. В 26 пробах общее содержание пироба составляет 10 000 знаков; из них лишь 123 зерна имеют келифитовую оболочку. Зерна пироба с оболочкой встречены лишь в единичных количествах в отдельных шлихах, отобранных не далее 11 км от трубки.

Изменение поверхности полых, нерасколотых зерен отчетливо прослеживается вниз по течению реки. При переносе зерен на расстояние даже в 3—4 км от трубки на многих из них заметны следы механического повреждения — выбоины, следы выкрошенности, небольшие выколы. Однако скульптуры еще хорошо различимы. На расстоянии 8—10 км наблюдаются следы сглаживания скульптур (особенно скульптур пирамидок и призмочек), хотя рисунок их еще четко различается. При удалении на 20—30 км от трубки все неровности на поверхности зерен (пирамидки, призмочки, бугорки, шероховатость) сглажены, на некоторых зернах вместо скульптур наблюдается зеркально-гладкая поверхность. На расстоянии более 40 км от трубки зерен со скульптурами не встречено.

Из приведенных данных можно сделать следующие выводы.

1. Наиболее ярким признаком близости кимберлитового тела являются зерна пироба с келифитовой оболочкой, поскольку последние в процессе транспортировки наиболее легко истираются. Зерна с такой оболочкой встречаются в русле не далее 11 км от местоположения трубки.

2. Наличие зерен пироба со скульптурными поверхностями также говорит о близости кимберлитов. В элювии и делювии скульптуры сохраняются без изменения. Во временных водотоках и в русловых отложениях рек наблюдается некоторая сглаженность скульптур уже на протяжении первых 8—10 км и полное их исчезновение на расстоянии 40 км от коренного источника.

3. Наличие округлых трещиноватых зерен пироба свидетельствует о близости кимберлитовых тел. Полное разрушение зерен пироба с трещинами происходит на расстоянии 35—50 км от кимберлитовой трубки.

4. Количество пироба в русле реки, размывающей трубку, уменьшается равномерно по мере удаления от нее. На расстоянии 50—60 км влияние кимберлитовой трубки на состав русловых отложений уже не сказывается. Здесь содержание пироба измеряется лишь единичными знаками.

5. В кимберлитовых трубках встречаются наиболее крупные зерна пироба. В результате физического выветривания в элювии происходит разрушение зерен пироба по трещинам. Этот процесс еще более усиливается в делювии. В аллювии измельчение зерен происходит за счет истирания и дробления.

6. Наименее устойчив к износу в аллювии пироп оранжевого цвета, что подтверждается более равномерным уменьшением его содержания вниз по течению реки по отношению к другим разновидностям.

7. В кимберлите преобладают зерна пироба округлой формы. В элювии и делювии количество их резко сокращается за счет раскола округлых трещиноватых зерен. В русле первичные округлые зерна встречаются только на расстоянии до 40 км от трубки, причем их становится все меньше и меньше вниз по течению реки. Таким образом, только обнаружение зерен пироба округлой формы и в особенности с келифитовой оболочкой может указывать на близость кимберлитовых тел. При этом не следует смешивать их с округлыми зернами, возникшими в результате аллювиального износа.

А л м а з ы. В Средне-Оленекском районе преобладают кристаллы ромбододекаэдрического облика, которые составляют 83,3% всех изученных кристаллов (Бартошинский, 1961). Октаэдрические кристаллы составляют лишь 4,8%, остальные 11,9% приходятся на долю кристаллов переходного облика. Подавляющее большинство (95%) составляют мелкие кристаллы (класс — 4+1 мм).

Верхне-Мунский алмазоносный район

Район включает бассейн верхнего течения р. Муны, на отрезке от ее верховья и до устья р. Хос-Терюхтээх. Здесь известны алмазоносные железистые конгломераты третичного (?) возраста, четвертичные россыпи.

Алмазоносность железистых конгломератов

Железистые рыхлые отложения и конгломераты в районе обнаружены в 1965 г. в нижнем течении р. Улах-Муны. Здесь в глубоких воронкообразных западинах залегают довольно мощные (до 13 м) скопления железистых суглинков, глин, песков и конгломератов с галькой и гравием кремня, кварца, гематита. Конгломераты, по данным В. М. Гаращука, содержат гравий, галечник и валуны, в разной степени сцементированные глинами. На гальках и валунах часто наблюдаются железистые корочки.

Разрез «железистых конгломератов» может быть представлен в следующем виде (снизу вверх):

Мощность, м

1. На карбонатных породах кембрийского возраста лежат вязкие глины желтовато-серого, буровато-желтого и желтого цвета, которые представляют собой древнюю кору выветривания

0,5—3

2. Конгломерат, состоящий из гравия, гальки и валунов. Валуны концентрируются в нижней части разреза, составляя 6—8% общего объема породы. Вверх по разрезу крупность материала уменьшается. Валуны представлены кварцитами, галька и гравий — кварцитами, кварцевыми песчаниками и кремнями. Цемент конгломератов железисто-глинистый.

Из минералов тяжелой фракции в конгломератах встречены магнетит, ильменит, лимонит, гематит, в большом количестве — пироп и оливин.

Алмазы в «железистых конгломератах» распределены неравномерно. Они концентрируются в виде гнезд, приуроченных к приплотиковой части разреза в местах скопления валуно-галечникового материала. В верхних частях разреза алмазов мало; они рассеяны по всей толще сложенных . . . 3—5

3. Разрушенные конгломераты, превращенные в тонкую вязкую глину, окрашенную в буро-красно-вишневые тона. В глинах алмазов пока не найдено. Минералы-спутники алмаза здесь наблюдаются . . . 0,5—4

Практическое значение конгломератов в отношении выявления в них алмазов невелико. Площади развития «железистых конгломератов» незначительны, содержание алмазов в них низкое.

Четвертичные россыпи алмазов

Эти россыпи приурочены к аллювию р. Муны. Наиболее обогащен алмазами аллювий реки в непосредственной близости от кимберлитовых тел (10—15-километровой участок). Вниз по течению в аллювии найдены только единичные кристаллы алмаза.

На рассматриваемом отрезке ширина долины р. Муны изменяется в пределах от 1 до 3 км, ширина русла 10—50 м, глубина реки в межень 0,2—0,5 м на перекатах, 1—2 м на плёсах.

Аллювий представлен отложениями русла, поймы и двух надпойменных террас.

Отложения второй террасы развиты на всем протяжении нижнего течения участка реки. В верхнем течении они встречены лишь в излучинах реки; терраса цокольная. Высота цоколя от 6 до 10 м; мощность аллювия 3—7 м.

Повсеместно отмечается двучленное строение аллювия; нижняя его часть, мощностью 1,2—2 м, представлена щебенчато-галечниковым материалом, верхняя — суглинками, песками и глинами.

Широко распространены отложения первой террасы; они развиты на протяжении всей длины по обе стороны русла реки и встречаются в долинах некоторых притоков. Строение террасы эрозионно-аккумулятивное. Высота ее коренного цоколя 3—5 м; мощность аллювия от 3 до 5 м. На цоколе лежат галечники мощностью 1—3 м.

Пойменная фация представлена суглинками, глинами и илами. Пойма аккумулятивная; ее высота на р. Муне составляет 5—6 м, на притоках 2—3 м. Русловая фация поймы сложена галечниками, мощность которых на отдельных участках меняется от 1 до 2 м. Пойменная фация аллювия представлена суглинками, глинами и песками.

В верхнем течении р. Муны русловые отложения представлены щебенчато-галечниковым материалом; мощности руслового аллювия меняются в широких пределах: от 0,5 до 1 м на притоках и от 2 до 4 м на р. Муне.

Средний гранулометрический состав разновозрастных аллювиальных отложений в общем однообразный. Основная масса аллювия представлена галечниковом и гравием, сцементированными глиной. Валунув очень мало.

Петрографический состав грубообломочного материала также сравнительно однообразный. Основная масса обломков и галек представлена кембрийскими известняками и доломитами. Встречается единичная галька разноцветных кремней и кварца. Окатанность грубообломочного материала плохая, за исключением галек кремней и кварца, отличающихся хорошей окатанностью.

Основными минералами тяжелой фракции являются ильменит (63—65%), гранат (12—14%), барит (3—5%). В редких знаках и в единичных

процентах встречены циркон, рутил, лейкоксен, кианит, эпидот, ставролит, сфен, магнетит. В распределении этих минералов закономерности не установлено.

Из минералов-спутников алмаза в аллювии обнаружены пикроильменит, пироп, хромдиопсид.

Пикроильменит найден во всех шлихах, отмытых из аллювия р. Муны; на мелких притоках ее он встречается в единичных знаках и не во всех шлихах. Наибольшие концентрации его (до 5% от общего веса тяжелой фракции) отмечены в верхнем течении р. Муны, на участке протяженностью около 15 км, начиная от района кимберлитовых трубок. Вниз по течению содержание пикроильменита уменьшается (от долей процента до единичных знаков).

Пироп также широко распространен; однако он сконцентрирован в районе кимберлитовых трубок. В 15—20 км ниже он встречается в единичных зернах мелких размеров и сильно окатан.

Хромдиопсид обнаружен только в русле р. Муны, в районе кимберлитовых трубок.

Аллювий Верхне-Мунского района на алмазы был опробован довольно равномерно. Они обнаружены в отложениях всех террас и поймы реки и в некоторых ее притоках. Разведан только русловой аллювий участка, примыкающего к трубкам. Эти россыпи имеют очень низкое содержание. В среднем по разведочным линиям содержание алмазов достаточно выдержано. Но в пределах одной и той же линии по отдельным выработкам в содержании отмечается их большая изменчивость даже в пределах одного типа отложений.

Алмазы мелкие и распределяются отдельными струями, в расположении которых трудно установить какую-либо закономерность; их средний вес 11,1 мг; 21,9% алмазов относится к октаэдрическому габитусу, 63,7% — к ромбододекаэдрическому и 14,4% — к алмазам переходной формы.

Для мунских россыпей характерно значительное количество осколков (8,7%), трещиноватых (18,5%) и поврежденных (16,3%) кристаллов алмазов.

По прозрачности и окраске алмазов выделяются кристаллы чистой воды (15%), весьма прозрачные (27%), вполне прозрачные и непрозрачные. В россыпях р. Муны много ожелезненных алмазов (около 34% от всех найденных кристаллов).

Сравнение алмазов из россыпей р. Муны и кимберлитовых тел в этом районе указывает на их полное сходство. Это, в свою очередь, свидетельствует о том, что верхнемунские россыпи образовались за счет размыва местных трубок.

История формирования рыхлых отложений и образование алмазоносных россыпей

Приведенная выше характеристика Анабарской области показывает, что проявления алмазоносности в ее пределах многочисленны. Открытые к настоящему времени месторождения составляют, видимо, небольшую часть от общего количества возможных объектов.

Для определения перспектив отдельных частей алмазоносной области необходим более глубокий анализ геологической обстановки в различные периоды, начиная с наиболее древнего времени, в котором происходило накопление алмазосодержащих пород, т. е. с юры.

Напомним, что в пермское время подавляющая часть территории представляла собой невысокую равнину, сложенную песчаными аллювиально-озерными отложениями, по которой протекали многочисленные реки, начинающиеся на западе в пределах Анабарского массива.

При впадении в море, располагавшееся восточнее, реки образовывали многочисленные дельты. Уровень морского бассейна был непостоянным, и в отдельные моменты море далеко отступало на север и восток, в пределы Верхоянской геосинклинали.

Проявившаяся в начале триаса интенсивная вулканическая деятельность существенно изменила внутреннюю структуру геологических толщ. Участки, где внедрение трапповых интрузий было особенно интенсивным (Куойкско-Далдынское поднятие), оказались весьма жесткими и впоследствии более стойко сопротивлялись денудации.

В среднем триасе в связи с интенсивным поднятием поверхность суши была сильно эродирована. На большей части площади пермские отложения были полностью смыты.

Определенная консолидация платформы после энергичного проявления траппового магматизма и последовавшее затем общее поднятие территории, видимо, имели связь с подъемом глубинных магматических расплавов, которые иногда прорывались трубками взрыва. Выбросы ультраосновных пирокластов и образование трубок происходили на участках, располагающихся вдоль зон крупных глубинных разломов. Первый участок связан с меридионально вытянутой зоной разломов, ограничивающих восточный край Анабарского щита, второй — с Куойкско-Далдынской зоной разломов (Леонов и др., 1966). На первом участке выходы кимберлитов расположились в поле распространения карбонатных синийских (Анабарский район) и кембрийских (Средне-Оленекский район) пород, на втором — среди траппов, туфов и пермских песчаников.

К юрскому времени подавляющая часть территории представляла собой уже резко расчлененное плато с глубокими речными долинами.

В юрский период история формирования рельефа и соответствующих ему россыпей алмазов была более сложной. В гетанг-синемюрское время с территории Приверхоянского прогиба в глубь платформы трансгрессировало море. Максимум трансгрессии приходится на тоарский век. Юрским морем были перекрыты трубки Куойкско-Далдынского района, трубка Аэрогеологическая и трубки Средне-Оленекского района. Трубки Куонапского района, видимо, не перекрывались и поставляли алмазы в прибрежно-морские зоны юрского моря.

Основное направление сноса алмазов происходило в северном направлении, в районы современных бассейнов рек Беенчима и Куойки, где и образовались главные прибрежно-морские россыпи алмазов.

Юрское море регрессировало из большей части рассматриваемой территории в аалене. В бассейне современных рек Куойки и Беенчима оно оставалось вплоть до верхнеюрского — нижнемелового времени, на что указывает присутствие ксенолита с белемнитом этого возраста в трубке Обнаженная (Милашев, Шульгина, 1959).

С мелового времени на территории Анабарской алмазоносной области устанавливаются континентальные условия развития. О начале этого периода у нас имеются очень скудные данные, так как осадков почти не сохранилось. Несколько более достоверные сведения касаются отрезка времени начиная с плиоцена.

Территория рассматриваемой алмазоносной области в плиоцен-раннечетвертичный этап характеризовалась преобладанием восходящих движений, которые в целом были активнее, чем в смежных областях. Наибольшая интенсивность движений наблюдалась в пределах бассейнов рек Большой и Малой Куонапки. Однако в бассейне р. Малой Куонапки, как указывает А. А. Стрелков (1965), существовало меридионально вытянутое понижение, в котором происходило накопление аллювиальных образований. Долина р. Оленек, возникшая не позднее начала неогена, сохраняла свои очертания. Реки Анабар в ее современном виде не существовало, а р. Большая Куонапка протекала через Полигайскую

котловину. Процесс поднятия территории в бассейне р. Оленек происходил настолько медленно, что р. Оленек успела образовать врезанные меандры. Поэтому можно предположить, что крупных перестроек речной сети в это время не произошло. Лишь р. Малая Куонапка была притоком р. Биректы, впадающей в Оленек.

Кимберлитовые тела рассматриваемого района были отпрепарированы и размывались. Продукты размыва концентрировались в аллювии того времени, он сейчас сохранился только на локальных участках.

Среднечетвертичное время характеризуется самарским оледенением, наложившим отпечаток на формирование отложений и алмазных россыпей. По данным С. А. Стрелкова (1965), ледник занимал значительную часть Анабарского щита. Однако в активной форме ледники вряд ли могли далеко распространяться и, по-видимому, рассматриваемую территорию не охватывали. Таяние ледникового покрова сопровождалось образованием приледниковых водоемов, разливов и потоков талых ледниковых вод. В этот период сформировались так называемые эйкские образования.

Глубина речных долин была значительно меньше, чем в настоящее время; их днища располагались на уровне четвертых и пятых террас. Петрографический и минеральный состав аллювия указывает, что речная сеть имела рисунок, близкий к современному. Таким образом, области размыта алмазоносных пород были близки к современным.

После самарского оледенения наступило межледниковье, для которого была характерна бореальная трансгрессия. Последняя оказала существенное влияние на ход экзогенных процессов и на россыпеобразование.

На этапе этой трансгрессии сформировалась третья надпойменная терраса, высота которой несколько меняется на разных участках рассматриваемой области. Так, по р. Оленек она составляла 60—80 м, по р. Кютюнгде — 40—50 м, по р. Укукит — 40 м, по рекам Беенчиму и Куойке — 25—30 м, что было обусловлено влиянием рельефа, стока и поведения отдельных тектонических структур. Существенных перестроек речной сети в рассматриваемый период не отмечалось. В это время, по-видимому, заложились долины рек Беенчиму и Куойки; их водотоки размывали нижнеюрские алмазоносные слои, за счет которых и происходило обогащение отложений третьей надпойменной террасы.

В последующий период и вплоть до настоящего времени территория области испытывает тенденцию к поднятию, в результате чего образовались вторая и первая цокольные надпойменные террасы, а затем и пойма. Алмазоносность их установлена на реках Малой Куонапке, Беенчиму и Куойке.

Таким образом, анализ геологического развития рассматриваемой территории указывает на то, что на протяжении от мезозоя и до настоящего времени условия для образования алмазных россыпей не были благоприятными. В то время преобладали денудационные процессы, в результате чего алмазы выносились за пределы области. Несколько более благоприятная обстановка существовала в бассейнах рек Куойки, Беенчиму, Уджи и в нижнем течении р. Анабар, где происходили значительные концентрации алмазов.

МАРХА-ТЮНГСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ОБЛАСТЬ

Эта область охватывает территорию, расположенную между средним течением р. Мархи и средним и верхним течением р. Тюнг. С запада на восток она простирается на 300—400 км, с юга на север — на 100—200 км. Площадь ее около 60 000 км².



Рис. 37. Типичный характер склонов мелких рек в районах развития ордовикских карбонатных пород (бассейн верхнего течения р. Мархи)

Область располагается на северном и северо-западном склонах Вилюйской синеклизы. В геологическом строении области принимают участие карбонатные породы среднего и верхнего кембрия, нижнего ордовика, терригенные юрские образования, «водораздельные галечники» мелового-несенового возраста и глинисто-песчано-галечниковые образования четвертичной системы.

Кембрийские и ордовикские отложения прорваны дайками долеритов (траппами). Кимберлитов не обнаружено.

Отложения среднего кембрия обнажены в бассейне р. Тюнг; они представлены карбонатными отложениями силигирской свиты (Леонов, 1962). Породы верхнего кембрия составляют большую часть Марха-Тюнгского междуречья и также представлены карбонатными отложениями мощностью 350—500 м.

В бассейне среднего течения р. Мархи известны нижнеордовикские образования двух ярусов: усть-кутского и чуньского. Породы первого мощностью 260 м сложены плитчатыми и алевроитовыми известняками, чередующимися с прослоями и линзами известняковых конгломератов, обломочных оолитовых водорослевых известняков и аргиллитов (рис. 37).

Отложения чуньского яруса представлены олондинской свитой, сложенной песчанистыми и оолитовыми известняками, доломитизированными известняками, доломитами и известняковыми песчаниками. Мощность свиты 300—310 м.

На размытой поверхности кембрийских и ордовикских отложений залегают терригенные отложения юрского возраста.

Нижняя юра в бассейне р. Мархи представлена континентальными породами, относимыми к укугутской свите. В основном она сложена песками, чередующимися с алевролитами и песчанистыми глинами, а также с конгломератами общей мощностью около 50 м. На отложениях укугутской свиты залегают морские осадки, относимые к нижнему плинсбаху.

В бассейне р. Тюнг морские осадки лежат непосредственно на размытой поверхности кембрия. Разрез плинсбаха начинается базальным конгломератом мощностью 0,35 м и заканчивается косослоистыми песча-

ми дельтового типа. Полная мощность отложений не превышает 17 м. В бассейнах Мархи и Тюнга развиты морские образования верхнего плинсбаха, представленные песками, алевролитами и аргиллитами; общая мощность их 70—80 м.

Литофациальный переход от верхнеплинсбахских осадков к тоарским выражен неясно. Нижние горизонты тоара от подстилающих слоев плинсбахского яруса отличаются заметным количеством глинистых прослоев, выше по разрезу тоара появляются пески и линзы конгломерата. Общая мощность отложений тоарского яруса 30—40 м.

Осадки аалена, мощностью 45—50 м, представлены двумя пачками пород; нижняя из них состоит из 20-метровой пачки песков аллювиально-дельтового типа; верхняя — из аргиллитов, алевролитов, песков, отлагавшихся в морском бассейне.

Байосские осадки в бассейне р. Тюнг сложены песчаниками и аргиллитами; в их основании залегают маломощные (0,5 м) конгломераты и гравийники. Опробование на алмазы показало отрицательные результаты.

Выше аргиллиты постепенно переходят в пресноводные осадки якутской свиты. В бассейне р. Тюнг В. А. Вахрамеев к этой свите относит толщу уплотненных мелкозернистых и алевролитистых песчаников с прослоями песчаных глин и линзами известковистых песчаников. В основании этой толщи фиксируется тонкий прослой гравия, состоящий из мелкой кварцевой и кремневой гальки. Минералы тяжелой фракции представлены эпидотом, роговой обманкой и рудными минералами. Общая мощность среднеюрских отложений в бассейне р. Тюнг составляет 250 м.

В бассейне р. Мархи к среднеюрским отложениям относятся две пачки: нижняя, мощностью 170 м, представленная главным образом песками с небольшим количеством конгломератов, и верхняя, мощностью 65 м, сложенная алевролитами с пластами бурого угля. Горизонты конгломератов были опробованы на алмазы, но результаты оказались отрицательными.

Верхнеюрские образования Марха-Тюнгской алмазоносной области сложены пачками ритмично чередующихся светлых песков, песчаников, алевролитов, глин и углей. Редко встречаются маломощные прослои конгломератов и галечников. Конгломераты в незначительном объеме опробовались на алмазы, но результаты отрицательные. Общая мощность верхнеюрских отложений 150 м.

В средних течениях Мархи и Тюнга широко распространены водораздельные галечники; М. И. Плотникова, О. И. Кардопольцева и др. (1963) выделяют среди них следующие возрастные и генетические типы: 1) аллювиальные отложения верхнемелового — палеогенового возраста; 2) аллювиальные образования коры выветривания, аллювиальные и озерные отложения палеогенового возраста; 3) аллювиальные отложения неогенового возраста; 4) аллювиальные отложения плиоцен-нижнеплейстоценового возраста; 5) аллювиальные отложения нижнеплейстоценового возраста.

Четвертичные образования представлены аллювиальными отложениями; в большинстве случаев они алмазоносны. Их характеристика приведена при описании алмазоносных россыпей.

Геоморфологическое строение области несложное. Рельеф однообразный, сглаженный. Водораздельные высоты достигают 400—450 м и постепенно снижаются к долине Вилюя до 100—120 м. Водоразделы плоские, часто заболоченные.

Основные реки — Марха и Тюнг с их притоками. В зависимости от характера размываемых пород меняется и морфологический облик до-

лин. В районе развития карбонатных пород русла рек врезаются на значительную глубину (до 80—120 м), ширина крупных долин достигает 4—5 км. Здесь террасы развиты в виде отдельных фрагментов. В районе распространения мезозойских терригенных пород реки имеют широкие террасированные долины, а русла рек сильно меандрируют.

На рассматриваемом отрезке р. Мархи выделяют пойму высотой 6—8 м и шесть надпойменных террас: первая высотой 12—15 м; вторая — 20—25 м; третья — 40—45 м; четвертая — 60—65 м; пятая — 70—90 м и шестая — 90—105 м. Вверх по течению высоты террас постепенно уменьшаются. Пойма реки аккумулятивная, а все надпойменные террасы — эрозионно-аккумулятивные.

В долине р. Тюнг развиты низкая и высокая аккумулятивные поймы и четыре эрозионно-аккумулятивные надпойменные террасы. Пойма имеет ограниченное распространение и появляется лишь на выпуклых частях излучин. Высота ее от 3 до 10 м, ширина 50—300 м. Высоты террас следующие: первая 10—12 м, вторая 17—18 м, третья 22—25 м, четвертая 80—90 м.

Формы долин более мелких притоков разнообразные, что зависит от литологии размываемых пород и мощности водных потоков. У рек, заложенных в карбонатных породах палеозоя, долины узкие, мощность их аллювия незначительна; в районах развития рыхлых пород речные долины очень широкие.

Алмазоносные районы Марха-Тюнгской области

В пределах этой области отчетливо выделяются два алмазоносных района — Тюнгский и Средне-Мархинский.

Тюнгский алмазоносный район

Район включает бассейн верхнего и среднего течения Тюнга с его притоками — реками Чимидикэн, Верхний, Средний и Нижний Салакуты, Арга, Илин-Салаа, Куду, Курунг-Юрэх, Юлегир, Мастаах. На рассматриваемой территории установлена алмазоносность прибрежно-морских отложений нижней юры, аллювиальных россыпей четвертичного возраста и единичные находки алмазов в аллювии многочисленных рек и ручьев. Геология и вещественный состав прибрежно-морских отложений нижней юры приводится ниже.

В. В. Алексеевым, В. И. Немец в долине р. Тюнг, в 40 км ниже устья р. Чимидикэн, алмазы были найдены в прибрежно-морских отложениях нижней юры (среднего лейаса). Нами детально изучались аналогичные отложения и в других местах этого района.

На правом берегу Тюнга, в 4 км выше устья р. Илин-Салаа, юрские отложения (снизу вверх) представлены:

	Мощность, м
1. Мелкозернистыми песчаниками серого цвета с косой слоистостью; видимая	1,0—1,5
2. Мелкозернистые пески серого цвета с тонкими прослоями глины темно-серого цвета	9
3. Мелкозернистые пески с тонкими прослоями и линзами углистых остатков. В верхней части горизонта в песках наблюдается косая слоистость	3
4. Глинистые алевролиты с прослоями уплотненных аргиллитов и темно-бурой глины	2,5
5. Пески мелкозернистые, темно-серые, с отдельными гальками и гравием кремниевого состава и с сантиметровыми пропластками плотной глины. В 4,0 м выше подошвы слоя имеется прослой глинисто-галечного материала толщиной 0,35 м. Гальки хорошо окатаны, часто покрыты тонкой темно-бурой коркой, форма их плоская. Преобладают гальки разме-	

ром 1—2 см, встречаются отдельные гальки величиной 18 см (по длинной оси), толщиной 3 см. Состав их в основном кремнистый, но иногда галька представлена карбонатными породами. В верхней части прослоя галька и гравий составляют примерно 50% объема породы.

6. Конгломерат темно-серый, плотный. Цемент известковистый. Гальки составляют 20—30% объема породы; они представлены песчаниками и известняками, реже хорошо окатанными черными кремнями. Преобладают гальки от 1 до 3—4 см. В цементе содержатся остатки древесины. Контакт конгломератов с песками и карбонатными породами кембрия четкий, ровный

0,35

В 2 км ниже по р. Тюнг слои, соответствующие верхней части описанного разреза, начинаются песками у самого уреза воды, которые на высоте 10 м над уровнем воды заменяются косослоистыми песчаниками. Этот разрез осадков юры О. К. Смирновой (1961) принимается за стратотип плинсбаха Вилюйской впадины общей мощностью около 17 м.

Вышележащие отложения домера были вскрыты расчистками в двух—пяти разрезах. В основном эти породы представлены алевритистыми песками, алевролитами и аргиллитами. В толще встречаются пласты и линзы плотных песчаных известняков и глин. В ее основании залегает слой конгломератов. В третьем разрезе, по правому берегу р. Тюнг, обнажаются (сверху вниз):

Мощность, м

- | | |
|--|---------|
| 1. Плотные алевритистые глины темно-серого цвета | 4 |
| 2. Пески мелкозернистые, пылеватые, кварцево-полевошпатовые с видимыми чешуйками слюды. Присутствуют прослой плотных глин и аргиллитов (до 15—20 см) и кремнистые галечники (2—5 см) | около 8 |
| 3. Песчаные галечники с тонкими прослоями темно-серой глины. Обломочный материал состоит из хорошо окатанного гравия и гальки размером от нескольких миллиметров до 2 см. Преобладают гальки устойчивых кремнистых пород, реже — гальки известняков и траппов. Местами конгломерат замещен песками. Мощность конгломератного слоя не превышает | 0,4 |
| 4. Глинистые пески с тонкими линзовидными прослойками галечников | 0,4 |
| 5. Конгломераты, слабо сцементированные голубовато-серым песком с тонкими прослоями темно-серых глин. Галька различной крупности — от 1 до 10 см. Встречаются обломки траппов. В конгломератах много раковин морских моллюсков; присутствует окаменелая древесина. При опробовании этих конгломератов было найдено два кристалла алмаза | 0,4 |

В разрезах 4 и 5 выше слоя алевритистых глин залегает мощная (до 30—35 м) толща песков с отдельными прослоями галечников. Верхняя пачка осадков домера обнажается в районе пос. Антоновского, где увеличивается число и мощность прослоев песчаных известняков и алевролитов. Алмазоносные отложения к северу и северо-востоку от описанного участка вскрыты только горными выработками. Ниже приводится их описание.

Участок Маршрутный — Нижний расположен на водоразделе рек Чимидикэн — Линдэ. Здесь, на склоне Чимидикэна, пройдено несколько линий шурфов по юрским отложениям (рис. 38.) На абсолютной отметке около 205 м в шурфе 979 вскрыты плотно сцементированные известняки темно-серого цвета с равномерно рассеянной штриховидной вкрапленностью растительного детрита.

Аналогичные известняки встречены в шурфах 971 и 951 на абсолютном уровне около 213 м; аналогичны известняки наблюдаются в шурфах, расположенных на абсолютной высоте около 226 м (шурфы 960—970). Залегание их линзовидное или наклонное; этот горизонт не вскрыт по всей линии, вследствие большой мощности толщи, перекрывающей известняки.

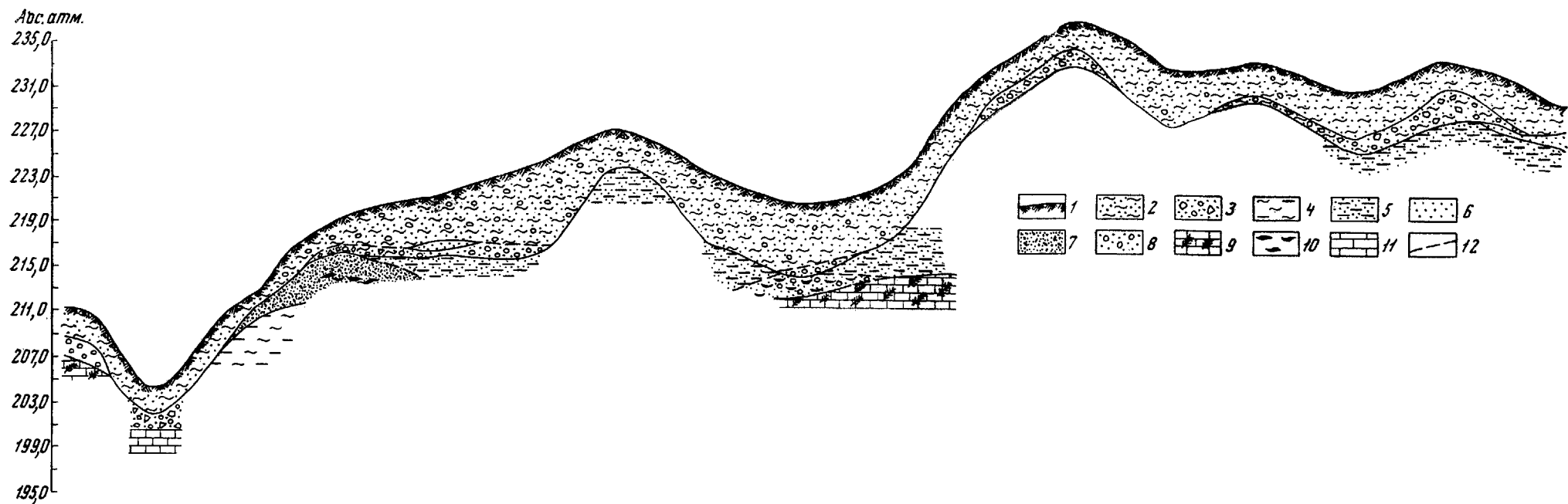


Рис. 38. Геологический разрез морских отложений нижней юры на водоразделе рек Чимидикэн — Линдэ (участок Маршрутный — Нижний, длина линии 6600 м).

1 — почвенно-растительный слой; 2 — суглинки и глины со льдом и редкими гальками экзотических пород; 3 — «валунные супеси»; 4 — плотные слоистые глины; 5 — тонкозернистые слоистые пески; 6 — тонкозернистые пески; 7 — среднезернистые пески; 8 — песчано-гравийно-галечные отложения; 9 — известняки юры; 10 — линзы бурых углей; 11 — карбонатные породы кембрия; 12 — условные границы горизонтов

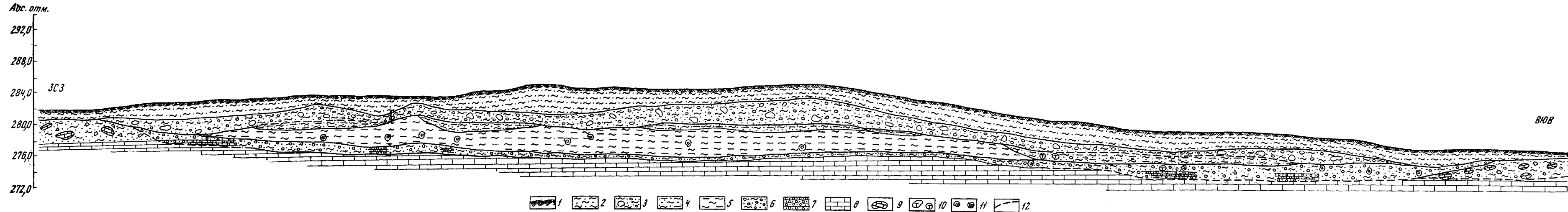


Рис. 39. Геологический разрез морских отложений нижней юры на водоразделе рек Тюнг — Тюнгкэн (участок Алексеевский, длина линии 9400 м).

1 — почвенно-растительный слой; 2 — суглинки и супеси со льдом и редкой кремнистой галькой; 3 — «валунные супеси»; 4 — супеси, переслаивающиеся с глинами; 5 — слоистые глины; 6 — песчано-галечно-гравийные отложения (разрушенные конгломераты); 7 — конгломераты; 8 — карбонатные породы кембрия; 9 — сбломки карбонатных пород; 10 — валуны траппов; 11 — фауна; 12 — условные границы литологических горизонтов

Выше, в шурфах 974 и 971, вскрыты конгломераты и галечники. Размеры гальки от 0,5 до 3—5 см; преобладают мелкая галька и гравий в основном кремнистого состава; присутствует щебенка известняков. Окатанность галек хорошая в конгломератах, средняя и угловатая в галечниках. Цементом их служит слабоглинистый матово-серый мелкозернистый песок. Мощность слоя конгломерата около 0,3 м, галечников — 1 м.

На конгломератах залегает прослой песков мощностью около 2 м. Пески среднезернистые, светло-серые, с галькой кремня; они сменяются плотными глинами с плитчатой отдельностью, горизонтальнослоистыми, матово-серой окраски. Вскрытая мощность их по шурфу 977 составляет около 5 м. В отдельных местах глины фациально замещены мелко-среднезернистыми песками с линзами углей в нижней части.

Гипсометрически выше вскрыты песчанистые глины, в верхних частях постепенно переходящие в глинистые пески. Песок в отложениях тонкозернистый, алевритистый, в основном полевошпатового состава. Цвет пород матово-серый, серовато-желтый. Мощность их 15 м.

Верхним горизонтом юры на гипсометрическом уровне около 235—236 м являются ржаво-желтые супеси с обломками известняков или мергелей (возможно, фосфоритов) и с редкой галькой кремнистых пород.

Вблизи участка Маршрутного — Нижнего морские отложения юры также вскрыты на участках Утесном (междуречье Тюнг — Чимидикэн) и Поворотном (в 15 км выше от участка Маршрутного — Нижнего). На участке Утесном юрские отложения представлены почти исключительно тонкозернистыми полимиктовыми и кварцево-полевошпатовыми песками мощностью 3,0 м. Песок хорошо отмыт, почти не содержит глинистого материала. В нижней части песков отмечались крупнозернистые идеально отмытые белые, чисто кварцевые пески, близкие по размерам зерен к гравиям, и слабopесчанистые глины. На участке Поворотном рассматриваемые отложения представлены желтовато-серыми среднезернистыми песками с редкой галькой кремнистых пород, очень редко обнаруживается мелкогравийный материал (мощностью ~0,7 м).

Большой объем поисково-разведочных работ был выполнен на периферии области распространения юрских отложений, на водоразделах рек Тюнг — Тюнгкэн, Далдын — Чимидикэн, Чимидикэн — Уулаах-Юрх и Мунакан — Муна. Здесь юрские отложения залегают на поверхности водоразделов указанных рек в виде полос, простирающихся вдоль осевых линий водоразделов.

Участок Алексеевский. Базальный горизонт юры представлен конгломератами и галечниками, вскрытыми по всем выработкам и в разной степени выветрелыми (рис. 39). В шурфе 902 горизонт конгломерато-галечников вскрыт на глубине от 4,4 до 5,4 м. Цвет породы темно-серый, почти черный. Конгломераты слабо разрушены; содержание гальки и гравия в них высокое (60—70% объема породы). Размер галек не превышает 5—7 см; доля мелкой гальки и гравия от общей массы обломочной части породы составляет 65—70%.

Гальки и гравий представлены кремнистыми породами; редко встречаются гальки неопределенных выветрелых эффузивов. Окатанность гравия и галек средняя. Форма их обычно округлая. Цемент состоит из тонкозернистого глинистого песка, очевидно, с примесью карбонатного материала.

В шурфе 909 разрез юры состоит из перемежающихся слоев и линз, представленных глинами, галечниками, песками и аргиллитами; общая мощность их около 1,5 м. Галечные линзы состоят большей частью из мелкого галечника и гравия, но встречаются отдельные крупные гальки и валуны размером до 10—15 см. Форма их уплощенная, лепешкообраз-

ная, с толщиной плиток 3—4 см. Изредка встречаются крупные гальки округлой формы. Наблюдаются валуны пород траппов, кремней и черного, очень плотного кварцита. Валуны кварцитов и кремней хорошо окатаны. Обломки траппов и аргиллитов имеют угловатую форму. Мелкий галечник и гравий обычно состоят из кремнистых пород, кварцитов и выветрелых эффузивов. Окатанность их средняя.

Следующим горизонтом юры в разрезе являются глины с хорошо выдержанной мощностью — порядка 3—3,5 м. Это слоистые породы матово-серого цвета, с основным ритмом мощностью 5—7 см, обусловленным присутствием прослоев мелкого песчаного материала. Содержание его 20—25%. Часто присутствуют включения гальки и гравия кремней, кварцитов, кварца, изредка сильно выветрелых эффузивов. Иногда мелкий гравий образует скопления в виде гнезд размером 1—1,5 см.

Глины вверх по разрезу постепенно переходят в тонкозернистый и слабоглинистый песок. В них хорошо выражена слоистость. Цвет породы в нижней части горизонта зеленовато-серый; выше он постепенно становится ржаво-желтым и переходит в «валунные супеси».

На водоразделе рек Далдын — Чимидикэн (участок Лагерный) юрские отложения вскрыты линиями шурфов 1, 2 и 2а. Здесь приводится описание только по линиям 2 и 2а (рис. 32), так как линией 1 была вскрыта лишь небольшая линза галечников на интервале глубины 4,7—5,1 м.

По линиям шурфов 2 и 2а внизу разреза располагаются известняки с растительным детритом (шурфы 816, 817 и т. д.), аналогичные описанным в разрезе на водоразделе Тюнга и Тюнгкэна. Они залегают в виде отдельных линз. На одном уровне с известняками (линия 2а, шурф 854) в небольшом понижении плотика вскрыты сильно уплотненные пески, близкие к песчаникам; состав их полимиктовый, структура мелкозернистая, цвет желтовато-серый.

На размытой поверхности юрских и кембрийских известняков залегают галечники в виде отдельных линз (шурфы 815 и 816), сменяясь по простиранию песчано-глинистыми осадками. Цвет породы темно-серый. Гранулометрический состав следующий: гальки — 50%, гравия — 35%, песка — 15%. Размер гальки разнообразный, в основном от 1 до 5 см. Состав гальки и гравия большей частью кремнистый: кремни черно-серого, реже красноватого цвета, кварц молочно-белого цвета, яшмы, обломочный материал в редких случаях представлен песчаниками и роговиками.

Песчано-глинистые отложения с крупными гальками и валунами вскрыты в шурфах 818 и 819 на интервалах глубин, соответственно, 4,7—6,2 и 3,5—5,5 м. В их составе глины и пески занимают по 30%, гальки 35% и лед 5%. Часто содержатся обломки траппов и известняков. Преобладающий размер галек от 3 до 10—12 см. По другим разрезам на этом же горизонте и выше него залегают слабоглинистые пески серого, желтовато-серого, зеленовато-серого цвета, средне- и мелкозернистые, полимиктовые, плотные, горизонтально-слоистые с редкой рассеянной кремнистой галькой и отдельными валунами песчаников, траппов и кварцитов. Мощность песков не выдержана — от 1 до 2,5 м.

Верхним горизонтом юрских отложений, вскрытым по линии 2 на участке Лагерном, являются отложения, подобные описанным по другим районам под названием «валунные супеси».

В северо-восточном направлении от участка Лагерного юрские отложения вскрыты на водоразделе рек Чимидикэн — Уулаах-Юрях (участок Снежный) и одним шурфом на водоразделе рек Муна — Мунакаан. В этих районах юрские отложения распространены неширокими полосами вдоль осевых линий водоразделов. Разрез их представлен песками, в которых встречаются отдельные линзы и прослои мелких галечников.

Галечники отмечены в двух горизонтах — базальном, залегающем в основании разреза, и внутриформационном. Общая мощность отложений на этом участке не превышает 5 м. Литология алмазоносных юрских отложений среднего и верхнего бассейна р. Тюнг довольно однообразна. Наибольшее развитие получили алевриты, пески, глины, аргиллиты и известняки; галечники и конгломераты составляют только небольшие линзы, прослой и, редко, пласты.

Конгломерато-галечники распространены в виде базального горизонта мощностью около 0,3 м, залегающего на кембрийских известняках (участок Широкий, разрез 1), или встречаются в нижних горизонтах отложений верхнеплинбаховского возраста. Эти отложения наиболее широко развиты в пределах бассейна верхнего течения р. Тюнг (участки Алексеевский, Лагерный, Снежный). Конгломераты и галечники на участке Алексеевском наблюдаются даже в виде непрерывающегося прослоя по всему разрезу (линия 32), их мощность достигает здесь 1,5 м. Из анализа гранулометрического состава грубообломочных отложений видно, что крупные классы в заметном количестве присутствуют на участке Алексеевском (рис. 39). Наиболее высокие содержания выявлены в классах — 25+16 и — 16+8 мм (по 14,3%), а также в классе — 8+4 мм (19,4%) — данные семи анализов по шурфам 902—908. На участках Маршрутный — Нижний и Смежный развиты менее крупнообломочные породы.

Состав гальки и гравия довольно разнообразен (табл. 71). Преобладающая их часть сложена кремнистыми породами: кремнями и окремнелыми известняками (48—80%), кварцем и кварцитами (1—6%); обломки местных пород также содержатся в заметном количестве (серые известняки кембрия — 5—26%). В составе обломков при-

Таблица 71

Петрографический состав грубообломочного материала конгломерато-галечников нижней юры бассейна р. Тюнг (в %)

Порода	По данным В. В. Алексеева и В. И. Немец	По данным Б. И. Прокопчука и З. М. Израилева
Кремни и окремнелые известняки	80	48—66
Кварц	—	4—9
Кварциты	6	1—6
Песчаники и алевриты	5	2—27
Серые известняки кембрия	6	5—26
Кварцевые порфиры	—	1
Ортофиры	—	1—2
Долериты	—	Ед.
Кислые эффузивные породы	Ед.	»
Гранитоиды	—	»

сутствуют галька и гравий кислых эффузивных пород, ортофигов, порфигов и гранитоидов; последние в коренном залегании в этом районе неизвестны. Окатанность грубообломочного материала обычно хорошая и средняя. Плохо окатан материал местных пород.

Количество цементирующей массы конгломерато-галечников изменяется от 20 до 60% от общего объема породы; она представлена разнозернистым песчаным материалом, часто с примесью алевритово-глинистой фракции. Состав цемента характеризуется богатым комплексом минералов тяжелой фракции (табл. 72).

Таблица 72

Минеральный состав тяжелых фракций алмазсодержащих грубообломочных отложений морской юры бассейна р. Тюнг
(по материалам В. В. Алексеева, В. И. Немец)

Участки детальных работ	Литология отложений	Ильменит	Магнетит	Гранаты	Минералы эпидот-дозита	Моноклиный амфибол	Моноклиный пироксен	Лимонит	Пирит	Ставролит	Кварцит	Циркон	Рутил	Шпинель	Турмалин	Берит	Пироп	Хромдиопсид	Пикроильменит	Обломки пород
Широтный (левый борт долины р. Тюнг, в 35—40 км ниже правого притока р. Чимидикэн)	Галечники	72,0	3,3	5,2	6,0	Зн.	Зн.	Зн.	13,5	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	—	—	Зн.	—	—	—	—
»	»	59,4	12,0	2,6	2,0	»	»	»	23,0	»	»	»	»	—	—	1,0	—	—	—	—
»	»	60,1	3,7	6,1	23,3	—	—	—	2,5	»	»	0,5	»	Зн.	Зн.	Зн.	—	2 Зн.	—	3,8
»	»	73,0	4,5	4,5	13,5	—	—	—	—	—	»	4,5	»	»	—	—	—	—	—	—
»	»	50,0	11,8	7,3	18,6	Зн.	Зн.	3,7	8,2	Зн.	»	0,2	»	»	Зн.	0,2	—	—	—	—
»	»	45,0	5,5	0,5	2,2	—	—	Зн.	46,8	»	»	Зн.	»	—	—	Зн.	—	—	—	—
»	»	83,0	5,6	2,6	2,0	Зн.	Зн.	»	6,2	»	»	»	—	—	—	0,6	—	—	—	—
»	»	41,2	13,7	9,7	10,8	1,6	2,6	2,4	18,0	»	»	0,7	Зн.	Зн.	Зн.	0,3	—	—	—	—
Маршрутный	»	61,4	6,7	6,8	5,4	Зн.	Зн.	3,0	—	1,0	»	Зн.	»	»	»	—	1 Зн.	—	Зн.	—
Нижний (водораздел рек Чимидикэн — Линде)	»	73,3	7,2	4,6	10,3	»	»	1,0	Зн.	Зн.	5,7	3,3	1,7	»	»	—	4 Зн.	—	»	—
»	»	69,2	5,3	7,9	10,6	0,4	0,6	Зн.	5,2	»	Зн.	2,6	1,0	»	»	—	—	—	»	—
Среднее	Галечники	61,3	3,3	7,2	9,3	0,5	0,8	1,6	5,8	0,2	»	Зн.	Зн.	—	»	0,05	—	—	»	0,3
Лагерный (водораздел рек Даалдын—Чимидикэн)	Галечники	45,0	27,6	2,7	Зн.	Зн.	Зн.	2,7	Зн.	Зн.	1,4	2,7	0,7	Зн.	»	—	—	—	»	0,2
»	»	39,7	32,2	4,1	4,8	»	»	1,4	1,4	»	Зн.	Зн.	Зн.	—	»	—	3 Зн.	—	»	22,0
»	»	38,2	35,7	2,4	7,1	2,4	»	7,1	Зн.	—	»	»	»	Зн.	»	2,7	10 Зн.	—	13,7	—
Среднее	Галечники	41,0	31,9	3,2	3,9	0,8	»	3,7	0,4	Зн.	—	»	»	—	—	Зн.	—	—	Зн.	7,1
Алексеевский (водораздел рек Тюнг — Тюнкаэн)	Галечники	51,9	33,3	9,3	0,9	+	—	1,0	+	1,6	Зн.	»	»	Зн.	Зн.	0,9	—	—	4,5	9,7
»	»	61,9	28,9	4,8	1,4	Зн.	Зн.	1,3	Зн.	1,1	»	1,4	»	—	»	—	6 Зн.	—	—	—
»	»	64,0	25,8	8,0	0,6	»	1,6	Зн.	»	Зн.	»	Зн.	»	—	»	—	—	—	Зн.	—
»	»	63,4	29,5	4,3	Зн.	»	Зн.	1,4	»	»	»	1,4	»	Зн.	»	—	—	—	—	—
»	»	38,6	39,1	4,9	5,8	»	»	11,6	»	»	»	Зн.	»	—	»	—	—	—	—	—
»	»	45,2	13,5	4,5	8,3	0,3	»	21,4	3,1	»	»	3,4	0,3	Зн.	»	—	12 Зн.	—	Зн.	—
Среднее	Конгломераты	54,1	28,4	6,0	2,8	Зн.	0,3	6,1	0,5	0,5	»	1,3	Зн.	»	»	—	—	—	»	—
»	Конгломераты	53,8	25,0	3,8	1,2	»	0,7	3,9	—	Зн.	»	Зн.	—	»	—	—	11 Зн.	—	»	11,6

С юга на север относительное количество магнетита в шлихах постепенно увеличивается от 6,6 (участок Широ́тный) до 31,9% (участок Лагерный), относительное количество эпидота, наоборот, уменьшается от 9,7 (участок Широ́тный) до 2,8% (участок Алексе́евский). Это позволяет хотя бы весьма приблизительно судить об областях сноса данных минералов: магнетит поступал из областей распространения пород трапповой формации, которые расположены севернее, а эпидот, видимо, поступал из южных областей.

В конгломератах и гравелитах сосредоточено основное количество парагенетических спутников алмаза — пироба до 20 знаков (на 10 л отмытой породы).

Песчаные породы (пески, песчаники и алевроиты) слагают почти весь разрез алмазосодержащих отложений нижней юры бассейна р. Тунга. Мощность отдельных горизонтов этих пород (например, песков на участке Широ́тном) составляет иногда около 30—35 м.

Часто песчаные породы имеют серые и темно-серые цвета, а на участках, расположенных севернее, цвет их становится желтовато-серым, ржаво-желтым, редко голубовато-зеленым.

Породы часто полимиктовые, кварцево-полевошпатовые. В некоторых случаях в низах разрезов юры наблюдаются небольшие линзы белых, чисто кварцевых песков. Нередко в песках встречаются отдельные галька и гравий кремнистых пород или их прослои.

В породах часто наблюдается косая, в меньшей степени горизонтальная слоистость, которая обусловлена разной зернистостью, иногда перемежаемостью слоев разного цвета или тонкими прослойками углестого остатка.

В подавляющем большинстве случаев пески представлены алевроитистыми и мелкозернистыми разностями. Среднезернистые пески и песчаные алевроиты распространены менее широко (табл. 73).

По данным данным обработки тяжелых фракций шести образцов, которые были отобраны из алевроитистых и мелкозернистых песков разрезов нижней юры участка Широ́тного, можно говорить об эпидот-амфибол-ильменитовой ассоциации в минеральном составе терригенных пород.

В других участках, по данным анализа шлихов, эпидот и моноклиновые амфиболы составляют первый десяток процентов от общего веса минералов тяжелой фракции.

Породы, выделяемые под названием «валунные супеси», являются верхним горизонтом юры и занимают в бассейне р. Тунга, выше устья р. Чимидикэн, наиболее высокие гипсометрические уровни. Они вскрыты горными выработками в участках Маршру́тный — Нижний, Алексе́евский и Лагерный. Обычно их мощность составляет 1—2 м. Породы имеют ржаво-желтый цвет. Для них характерно присутствие значительного количества валуноподобных и остроугольных обломков пород, а также уплотненных и угловатых комочков глин.

Обломки пород также представлены траппами, известняками и, редко, гальками кремней и кварцитов, неравномерно рассеянными по разре-

Таблица 73

Гранулометрический состав песчаных пород участка Широ́тного (в %)

Номер образца	Класс крупности, мм			
	—0,5+0,25	—0,25+0,1	—0,1+0,05	—0,05+0,01
М-6	18,67	46,7	34,6	0,7
М-12	24,6	41,5	33,6	0,3
М-21	58,6	33,4	7,7	0,3
М-26	28,9	51,9	18,6	0,6
М-34	5,4	0,8	80,4	4,3
М-42	22,2	50,8	27,7	1,3

зу. Сумесчаный материал состоит из мелкозернистого песка (70—80%) полимиктового состава пестрой окраски. Остальную часть цементирующей массы составляют кристаллики гипса и карбонатных минералов. Минеральный состав тяжелых фракций валунных суглинков не отличается от минерального состава более нижних горизонтов юры.

Алмазоносность прибрежно-морских юрских отложений бассейна р. Тюнг установлена на участках Широном, Алексеевском и Лагерном. В других местах, несмотря на значительный объем опробования, алмазы не обнаружены. Минералы-спутники алмазов выявлены во многих местах при опробовании конгломератовых и галечниковых линз и прослоев. Причем наибольшее количество их найдено в конгломератах, приуроченных к базальным слоям.

Анализ геологического строения, литологических особенностей, минерального состава галечниковых и конгломератовых прослоев свидетельствует о том, что нижнеюрские отложения бесперспективны в отношении выявления алмазоносных россыпей промышленного значения. Наиболее благоприятные фации (конгломерато-галечниковые) занимают среди нижнеюрских отложений небольшую часть (0,05%).

В четвертичных отложениях алмазы найдены в аллювии Тюнга и его многочисленных притоков. Изучение алмазоносности проводилось геологами Б. Н. Швецовым и В. И. Немец. Наиболее детально изучен отрезок долины р. Тюнг от участка Октябрьского (в 545 км от устья р. Тюнга) до устья р. Западный Тюнг, где аллювий представлен образованиями русла, поймы и четырех надпойменных террас.

Отложения четвертой террасы развиты лишь в среднем течении р. Тюнга; они маломощны (1,2—1,6 м), располагаются останцами в излучинах рек и представлены галечниками, сцементированными глинисто-песчаным материалом. В составе галек принимают участие разноцветные кремни и кварц; местных пород мало.

Аллювий третьей террасы сохранился от размыва в долинах рек Тюнга и Чимидикэна. В пределах Тюнга аллювий развит наиболее широко в ее среднем течении, в верхнем — он встречается лишь в излучинах рек в виде отдельных фрагментов.

Аллювий в среднем течении имеет четкое двучленное строение. Нижняя часть разреза (мощностью 0,5—1,5 м) представлена галечниками, верхняя (мощностью 3—4 м) — песками. В верхнем течении р. Тюнга мощность галечников достигает 2—3 м; перекрывающие их отложения представлены глинами и глинистыми песками.

Аллювий третьей террасы р. Чимидикэн сохранился только в ее нижнем течении. Он представлен щебенчато-галечниковым материалом, мощность которого колеблется в пределах 1,2—3 м. Мощность перекрывающих суглинков 1—2 м.

Отложения второй террасы распространены наиболее широко в долинах Тюнга и Чимидикэна почти на всем их протяжении, а также в долинах их крупных притоков. Аллювий, развитый в долинах рек на площади карбонатных пород кембрия, заметно отличается от аллювия в долинах рек, развитых среди песчано-глинистых юрских образований. В первом случае мощность аллювия не превышает 3—4 м, во втором — 6—10 м.

При этом увеличение мощности аллювия происходит за счет пойменной фации, сложенной мелкозернистыми песками. Русловая фация аллювия в обоих случаях представлена галечниками; в районах, где развиты плотные карбонатные породы палеозоя, гальки отличаются более крупными размерами (3—8 см) и меньшей окатанностью.

Отложения первой террасы развиты в долинах почти всех рек; в среднем течении р. Тюнга они сложены песками, и лишь иногда в низах разреза появляются маломощные (до 1 м) галечники. В верхнем тече-

нии этой реки и в долинах остальных рек аллювий имеет двучленное строение. Нижние (0,5—2,6 м) горизонты его представлены галечниками, верхние (4—8 м) — песками и супесями; состав аллювия зависит от литологии размываемых пород.

Отложения низкой и высокой пойм развиты повсеместно. Мощность отложений высокой поймы достигает 7—11 м, низкой 4—7 м. В основании аллювия залегают галечники мощностью 0,5—6 м; сверху они перекрываются суглинками, супесями и глинами.

Русловые отложения изучены наиболее детально, так как они почти везде опробованы на алмазы. В русле р. Тюнги до устья р. Нижний Салакут аллювий представлен галечниками, ниже — песками. Русловой аллювий притоков р. Тюнг на площади развития карбонатных пород представлен щебенчато-галечным и галечным материалом, в местах развития юрских терригенных образований — песчаным материалом. Гранулометрический состав руслового аллювия среднего течения р. Тюнги приведен в табл. 74.

Таблица 74

Гранулометрический состав русловых отложений р. Тюнг
от устья р. Чимидикэн до пос. Угулятцы (в %)

№ образца	Место взятия образца	Классы крупности, мм							
		+10	—10+5	—5+2	—2+1	—1+0,5	—0,5+0,25	—0,25+0,10	—0,10
10	Коса ниже верхних порогов	—	30,7	19,3	6,9	11,7	21,6	9,1	0,7
18	Коса у горы Кисилер-Утахтара	39,8	32,5	11,8	0,8	0,7	3,4	8,9	2,1
10	Коса ниже горы Кисилер-Утахтара	19,9	26,8	28,1	8,3	5,5	4,0	6,3	1,1
20	Коса у устья ручья От-Юрх	36,8	23,9	17,3	3,9	2,7	5,8	8,2	1,4
22	Коса у устья ручья Мастах	38,0	20,7	15,3	6,1	7,5	8,2	3,8	0,4
26	Коса в районе горы Тук-Тук	27,2	31,6	21,2	5,5	7,6	4,7	1,7	0,5
28	Коса ниже горы Тук-Тук	29,4	35,3	17,6	6,0	7,1	2,9	1,3	0,4
30	Коса на крутом повороте	21,8	37,4	24,9	3,8	3,3	4,1	4,4	0,3
31	Коса в верхней части крупного поворота ниже небольшого острова	16,7	40,7	25,4	4,9	6,5	4,6	0,7	0,5
34	Коса левого берега	8,2	31,4	24,2	6,3	8,8	20,5	0,5	0,1
35	Коса правого берега у устья р. Джакто-кит	1,0	26,6	29,3	8,8	12,2	20,7	1,2	0,2
58	Коса у пос. Угулятцы	—	—	—	—	—	—	—	—

По петрографическому составу алмазоносных русловых отложений выделяются две крупные площади. Для первой, включающей северную часть территории Тюнгского района, характерна галька местных пород — известняки, доломиты, долериты, песчаники, для второй (южной) — кварц, кварцит, разноцветные кремни и гранитоиды.

Минеральные ассоциации территориально совпадают с петрографическими. Для минерального состава русловых отложений характерно преобладание ильменита, составляющего в тяжелой фракции шлиха от 50 до 82% (табл. 75). В подчиненном количестве находятся магнетит

(1—16%), гранат (2—9%), пироксен (4—20%), циркон (1—4%). На отдельных участках русла в большем количестве встречается лимонит; в нижнем течении р. Чимидикэн содержание его иногда достигает 30—50%. Десятые доли процента составляют рутил, дистен, эпидот.

Таблица 75

Минеральный состав русловых отложений р. Тюнг на участке ниже устья р. Чимидикэн (в кг/м³) класса (—0,50+0,10)

№ образца	Место взятия образца	Общий вес тяжелой фракции, кг	Пироксен	Магнетит	Ильменит	Рутил	Циркон	Кванцит	Гранат розовый и бесцветный	Гранат желто-зеленый	Сфен
10	Коса ниже верхних порогов	35,097	4,138	1,209	25,126	0,221	1,988	—	2,411	—	—
18	Коса у горы Кисилер-Угахтара	3,853	0,720	0,164	2,452	0,012	0,058	0,042	0,219	0,144	0,042
19	Коса ниже горы Кисилер-Угахтара	1,228	0,051	0,070	0,898	0,005	0,039	0,016	0,124	0,009	0,016
20	Коса у устья ручья От-Юрях	1,050	0,065	0,067	0,656	0,005	0,041	0,020	0,103	0,073	0,020
22	Коса у устья ручья Мастах	14,249	0,992	0,423	10,242	0,229	0,503	0,162	1,135	0,401	0,152
26	Коса в районе горы Тук-Тук	0,767	0,136	0,068	0,405	0,002	0,030	—	0,063	0,073	—
28	Коса ниже горы Тук-Тук	1,952	0,080	0,195	0,766	0,010	0,057	0,017	0,110	—	0,017
30	Коса на крутом повороте	0,690	0,160	0,126	0,275	0,012	0,042	—	0,065	—	—
31	Коса в верхней части крутого поворота ниже небольшого острова	1,665	0,106	0,073	0,936	0,012	0,090	0,040	0,254	0,114	0,040
35	Коса правого берега у устья р. Джактонит	2,805	0,355	0,065	2,023	0,022	0,170	—	0,250	—	—
34	Коса левого берега	0,098	0,211	0,184	4,669	0,109	0,284	0,176	0,149	0,140	0,176
58	Коса у пос. Угулятцы	11,197	3,144	1,704	1,336	0,152	0,705	0,662	2,022	—	0,973

В виде единичных знаков содержатся шпинель, амфибол, ставролит, турмалин, корунд, анатаз и золото.

Значительно разнообразнее минеральные ассоциации в южной части территории. Здесь, кроме перечисленных минералов, обнаружены хромит, сфен, апатит, анатаз. Увеличиваются также содержания граната (альмандина), пироксена и циркона.

Чтобы получить представление о весовых содержаниях основных минералов тяжелой фракции этой провинции, в среднем течении Тюнг были отобраны специальные пробы из различных участков русла.

В результате шлихового опробования на большой площади были получены материалы по распределению минералов-спутников алмаза.

Пикроильменит найден почти повсеместно; наибольшие его концентрации (до 1—2% от веса тяжелой фракции) отмечены в среднем течении р. Чимидикэн и в бассейне верхнего течения р. Тюнга на 40-километровом отрезке выше устья р. Чимидикэн. Здесь пикроильменит всюду отличается сравнительно крупными размерами (1—2 мм). На остальной территории он встречен в виде единичных мелких хорошо окатанных зерен.

Пироп в аллювиальных отложениях немного; средние содержания его измеряются 2—34 знаками на 10 л аллювия. Локальные повышенные концентрации пироба обнаружены в среднем течении р. Чимидикэн, в верхнем течении р. Тюнг, в устье р. Далдын, на Среднем Салакуте. Пироп в основном мелкий (до 1 мм), хорошо окатанный. Лишь в верхнем течении р. Чимидикэн встречен пироп крупных размеров (2—4 мм), плохо окатанный. Эти находки позволили высказать предположение о возможности наличия там кимберлитов.

Хромдиопсид в редких зернах встречен в верхнем течении р. Тюнга и в бассейне р. Чимидикэн. Зерна мелкие, хорошо окатанные.

Алмазы найдены в незначительных количествах. Некоторое повышенное содержание алмазов отмечено в нижнем течении р. Чимидикэн, в устьях Далдына и Среднего Салакута. Эти участки рек характеризуются благоприятными гидродинамическими условиями; они находятся в районах, где размываются или недавно размывались нижнеюрские отложения.

Повышенное содержание алмазов совпадает с более высокими концентрациями циркона и гранатов (альмандина), наиболее устойчивых к длительной транспортировке и неоднократному переотложению. Приведенные данные свидетельствуют о том, что обогащение аллювия происходило за счет размыва более древних промежуточных коллекторов (юрских отложений), а не в результате размыва кимберлитовых трубок.

Алмазы Тюнгского района по своей морфологии отличаются от алмазов других районов. Чаще всего они представляют собой кристаллы яснослоистого ламинарного сложения. В Тюнгском районе октаэдры составляют 26,1%, алмазы переходных форм — 10,3%, ромбододекаэдры — 63,6%.

В россыпях р. Тюнг наиболее распространены округлые формы кристаллов, составляющие более 50% всех обнаруженных алмазов. Они представляют собой округлые ромбододекаэдры с выпуклыми гранями. Большинство из них относится к алмазам чистой воды. Среди алмазов округлых форм попадаются кристаллы искаженной формы ($\frac{1}{3}$ часть алмазов). В них наиболее часто встречаются кристаллы удлинённые. Средний вес округлых алмазов 2,9 мг.

Следующее место по степени распространенности занимают алмазы с блоковой скульптурой (около 12%). Для алмазов этого типа характерны высокая степень прозрачности и сильный блеск. Средний вес их 2,4 мг.

Алмазы с занозистой штриховкой составляют 6% от всех обнаруженных кристаллов; к ним относятся тонкослоистые алмазы ромбододекаэдрического габитуса, кристаллы обычно бесцветны, но в них довольно много дымчатых. Алмазы чистой воды редки. Средний вес алмазов 2,7 мг.

В россыпях бассейна р. Тюнг очень много обломков алмазов. Совершенно целые кристаллы составляют 15—20%, слегка поврежденные — 5%, обломанные и расколотые — примерно 30%. Около половины всех алмазов — бесформенные обломки и осколки, свидетельствующие о транспортировке алмазов на значительное расстояние от их коренных источников.

Средне-Мархинский алмазоносный район

Этот район охватывает бассейн среднего течения р. Мархи (см. рис. 38). В его пределах известны находки алмазов в «водораздельных галечниках» и четвертичные аллювиальные россыпи.

Водораздельные галечники

В бассейне р. Мархи они образовались в промежуток времени от верхнего мела до неогена. Четко выделяются три возрастные группы отложений: 1) верхнемеловые — палеогеновые; 2) палеогеновые и 3) неогеновые.

Рассматриваемые галечники верхнемелового — палеогенового возраста по генезису относятся к аллювию; алмазы приурочены к слоям, сложенным галечниковым материалом; последние переслаиваются с песчаными и песчано-глинистыми прослоями. В толще, мощностью от 7 до 15 м, встречается до 10—30 галечниковых прослоев. Грубообломочный материал в основном состоит из гальки и гравия кремней, окремнелых пород и кварца, материал хорошо окатан.

Алмазы и их минералы-спутники встречены в незначительных количествах во всех галечниковых прослоях. Причем их большие концентрации приурочены к приплотиковым галечниковым прослоям. В одном и том же галечниковом слое минералы-спутники алмаза (и, по-видимому, алмазы) распределяются неравномерно. Наибольшие их концентрации сосредоточены в местах скопления грубообломочного материала. Протяженность таких участков измеряется метрами. Они сменяются участками, которые алмазов не содержат.

М. И. Плотниковой и др. (1963) выделены локальные участки «водораздельных галечников» верхнемелового — палеогенового возраста, обогащенных минералами-спутниками алмаза, имеющих «свежий» облик, на основании чего М. И. Плотникова делает заключение о наличии в Средне-Мархинском районе еще не открытых кимберлитовых трубок. «Водораздельные галечники» палеогенового возраста распространены в верховьях р. Конончан и на междуречье рек Икээ и Чилии, где они представлены элювиальными, аллювиальными и озерными образованиями. В элювии глинистого состава алмазы и их минералы-спутники не установлены.

Аллювиальные и озерные образования на 50% представлены гравийно-галечными отложениями. Песчаные и глинистые образования на некоторых участках или перекрывают галечники, или слагают прослои и линзы внутри них. Гальки представлены кремнями и окремнелыми породами (61—97%) и кварцем (7,1—41,3%). Среди гальки часто присутствуют кварцит, халцедон и сильновыветрелые каолинизированные кислые эффузивы. Окатанность галек слабая и средняя.

Минералы тяжелой фракции представлены ильменитом (67—88%), цирконом (3—11%), альмандином (0,8—10%), лейкоксом (0,4—2,5%), кианитом (0,2—5,6%).

Алмазы приурочены к гравийно-галечным отложениям, причем в «водораздельных галечниках» этого возраста отмечены наибольшие концентрации алмазов и их минералов-спутников. В некоторых шлихах содержание пикроильменита достигает 2100 зерен, а пироба 150—200 зерен.

Неогеновые «водораздельные галечники» широко развиты на междуречье рек Конончана и Чилии; они залегают с размывом на отложениях юры и палеогена и образуют несколько полос, вытянутых в северо-северо-западном направлении. По генезису это аллювиальные образования древних рек. В различных частях Средне-Мархинского района гранулометрический состав их разнообразный, в северо-западной его части в них преобладает средняя и мелкая галька (40—50%) и гравий (15—20%); содержание песка, алеврита и глины не превышает 40%; к юго-востоку количество песка и глины постепенно увеличивается до 70—75%.

Гальки состоят в основном из кремней и окремнелых пород, окатан-

ность их плохая. В незначительных количествах встречаются гальки кварца, халцедона, кислых эффузивов, песчаников и долеритов.

Минералы тяжелой фракции представлены ильменитом (74—85%), цирконом (3—9%), алмандином (3—5%). В долях процента встречаются пироксен и эпидот, в единичных зернах — лейкоксен, ставролит, гроссуляр, лимонит, монацит и кианит.

Минералы-спутники алмаза представлены пиропом и пикроильменитом; последний отмечается почти повсеместно, его содержание изменяется от единичных зерен до тысячи на 10 л породы; пиропа — до сотни знаков. Зерна преимущественно мелкие (до 1 мм). В «водораздельных галечниках» неогенового возраста найдены единичные алмазы.

Приведенные данные позволяют сделать вывод, что «водораздельные галечники» на алмазы опробованы недостаточно. Однако нахождение алмазов почти во всех местах опробования говорит о том, что в Средне-Мархинском районе могут быть обнаружены алмазоносные россыпи промышленного значения. Наиболее перспективны в этом отношении аллювиальные образования палеогенового возраста.

Алмазоносность четвертичных отложений

Террасы в среднем течении р. Мархи подробно описаны в работах А. П. Бобриевича и др. (1959), В. С. Трофимова (1961а), М. И. Плотниковой, О. И. Кардопольцевой и др. (1960), поэтому здесь детально не рассматриваются. Отметим лишь, что алмазоносность отложений (особенно русловых) среднего течения р. Мархи обусловлена перемывом «водораздельных галечников». В среднем течении реки практический

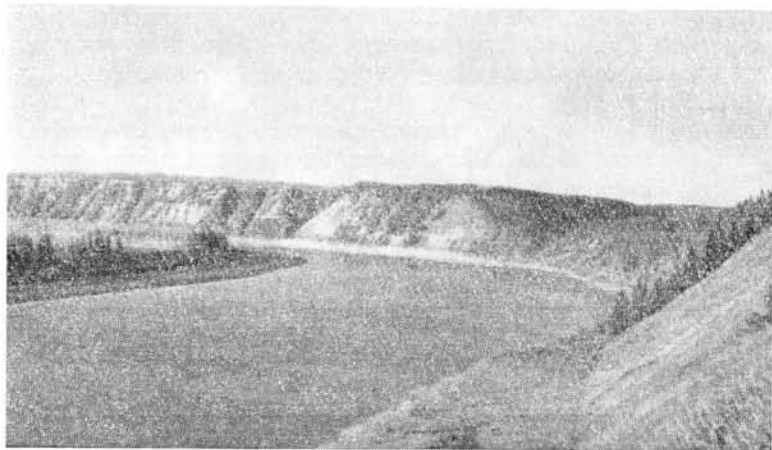


Рис. 40. Река Марха в устье р. Сабо. Четвертая эрозионно-аккумулятивная терраса (фото Р. О. Галабала)

интерес представляют аллювий современного русла, поймы и отложения первой и второй надпойменных террас.

Строение террас более или менее сходное (рис. 40), поэтому в качестве примера приводим характерный разрез первой террасы района Энердекской излучины р. Мархи (по В. Б. Белову).

	Мощность, м
1. Почвенный слой	0,2
2. Ил темно-бурого цвета с небольшим количеством песка и глины	8,8
3. Серый мелкозернистый полимиктовый песок с небольшим количеством илистых частиц	2,0

4. Песчано-гравийно-галечные отложения серого цвета. Галька кремнистая, трапповая и кварцевая. Размер галек до 10 см; содержание их составляет 40%, гравия 40% и песка 20%

4,3

5. Плотик. Мелкозернистые пески синевато-серого цвета, юрского возраста

0,7

Бассейн р. Мархи в среднем и верхнем течении располагается в переходной зоне от окраинной части Лено-Вилуйской низменности к Восточно-Сибирскому плоскогорью на площади развития карбонатных пород палеозоя; в нижнем (частично и среднем) течении долина р. Мар-

Таблица 76

**Гранулометрический состав галечников
террас среднего течения р. Мархи (в %)**

Класс крупности, мм	Русловые отложения	Аллювий I террасы	Аллювий V террасы	Аллювий VI террасы
	(по В. Б. Белову)	(по М. И. Плотниковой и др.)		
+16	25,7	23,7	20,3	7,1
+16+8	15,0	17,9	18,6	5,8
-8+4	12,7	13,2	14,0	7,0
-4+2	11,0	10,7	7,8	3,9
-2+1	8,1	6,8	7,4	6,7
-1+0,5	7,6	7,3	—	—
-0,5	19,9	20,4	31,9	69,5

хи вступает в область преимущественного развития юрских отложений, представленных нижней континентальной и морской толщами. Такое различие в геологическом строении бассейна реки отражается и на литологических особенностях аллювия.

Вещественный состав галечников высоких (VI и V) и низкой (I) террас и русла р. Мархи различен, что обусловлено изменением режима реки в процессе ее развития и особенностями размываемых пород. Содержание пес-

чано-глинистых фракций уменьшается от высоких террас к низким. В этом же направлении увеличивается содержание крупной гальки и валунов (табл. 76).

В аллювии террас р. Мархи преобладают кремни, кварциты, кварц и траппы. Характерно, что количество галек траппов резко увеличивается в низкой террасе и русле (табл. 77).

Таблица 77

**Петрографический состав галечников террас среднего
течения р. Мархи (в %)**

Петрографический состав	Русловые отложения	Аллювий I террасы	Аллювий V террасы	Аллювий VI террасы
	(по В. Б. Белову)	(по М. И. Плотниковой и др.)		
Кремни и окремненные породы	53,8	54,8	61,2	76,4
Кварц	5,3	3,1	13,0	13,1
Кварцит	6,7	5,2	4,3	3,6
Халцедон	2,0	0,1	0,7	2,4
Кислые и средние эффузивы	0,4	0,2	2,8	0,3
Траппы (долериты) . .	29,7	33,7	1,5	0,1
Прочие породы (песчаники, ожелезненные породы и т. д.) . . .	2,1	2,9	16,5	4,1

Окатанность распространенных кремневых галек из «водораздельных галечников» палеоген-неогенового возраста низкая, что говорит о незначительном пути их переноса. В отложениях шестой террасы ока-

танность кремневых галек несколько выше, еще больше она увеличивается в аллювии низких террас. Такое последовательное увеличение степени окатанности галек одного состава в более молодых отложениях по сравнению с более древними отложениями свидетельствует об их переотложении.

Наблюдается и различие в минеральном составе отложений высоких и низких террас. Шестая терраса р. Мархи характеризуется пироксен-гранат-ильменитовой ассоциацией с преобладанием в ней ильменита (в среднем около 72%), незначительным содержанием пироксена (7%) и довольно низким содержанием граната (12%). Вообще от высоких террас к низким закономерно уменьшается количество ильменита и повышается содержание пироксена (табл. 78).

Таблица 78

Минеральный состав галечников террас среднего течения р. Мархи (в %)

Минерал	Русловой аллювий	Аллювий I террасы	Аллювий V террасы	Аллювий VI террасы
	(по В. Б. Белову)		(по М. И. Плотно- ковой)	
Ильменит	11,3	12,1	33,7	71,8
Магнетит	7,7	14,4	5,6	1,9
Циркон	0,1	0,3	0,9	3,6
Альмандин	0,9	2,5	2,6	4,1
Гроссуляр	Р. зн.	Р. зн.	2,5	4,7
Эпидот	» »	» »	1,0	2,1
Пироксен	7,6	70,5	47,9	3,0
Прочие	0,4	0,5	5,8	8,8

Кроме этих основных минералов, в аллювии террас р. Мархи в единичных зернах установлены рутил, лейкоксен, хромит, ставролит, амфиболы, турмалин, сфен, кианит, апатит и пирит.

Русловые отложения этой реки в пределах области представлены гравийно-песчано-галечным материалом, слагающим береговые валы, косы, отмели и покрывающим дно русла реки. Мощность галечников в русле от нескольких сантиметров до 6—8 м; вниз по течению реки она увеличивается.

Строение кос и отмелей обычно двучленное: верхний горизонт представлен песчано-глинистыми образованиями, нижний — гравийно-галечными с примесью песка.

В притоках р. Мархи русловой аллювий более разнообразен. В районах развития карбонатных пород палеозоя он сложен щебенчато-галечниковым и галечниковым материалом, а в местах, где развиты терригенные юрские образования, — галечниками (на перекатах) и песчаными отложениями (на плесах и косах).

Террасовые, пойменные и русловые отложения на площади Средне-Мархинского района были опробованы на алмазы. Аллювий террас алмазоносен. Повышенное содержание алмазов установлено в отложениях первой и второй террас. Если среднее содержание алмазов по террасовому аллювию принять за единицу, то среднее содержание алмазов по первой террасе составит 2,1, по второй — 1,2, по третьей — 0,9, по четвертой — 0,4 и по пятой — 0,3.

Террасовые отложения притоков р. Мархи были опробованы в незначительных объемах, и в большинстве из них были найдены алмазы. Большие концентрации их приурочены к современным руслам; среднее содержание алмазов в них в 2,7 раза больше, чем в отложениях первой террасы.

Закономерности распределения алмазов более или менее детально выявлены в русловых россыпях р. Мархи. Вниз по ее течению на расстоянии 150—160 км средний вес алмазов в россыпях уменьшается от 20,3 мг (в россыпи Закатная) до 6,8 мг (в россыпи Озерная).

Средний вес алмазов в россыпях уменьшается постепенно, что указывает на отсутствие привноса их притоками на рассматриваемом участке реки.

По данным А. Г. Дьякова и др. (1961), в россыпях р. Мархи в распределении алмазов установлены следующие закономерности:

1. На прямолинейных участках долины с симметричным поперечным сечением алмазы всех весовых категорий осаждаются в пристрежневой и стрежневой фациях горизонта руслового аллювия.

2. В случае фуркации русла большая часть алмазов концентрируется в фации прирусловой отмели, представленной островами-осередками.

3. На закруглениях русла, а также при смещении стержня потока алмазы осаждаются в фации прирусловой отмели, наиболее типично выраженной на этих участках. Здесь крупные алмазы преимущественно концентрируются в собственно русловом аллювии.

4. Наиболее высокое содержание отмечается в аллювии пристрежневой и стрежневой зон.

Алмазы Средне-Мархинского района изучались Э. В. Бартошинским (1961); они занимают промежуточное положение между кристаллами Ботуобинской и Далдынской алмазоносных россыпей.

Алмазы октаэдрического габитуса составляют 38,1%, переходные формы — 27,8%, ромбододекаэдры — 34,1%.

Кристаллы октаэдрического габитуса представлены многогранниками различного вида; в них преобладают кристаллы с ясно выраженным пластинчатым строением граней.

Кристаллы ромбододекаэдрического габитуса весьма разнообразны, что обусловлено деформациями. Среди них наблюдаются прозрачные кристаллы с отчетливо выраженной симметрией, с неясно выраженной симметрией, с протоматматическими сколами, глубокими каналами и кавернами травления.

Средний вес алмазов в устье Маркоки составляет 8,2 мг, в россыпях участка Верхний — 16,8 мг, в устье Ханьи — 21,6 мг, на участке Опытный и у пос. Малькай — 4 мг.

История формирования рыхлых отложений и образования алмазоносных россыпей

Начало формирования алмазоносных рыхлых отложений в Мархатюнгской области относится к нижней юре.

Начало морской трансгрессии на рассматриваемой территории относится к плинсбахскому веку, когда после затопления низкой денудационной равнины море наступало на приподнятую расчлененную эрозией суши, сложенную в основном кембрийскими породами. Берег морского бассейна был неустойчив. В отложениях того времени минералов-спутников алмазов не обнаружено; видимо, это объясняется тем, что и в данный участок моря продукты размыва трубок не поступали.

Период развития морской трансгрессии охватывает верхнеплинсбахское время и большую часть тоара. В верхнеплинсбахское время море значительно продвинулось на запад и северо-запад, перекрывая поле распространения даек и траппов, о чем свидетельствуют галька и валуны траппов в конгломерато-галечниках, вскрытых в участках Алексеевском, Лагерном, а также минеральная ассоциация тяжелой фракции цемента обломочных пород, где рудные минералы составляют основную часть минералов тяжелой фракции.

Базальные горизонты верхнего плинсбаха алмазоносны и содержат большое количество парагенетических спутников алмаза (участки Широ́тный, Лагерный). Видимо, наступавшее море перемирало аллювий рек, размывавших кимберлитовые трубки, которые были расположены северо-западнее береговой полосы морского бассейна в верхнем плинсбахе.

В тоарский век трансгрессия моря еще более распространяется на юго-запад. В это время эрозионная деятельность была слабая. В бассейне поступал только алевроитистый и песчаный материал, перемежавшийся с глинистыми горизонтами. Отсутствие заметного размыва континента, видимо, не способствовало высвобождению алмазов и их перетолжению в этот век.

Период регрессии моря в описываемой области наступает позже, чем в юго-западной окраине Вилюйской впадины; накопление морских осадков здесь продолжалось с перерывами до байосского времени.

Во второй половине тоара образовались толщи пресноводных песков аллювиального типа; затем эти отложения сменились аллювиально-дельтовыми образованиями мощностью до 20 м, отлагавшимися в первой половине аалена.

Со второй половины и до конца аалена существовал устойчивый морской режим. Между верхним ааленом и байосом, по-видимому, был перерыв в осадконакоплении, фиксирующий слой конгломератов с углями. Судя по малой мощности осадков, байосское море существовало недолго.

Ниже приводятся краткие сведения об источниках сноса в нижнеюрское время. В пределах рассматриваемой области для минералогического состава песчано-алевритовых пород (Коссовская, Шутов, Муравьев, 1960 г.) на протяжении всего юрского времени была характерна эпидотильменит-роговообманковая ассоциация минералов, а в юго-восточной части Вилюйской синеклизы — циркон-гранатовая ассоциация с дистеном и ставролитом.

Образование этих терригенно-минералогических ассоциаций в Вилюйской синеклизе было обусловлено существованием серии поднятий северо-восточного простирания и наличием древних выступов кристаллического фундамента — Сунтарского, Средне-Вилюйского и Китчанского, установленных в последние годы (Мокшанцев и др., 1964).

В пределах Марха-Тюнгской алмазоносной области основным материалом юрского осадконакопления служили продукты размыва карбонатных пород палеозоя и терригенных пород пермо-триаса, а также, видимо, переработанный аллювий рек, размывавших древние выступы кристаллического фундамента в нижнеюрское континентальное время. По-видимому, терригенные породы пермо-триаса были развиты по юго-восточному склону Анабарской антеклизы. Об этом свидетельствует петрографический состав грубообломочного материала базальных горизонтов (в основном верхнего плинсбаха) в бассейнах рек Линде и Тюнг (см. табл. 77). Хорошая и средняя окатанность гальки объясняется неоднократным переотложением материала. Наряду с гальками местных пород здесь также характерно повышенное количество гальки кислых и эффузивных кислых пород. Поставщиками этих обломков, видимо, служили близлежащие Средне-Вилюйские и Юндюлонские выступы кристаллического фундамента. В наиболее приподнятых частях Средне-Вилюйского выступа отсутствуют карбонатные палеозойские отложения и нижняя часть терригенных мезозойских пород (Штех, 1963). Глубина залегания Юндюлонского кристаллического фундамента также была невелика, с чем связано наличие в подошве юры брекчий, сложенных почти совершенно неокатанными обломками пород архея (Мокшанцев и др., 1964).

Указанные поднятия примерно с начала среднего карбона вплоть до конца нижнего лейаса служили источниками сноса. В составе размываемых отложений были, видимо, породы, богатые минералами эпидотиозита, в частности кристаллические сланцы. Главными источниками амфиболов служили биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты. Источниками рудных минералов могли быть породы трапповой формации и образования кристаллического фундамента.

На основании анализа состава галечников для южной и юго-восточной частей впадины доказано поступление обломочного материала за счет разрушения древних кристаллических пород Байкало-Патомской горной страны (Арсеньев, 1955; Лебедев, Бердичевская, 1952). Аналогичного мнения о местонахождении источников питания юрских пород для северо-восточного борта Вилюйской синеклизы придерживается З. В. Осипова (1963). Однако эти предположения вызывают сомнения. Очень трудно допустить перенос терригенного материала в морском бассейне на такие большие расстояния. Кроме того, в составе обломочного материала преобладают неокатанные гальки, основные же минералы терригенной ассоциации имеют угловатую форму.

На территории Сибири в верхнем мелу были широко развиты процессы интенсивного выветривания (Вахрамеев, Пущаровский, 1954). Затем дифференцированные тектонические движения во время верхнего мела — палеогена привели к формированию аллювия временных потоков. В свое время эти отложения были распространены значительно шире, на что указывает присутствие их остатков на водоразделе Тююкээн и Тюнга, Мархи и Накына. Временные речные потоки, видимо, протекали в южном направлении, о чем свидетельствует увеличение грубозернистости отложений к северу и уменьшение мощности отложений к югу, а также наклоны галек и изменение их петрографического состава. На водоразделе Мархи и Тюнга в этих отложениях были найдены парагенетические спутники алмаза: пикроильменит до 2100 зерен на 10 л исходной породы (причем преобладают зерна размером свыше $-4+2$ и $-2+1$ мм) и пироп — до 40 зерен на 10 л породы.

«Свежесть» зерен минералов-спутников, их крупные размеры позволили М. И. Плотниковой (Плотникова, Кардопольцева, 1963) сделать вывод о том, что в бассейне среднего течения р. Мархи имеются еще не обнаруженные трубки, которые в верхнем мелу — палеогене только начинали размываться. Поступление минералов-спутников алмаза в это время в основном происходило, видимо, в районе бассейна среднего течения р. Тююкээн. Дополнительным источником служили предполагаемые трубки верховьев рек Ханьня и Конончаан.

На наличие местных коренных источников бассейна верхнего и среднего течения р. Тюнг ранее указывали В. С. Трофимов, В. И. Немец, В. Н. Скульский и др. Они считали, что кимберлитовые трубки имеются и на водоразделе Тюнг — Чимидикэн.

По имеющимся данным, их возраст, вероятно, доюрский (T_2-T_3); возможно, что здесь имеется не одна, а группа трубок, расположенных в зоне Марха-Вилюйской флексуры.

Более благоприятные условия для высвобождения алмаза и его спутников наступили в палеогене.

К моменту формирования палеогеновых отложений поверхность территории бассейна верхнего течения р. Тюнга в результате континентальной денудации была достаточно выровнена, и на ней начала образовываться кора химического выветривания, остатки которой в виде маломощных каолиновых глин, залегающих на верхнемеловых — палеогеновых отложениях, местами сохранились на водоразделах.

В результате неравномерного поднятия района вслед за основной эпохой корообразования усилилась интенсивность процессов денудации. Начали формироваться речные долины двух направлений — север-северо-западного и северо-восточного, что также характерно и для современных долин этого района. Указанные реки переносили грубообломочный материал, а это привело к преобладанию в разрезах грубообломочных гравийно-галечных отложений. Усилился и размыв кимберлитовых трубок, создавший оптимальные условия для концентрации алмаза и его минералов-спутников.

Палеогеновые отложения, как промежуточные коллектора алмаза, представляют наибольший интерес, так как в них наблюдаются максимальные концентрации минералов-спутников алмаза.

В неогене в результате продолжающихся поднятий всей территории произошла перестройка речной сети и, вероятно, была нарушена непосредственная связь рек с кимберлитовыми трубками. Мелкие зерна спутников алмаза поступали в результате прорыва более древних мород.

В Марха-Тюнгской области, так же как и в сопредельных алмазоносных областях, в четвертичное время отмечаются три крупных эрозионных цикла:

- 1) раннечетвертичный (конец третичного — начало четвертичного периода) с резкой перестройкой гидрографической сети и появлением продольных долин северо-восточного направления и террас высоких уровней (V и VI террасы);
- 2) среднечетвертичный с продолжающейся перестройкой гидрографической сети в широтном направлении;
- 3) верхнечетвертичный, переживающий в настоящее время фазу интенсивного развития.

В настоящее время в результате указанных циклов эрозии в бассейне верхнего и среднего течения р. Тюнга «водораздельные галечники» совершенно размыты; более верхние горизонты плинсбахского яруса юры и содержащиеся в них алмазы спроектированы на более низкие уровни. В отдельные циклы эрозии могли размываться сами трубки, наличие которых здесь не вызывает сомнений.

Наиболее обогащенными алмазами и его спутниками являются участки современной речной сети, где в основном размывались полосы распространения древних промежуточных коллекторов. Такими участками, расположенными в благоприятных зонах накопления алмазов, являются: 1) участок Западный, в 4—5 км выше устья ручья Средний Салакут; 2) участок Алексеевский по Тюнгу, ниже устья р. Далдын; 3) участки в среднем течении р. Чимидикэн.

В бассейне р. Мархи размыв «водораздельных галечников» играл решающую роль в обогащении алмазами аллювиальных отложений этой реки.

ПРИЛЕНСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ОБЛАСТЬ

Эта область расположена в нижнем течении р. Лены, включая все ее левобережье на отрезке от пос. Жиганска до устья р. Эекит. С севера на юг она простирается на 350—400 км, с востока на запад — на 100—150 км. Ее площадь составляет около 45 000 км². В ее пределы входят бассейны левых притоков р. Лены: Хоруонка, Кюленке, Хакчан, Моторчуна, Молодо, Сюнюде и Эекит.

Приленская область располагается на западном крыле Предверхо-янского прогиба. Краевые разломы, видимо, ограничивающие районы интенсивного прогибания, судя по геофизическим данным, располагаются внутри прогиба.

Окраинная часть платформы была вовлечена в зону опускания. По имеющимся данным (Мокшанцев и др., 1964; Леонов, 1962, и др.), можно считать, что начало прогибания восточной части платформы относится к среднему палеозою. В мелу край платформы претерпел резкое погружение.

В строении внешнего крыла прогиба, в пределах которого располагается Приленская алмазоносная область, основную роль играет мезозойский структурный ярус. Относящиеся к нему отложения залегают с резким угловым несогласием на породах нижнепалеозойского яруса и обнаруживают выдержанное пологое падение на восток. Пологое падение пластов осложняется немногочисленными пологими структурами, имеющими форму брахискладок, и серией разрывных нарушений типа сбросов.

В строении Приленской алмазоносной области участвуют образования архея, протерозоя, кембрия, каменноугольной системы, перми, триаса, юры, мела, неогена и четвертичной системы.

Метаморфические породы архея выходят на дневную поверхность в виде нешироких полей в бассейне р. Молодо (р. Салабын). Они относятся к экитской серии метаморфических сланцев и песчаников (Леонов, 1962). Абсолютный возраст песчаника (1980 млн. лет) нижней части экитской серии определен А. А. Красиличковым в 1964 г.

Верхнепротерозойские — синийские отложения выходят на дневную поверхность в нижнем течении р. Молодо. В целом они представляют толщу терригенно-карбонатных пород, образовавшихся в условиях не глубоких, но обширных морских бассейнов. Установлена отчетливая крупная ритмичность в строении толщи, выражающаяся в закономерной смене терригенных отложений карбонатными. В ряде случаев в основании терригенных пачек отмечается размыв. Подобное циклическое строение протерозойской толщи позволило подразделить ее на ряд свит, каждая из которых начинается комплексом терригенных осадков и завершается карбонатными. Отложения синийского комплекса подразделены на две серии — солоолийскую и хорбусуонкскую, отделенные друг от друга перерывом в осадконакоплении. Солоолийская серия отнесена к рифею, хорбусуонкская — к венду.

В основании солоолийской серии залегает толща кварцевых конгломератов, гравелитов и песчаников, выделенных в сыгынахтахскую свиту мощностью около 200 м. Отложения серии были опробованы, чтобы обнаружить в них алмазы и минералы-спутники; результаты оказались отрицательными.

Кембрийские отложения широко распространены на западе Предверхоянской области; представлены карбонатными и терригенно-карбонатными породами общей мощностью 700—800 м. В их основании залегают гравелиты с галькой кварца, аргиллитов, известняков. Гравелиты опробовались на алмазы и их спутники; результаты отрицательные.

Каменноугольные отложения распространены только в пределах Кютюнгинского прогиба; они подразделяются на терригенную, нижнюю карбонатную, гипсоносную и верхнюю карбонатную толщи. В основании терригенной толщи залегает конгломерат мощностью от 2—4 до 10—12 м. Галька состоит из известняков, доломитов и терригенных пород синийского и кембрийского возраста и кварца. Конгломераты на алмазы были опробованы в бассейне р. Кютюнде. Ни алмазов, ни их минералов-спутников здесь не обнаружено.

Пермские отложения представлены серией континентальных образований, залегающих на размывтой поверхности более древних пород; среди них преобладают рыхлые песчаники и пески; реже встречаются алевролиты, аргиллиты, угли, галечники; по всей толще попадают-

ся обломки минерализованной древесины. Местами пермские отложения лежат на коре выветривания. В основании толщи часто отмечаются конгломераты мощностью до 10 м, которые состоят главным образом из гальки кварца, кремней, кварцитов, песчаников, сланцев и долеритов. В ряде участков горизонты конгломератов были опробованы на алмазы, но их не оказалось. Из минералов-спутников в бассейне рек Сюнгюде и Кютюнгде обнаружен только пироп, он хорошо окатан, что указывает на неоднократное его переотложение.

Триасовые отложения имеют ограниченное распространение и встречаются лишь в бассейне р. Буор-Эекит; они представлены песчаниками и аргиллитами морского генезиса и конгломератовых слоев не содержат. В опробованных песчаниках минералов-спутников алмаза не обнаружено.

Юрские отложения распространены широко, они содержат несколько алмазоносных горизонтов (нижнеюрских, келловейских и нижневолжских).

Нижнеюрские отложения относятся к синемюр-геттангским неразделенным, плинсбахским и тоарским ярусам; представлены породами песчано-глинистого состава с маломощными прослоями галечников и конгломератов.

Среднеюрские отложения имеют непрерывный разрез; выделяются ааленский, байосский и батский ярусы. Нижняя часть ааленского яруса представлена толщей темных алевролитов мощностью 45—50 м. Выше типично морские отложения сменяются прибрежно-морскими и частично континентальными. Это 100-метровая толща косослоистых светлых песков и слабо сцементированных песчаников. К байосскому ярусу относится толща песков рыжевато-желтой окраски, залегающих выше описанных песков верхнего аалена. Батский ярус также подразделяется на две части. Внизу лежат очень характерные толщи черных алевролитов с фауной (мощность 40—50 м), верхняя часть яруса представлена светлыми песками и алевролитами.

Верхнеюрские отложения относятся к келловейскому и волжскому ярусам. Келловейские морские отложения представлены песками, песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Этот ярус сильно размыт; он сохранился лишь на севере Приленской области. Максимальная мощность отложений, уцелевших от разрушения, составляет 12—20 м.

Волжский ярус залегает на размытой поверхности батских отложений или на келловее (север Приленской области). В его основании повсеместно прослежен выдержанный пласт конгломерата или разнозернистых глинистых песков с галькой. Это наиболее выдержанный алмазный горизонт. Выше лежат пески и плотные глины общей мощностью 160—250 м.

Меловая система слагает приплатформенное крыло прогиба; представлена толщей континентальных косослоистых песков и слабо уплотненных песчаников. Среди песков отмечается ряд пачек с алевролитами, аргиллитами и углями. Пески были опробованы на алмазы, но алмазов и минералов-спутников в них не обнаружено.

Отложения неогена представлены остатками покрова древних аллювиальных накоплений, местами сохранившихся на левобережье р. Лены, галечниками и, в меньшей мере, песками. По своему генезису это аллювиальные отложения типа накоплений быстрых потоков, неоднократно менявших русла и блуждавших по широкой площади. Вследствие отсутствия прямой связи с современными долинами нередко их называют «водораздельными галечниками».

Четвертичные отложения перекрывают всю площадь Предверхоянской алмазоносной области; однако значительной мощности они достигают только в речных долинах, где представлены аллювием, и на

г. плоских водоразделах, где сохранились своеобразные покровные отложения (эйкская свита).

Нижнечетвертичные отложения представлены остатками галечников высоких террас р. Лены. Встречаются они отдельными пятнами мощностью 3—10 м. По составу галечники близки к галечникам неогена, так как в значительной мере образовались за счет их размыва. Аллювий высоких террас р. Лены расположен на абсолютных отметках 120—180 м. В нижнем течении р. Молодо к нижнечетвертичному возрасту отнесены четвертая и пятая террасы с относительными высотами 50—55 и 60—80 м. Мощность аллювия не превышает 10 м; он сложен галечником из кремней и кремнелых пород с примесью кварца и песчаников.

К среднечетвертичным относятся отложения, более молодые, чем аллювий древних высоких террас Лены, и более древние, чем аллювиальные накопления, непосредственно предшествующие верхнечетвертичному (зырянскому) оледенению. В соответствии с унифицированной схемой в состав среднечетвертичных отложений входят бестяхский и покровский горизонты. Первый представлен аллювиальной толщей доледниковой террасы р. Лены. Аллювий террасы сложен толщей косослоистых песков, где в основании имеется слой галечника преимущественно кварцево-кремневого состава.

Покровский горизонт подразделяется Г. Ф. Лунгерсгаузен на три части.

К нижнему подгоризонту относятся отложения времени максимального оледенения; к западу от Ленской долины к нему отнесены горизонтальнослоистые супеси с клиньями льда, занимающие большие площади на левобережье р. Лены и залегающие в интервале высот 110—235 м. Мощность супесей достигает 35 м.

К этому же времени относятся и отложения обширной долины, расположенной западнее современной долины р. Лены, между устьями рек Линде и Хоруонки. В долине развиты аллювиальные галечники и пески на неровном волнистом ложе; мощность песков не превышает 50 м. Первичная аккумулятивная поверхность в бассейне р. Хоруонки понижается на север от 170 до 120 м.

Средний подгоризонт представлен межледниковым аллювием. Он сложен толщей галечников и серых песков с характерными прослоями угольной крошки. Мощность аллювия 5—10 м. Галечники и пески залегают на бестяхском горизонте и перекрыты мореной верхнего подгоризонта покровского горизонта.

В районе пос. Жиганска (по данным В. В. Колпакова) межледниковые отложения представлены аллювием террас высотой 60—80 и 25—36 м. Аллювий верхней террасы сложен русловыми галечниками и песками. Верхняя часть аллювиальной свиты затронута размывом.

Мощность сохранившихся отложений составляет около 15 м.

Аллювий террасы высотой 25—36 м представлен песками мощностью до 22 м. Верхний подгоризонт сложен черными моренными супесями (он развит только на левобережье р. Лены) мощностью 5—10 м. Они перекрыты темно-серыми песками аллювия.

Среднечетвертичные отложения по долинам левых притоков р. Лены представлены аллювием третьей и четвертой террас. В долине р. Молодо третья терраса сложена мощным (до 30 м) аллювием из песков, в основании которых залегают галечники. Сходный характер имеет аллювий этой террасы и на других реках бассейна Лены. Подобная песчаная терраса выявлена на р. Беенчиге. На р. Оленек, в области интенсивного неотектонического поднятия, террасы среднечетвертичного времени представлены аллювиальными галечниками; высота террас достигает 120—140 м.

К нерасчлененным средне-верхнечетвертичным образованиям (эйкской свите) относятся отложения на водораздельных пространствах, получившие названия эйкской свиты (Леонов и др., 1961). Она представляет собой толщу темных, преимущественно темно-серых илистых суглинков и глин с очень редкой галькой кремней и кварца. Эти отложения сплошным чехлом покрывают огромные площади на водоразделах, в верхних частях склонов долин и высокие террасы.

При образовании верхнечетвертичных отложений в Приленской области происходили существенные колебания климата, приведшие к оледенению. В пределах Приленской равнины разрез отложений начинается аллювием межледниковой сыныяхтахской террасы; она имеет низкий коренной цоколь (3—10 м) и мощную (до 25 м) песчаную толщу.

Более высокие натарский и якутский горизонты представлены в основном ледниковыми отложениями, перекрывающими правобережье р. Лены. На левом берегу р. Лены морена известна только в районе пос. Жиганска, на остальной территории ледниковое время ознаменовалось накоплением тонких супесей. Эти супеси можно рассматривать в качестве осадков обширного слабопроточного бассейна, в который превратилась р. Лена в результате подпора ее ледником.

Вторая терраса прослежена во многих речных долинах; время формирования ее аллювия было более продолжительным во внеледниковой области и более коротким в пределах территории, подвергшейся оледенению. Аллювий второй террасы представлен песчано-галечниковой толщей. Галечник залегает в основании толщи; его мощность 3—5 м; выше залегают пески с прослоями и линзами гальки.

Первая терраса широко развита во всех речных долинах; ее толща представлена песками и галечниками, по своему составу близкими к аллювию второй террасы; мощность ее 5—10 м.

Современные образования представлены главным образом пойменным и русловым аллювием, в меньшей степени — озерными, болотными и золовыми отложениями. Обычно они тесно связаны с современным рельефом. Мощность аллювия на крупных реках 10—15 м, местами 20 м. Он сложен русловыми и пойменными фациями. Отмечается тесная связь аллювия с породами, размываемыми рекой, в том числе и с отложениями четвертичного возраста. Озерные отложения развиты по берегам крупных озер, золовые — вдоль берегов крупных рек.

Магматические породы в пределах рассматриваемой области представлены траппами и кимберлитами.

Траппы слагают мощные пластовые интрузии (силлы), крупные секущие тела и дайки. Они развиты в бассейне р. Молодо, на остальной площади распространены только дайки. Интрузии залегают в кембрийских и пермских отложениях. Наиболее крупные тела приурочены к основанию пермских пород. По петрографическому составу интрузивные тела однотипны. Главным образом это среднезернистые оливковые долериты и долеритовые порфириды.

Даек очень много; они известны в бассейне рек Молодо, Сюнгюде, Муны, Моторчуны, протяженность даек составляет от нескольких сотен метров до 10—20 км, их мощность — от долей метра до нескольких сотен метров. Большинство даек вертикальные или крутопадающие. Подавляющая их часть сложена нормальными долеритами и габбро-долеритами. Местами в долеритах отмечаются шайровые обособления лейкократового и пегматоидного облика.

Кимберлиты. В области в настоящее время известны шесть кимберлитовых трубок: Молодо и Приленская, Хризолитовая, Чакмайа и др. Первая представляет собой тело овальной формы, размером 160×70 м. Трубка Приленская прорывает нижнекембрийские образования; ее размер 100×80 м. Обе трубки имеют довольно сложное строение. Так, в

трубке Молодо отмечается ее неодинаковый состав: она сложена кимберлитовой брекчией и базальтическими порфиоровыми кимберлитами. В трубках встречены разнообразные ксенолиты: долериты, породы нижней перми (уголь, обугленная древесина, песчаники), известняки и доломиты синия и кембрия. Из минералов-спутников алмаза для этих трубок характерно высокое содержание пикроильменита (1—3% от общего веса минералов тяжелой фракции). Пироп, хромдиопсид и оливин встречаются редкими знаками. Возраст кимберлитов Предверхоанской области позленижнепермский, так как трубка Молодо прорывает нижнепермские породы, а Хризолитовая и Чакмайа — траппы. Наличие большого количества траппов в ксенолитах также может свидетельствовать об этом возрасте. Вместе с тем присутствие пироба в нижнеюрских отложениях дает основание для сужения возрастного интервала, в котором могло происходить внедрение кимберлитов, до триаса — нижней юры.

Описанные трубки неалмазоносны. Однако изучение алмазоносности близлежащих отложений (древних и молодых), а также характера минералов-спутников алмаза и самих алмазов указывает на то, что в этом районе, видимо, должны быть и алмазоносные кимберлитовые тела.

Геоморфологическое строение территории несложное. Это денудационная равнина (местами плато), лежащая на уровнях от 100—150 до 300—350 м, достаточно интенсивно расчлененная сетью речных долин с аккумулятивно-эрозионным рельефом. Колебания высот небольшие, в то время как речные долины глубоки и резко врезаны (на 100—150 м).

Морфология рельефа отражает особенности его развития. Плоские междуречные пространства в значительной степени связаны с древней денудационной поверхностью, которая формировалась в течение длительного времени (с конца мезозоя) и может рассматриваться как типичная поверхность выравнивания. Форма речных долин образовалась в четвертичное время в результате общего эпейрогенического поднятия страны и последовавшего за ним интенсивного эрозионного среза. Неотектонические движения были неодинаковы по амплитуде в разных частях территории и имели колебательный характер, хотя и сохраняли общую тенденцию к поднятию. Большую роль играют такие экзогенные рельефообразующие процессы, как плоскостная денудация и эрозия, влекущие за собой разрушение алмазосодержащих пород и перемещение алмазов.

С другой стороны, с делювиальными процессами на склонах и с речной аккумуляцией непосредственно связано образование россыпей.

Самостоятельным и крупным элементом рельефа описываемой территории являются долины рек Лены, Эекита, Молодо, Сюнгюде, Моторчуны и Муны. Они имеют четкие очертания и глубоко вырезаны. Только при выходе их в долину р. Лены они постепенно сливаются с ней.

Все крупные долины террасированы (до пяти террас).

Наиболее высокие террасы (нижнечетвертичные) с относительной высотой от 150 до 60—80 м соответствуют начальному этапу расчленения древней поверхности выравнивания. Террасы широкие; наибольшие площади их развития приурочены к нижним течениям рек. Обычно отмечаются две террасы с амплитудой высот между ними в 20—40 м.

Второй комплекс террас относится к первой половине среднечетвертичного времени; террасы этого комплекса более узкие. Их образованию предшествовал глубокий эрозионный срез, достигший почти современного уровня. В связи с этим террасы либо вообще не имеют цоколя, либо их цоколь низкий. Высота террас 60—40 м. Обычно наблюдается одна или две террасы.

Третий комплекс низких террас относится к верхнечетвертичному

времени. В долинах отмечаются две или три террасы с высотами от 12—15 до 30—35 м. Как правило, высоты террас возрастают в направлении с востока на запад. Особенно широка (2—3 км) вторая терраса.

Современные эрозионно-аккумулятивные формы представлены поймой и русловыми образованиями. Большинство рек имеет широкую пойму (до 2—4 км) с двумя уровнями. Высокая (до 10—14 м) пойма заливается не во все паводки и по форме является переходной к террасе. Низкая пойма (высотой 1,5—3 м) развита во всех долинах. В руслах большинства рек имеется много островов и береговых кос.

Кимберлитовые тела Предверхоаянской алмазоносной области с триаса до настоящего времени срезаны на глубину 250—300 м. Материал размыва сконцентрирован в прибрежноморских зонах нижне- и верхнеюрского моря и в аллювиальных образованиях верхненеогенового и четвертичного возраста.

Алмазоносные районы Приленской области

По геологическому строению и размещению алмазоносных отложений эта область неоднородна. Исходя из особенностей истории геологического развития, степени алмазоносности и их перспективности, выделяются четыре алмазоносных района: Эекитский, Молодо-Сюнгюдинский, Моторчунский, Мунский.

Эекитский алмазоносный район

Этот район включает бассейн верхнего течения р. Эекит с ее крупными притоками Тас-Эекит, Сололи, Буор-Эекит и верхний (50—60 км) отрезок р. Эекит. На описываемой территории известны только аллювиальные (русловые) россыпи алмазов. Поэтому рассмотрим строение только аллювиальных толщ. В районе аллювий представлен образованиями русла, поймы и трех надпойменных террас.

Отложения третьей надпойменной террасы р. Буор-Эекит (относительная высота 30—40 м) широко распространены по левому берегу реки, в ее среднем течении. Они представлены тонкозернистыми песками; лишь в основании разреза наблюдаются цепочки гальки и гравия. Мощность отложений 1 м.

В долине нижнего течения рек Тас-Эекит и Сололи и в долине р. Эекит отложения террасы сохранились только на небольших площадях; разрез их несколько отличен. В основании повсеместно залегают галечники мощностью от 0,5 до 2 м, перекрытые суглинками и песками; мощность последних 3—8 м.

Отложения второй террасы развиты в долинах рек Эекит, Буор-Эекит, Тас-Эекит, в нижнем течении р. Сололи и на некоторых ее притоках. На р. Буор-Эекит отложения террасы представлены песками, на ее притоках — галечниками и песками. В долинах остальных рек в основании разреза залегают галечники мощностью от 1 до 2 м; они перекрыты песками и суглинками мощностью на отдельных участках от 2 до 7 м. В бассейне рек Сололи и Тас-Эекит в их составе находится до 3% щебенки и валунов.

Отложения поймы в бассейне р. Буор-Эекит аналогичны таковым первой надпойменной террасы; мощность суглинков до 5—9 м.

В бассейне остальных рек в строении поймы также выделяются два горизонта: галечниковый и песчано-суглинистый. Наибольшие мощности галечников установлены в бассейне рек Тас-Эекит, Сололи и Эекит (3—5 м). На мелких притоках этих рек галечники маломощны (0,6—

1,2 м). Повсюду галечники перекрыты суглинками и песками — мощностью от 3 до 5 м.

По р. Буор-Экит русловые отложения представлены песками. Галечники встречены только в руслах ее левых притоков. Аллювий р. Сололи и верхнего течения р. Тас-Экит валунно-галечниковый, в нижнем течении р. Тас-Экит — галечниковый, а на р. Экит — галечно-песчаный. В руслах рек распространены косы длиной от 20 до 2000 м, шириной от 10 до 100 м, высотой от 0,5 до 4 м. Наиболее высокие косы имеются в верхнем течении р. Тас-Экит. Петрографический состав галечного материала в районе довольно разнообразный.

В бассейне р. Буор-Экит основная масса галек представлена песчаниками юры и перми, кремнями, кварцем, кристаллическими сланцами архея, долеритами и гранитами.

В бассейне р. Тас-Экит и Сололи, кроме этих пород, отмечаются гальки известняков и доломитов синия и кембрия.

Петрографический состав грубообломочного материала мелких притоков зависит от литологии размываемых пород, причем перенос последних не превышает 5—10 км. Повсеместно встречается галька кремней и кварца.

Минеральный состав террасовых и пойменных отложений приведен в табл. 79, из которой видно, что аллювиальные отложения бассейна р. Экит очень сходны между собой по составу минералов фракции.

Таблица 79

Средний минеральный состав аллювиальных отложений бассейна р. Экит
(в % от веса тяжелой фракции шлихов)

Минерал	р. Буор-Экит				р. Сололи			р. Тас-Экит		
	III терраса	II терраса	I терраса	Пойма	II терраса	I терраса	Пойма	II терраса	I терраса	Пойма
Циркон	17	6	6	8,1	11	6	7	14	9	8
Рутил	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	0,1	1,1	1,2	0,9	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Лейкоксен	» »	0,1	0,2	0,3	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	0,1	0,2	0,2
Кианит	» »	0,1	Ед. зн.	0,2	1,2	0,6	0,3	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Пироксен	10	6	3,7	2,7	0,6	0,3	0,2	2,6	3,7	4,1
Роговая обманка	9	2	4,2	4,1	6,1	2,3	3,1	0,9	0,7	1,1
Эпидот	3—7	3,7	2,5	3,2	3	4,1	4,2	2,3	1,9	2,1
Ильменит	28	23	20	19	21	20	23	31	33	39
Гранат	30	52	45	53	40	43	45	50	51	49
Ставролит	Ед. зн.	0,2	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Сфен	0,5—1,5	0,1	0,2	0,1	0,5	0,3	0,2	0,1	» »	» »
Гематит, лимонит	0,3	1,3	0,2	1,6	2,1	4,2	3,6	3,1	3,2	3,2
Магнетит	2,5	0,1	4,3	4,2	12,6	12	12,7	4,1	4,3	4,6
Титаномагнетит	1,7	0,8	0,3	1,6	1,0	1,1	1,3	1,2	2,1	2,5
Пироп *	—	—	—	—	3	2	1	1—3	2—6	1—3

* Содержание пироба дается в зернах на 10 л породы (на шлик).

Лишь в бассейне р. Буор-Экит наблюдается повышенное содержание роговой обманки. Отмечается сходный минеральный состав русловых и пойменных отложений.

Из минералов-спутников алмаза в аллювии обнаружены пироп и пикроильменит. Последний установлен в большинстве шлихов, отмытых из русловых отложений средних и нижних течений рек Сололи и Тас-Экит. Содержание его незначительно — не превышает 1% от общего веса тяжелой фракции шлихов. Зерна довольно крупных размеров (1—2 мм) и хорошо окатаны.

Значительное количество пиропса обнаружено в русловых отложениях нижнего течения р. Сололи, среднего и нижнего течения р. Тас-Эекит; в руслах левых притоков р. Буор-Эекит и в русле р. Эекит он встречен в редких знаках в пределах наиболее обогащенных участков русла. Содержание его измеряется единичными знаками на 10 л аллювия. Лишь в нижнем течении р. Сололи в ряде шлихов отмечены содержания пиропса, измеряемые 20—30 зернами. Последние имеют крупные размеры (1—4 мм) и хорошо окатаны. Установлены следы дальней транспортировки в виде выколов, выщербин и др.

Алмазы найдены только в русловых россыпях при проведении маршрутных поисковых работ. Разведочных работ не проводилось, поэтому о строении россыпей у нас имеются лишь общие сведения.

На р. Сололи алмазоносен только 6-километровый приустьевый отрезок русла. Здесь отложения представлены галечно-валунным материалом, который слагает прибрежные и островные косы, а также ложе русла. Прибрежные косы имеют разнообразие размеров. Из них наиболее крупные достигают 40—120 м длины, 10—50 м ширины и 2—4 м высоты. Головные части кос сложены крупным валунно-галечниковым материалом; средние — валунно-галечниковым и хвостовые — галечниковым.

В вертикальном строении кос отмечена дифференциация материала по размерам. Снизу вверх крупность материала уменьшается. Перекаты сложены валунно-галечным материалом, причем для последнего характерно струйчатое расположение; в пристрежневых зонах потока сконцентрирован валунный материал, который ближе к берегам сменяется валунно-галечным. Ширина струй 4—10 м.

Минералы тяжелой фракции в основной своей массе концентрируются в головных частях струй, в местах скопления материала наибольшей крупности. Далее вниз по течению количество тяжелых минералов уменьшается. Алмазы найдены только в головной части одной из струй. Ближе к берегам материал в струях становится более мелкообломочным, только у самого берега крупность его увеличивается за счет гравитационного привноса крупноглыбового материала с крутых склонов.

В русле р. Тас-Эекит алмазы найдены в нижнем и среднем течении реки. Русловые отложения нижнего течения — галечниковые, среднего — валунно-галечниковые. В нижнем течении аллювий в основном выстилает ложе русла. Косы немногочисленны и незначительных размеров. В центральных частях плёсовых ложин аллювий часто отсутствует. В строении хвостовых частей кос принимают участие пески. Материалы шлихового опробования показали, что наиболее обогащены минералами тяжелой фракции верхние побочные перекаты, примыкающие к пристрежневой части потоков, и центральные части плёсовых ложин в местах наименьшей мощности аллювия. На алмазы были опробованы все элементы русла, кроме плёсовых ложин. Алмазы найдены лишь в головных частях верхних побочной перекатов, в местах наибольшей концентрации минералов тяжелой фракции. Аналогичные участки составляют 6—8% площади русла. Около 30—40% отложений русла характеризуются незначительной концентрацией минералов тяжелой фракции, остальные очень бедны этими минералами.

Алмазоносность установлена лишь в левых притоках р. Буор-Эекит. Последние представляют собой ручьи длиной 20—30 км и шириной 3—15 м. Галечниковый материал слагает только перекаты; остальные части русла представлены песками.

Минералы-спутники алмаза в значительных количествах обнаружены только в галечниковых отложениях; в песках они или совершенно не встречаются, или присутствуют в сильно рассеянном виде. Галечниковые отложения составляют не более 5% от общей массы аллювия этих рек.

На 40-километровом отрезке исследуемого участка верхнего течения

р. Экит алмазы и их минералы-спутники найдены только в верхних частях перекатов, сложенных галечником.

На участках галечникового русла аллювий имеет сложное строение. В разрезе отмечено чередование песчаных и галечниковых прослоев (0,2—0,3 м). Минералы-спутники алмаза и минералы тяжелой фракции приурочены к галечниковым прослоям.

В Экитском алмазоносном районе В. Г. Горшковым, Г. К. Видминым-Лобзиным, Б. И. Прокопчуком найдено 80 алмазов. Из них 7,5% имеют форму октаэдров, 80% — ромбододекаэдров и 12,5% — переходного типа (октаэдр-дodeкаэдр).

Основная масса алмазов бесцветна, лишь единичные кристаллы имеют желтый цвет или полупрозрачны. В незначительных количествах в кристаллах встречаются включения графита. Алмазов с механическим износом не найдено. Средний вес кристаллов равен 29 мг.

Наиболее крупные кристаллы весом 60—119 мг обнаружены в бассейне р. Сололи.

В среднем течении Тас-Экита средний вес алмазов 34 мг, на рассматриваемом отрезке р. Экит 11—16 мг. Такое закономерное изменение веса алмазов с запада на восток указывает на то, что их первоисточники располагаются в западной части района.

Первоисточники аллювиальных россыпей района к настоящему времени еще не установлены; ими могут быть юрские отложения и «водораздельные галечники». Не исключена возможность выявления кимберлитов в бассейне р. Сололи.

Перспективы Экитского района в отношении россыпной алмазности еще не выяснены. По имеющимся материалам наибольшего внимания заслуживают р. Сололи и среднее течение р. Тас-Экит, для которых характерны значительные запасы аллювия, а также сравнительно высокие содержания и крупные алмазы хорошего качества.

Молодо-Сюнгюдинский алмазоносный район

Район включает бассейны нижнего и среднего течения р. Молодо и ее крупного правого притока р. Сюнгюде. Здесь известны находки алмазов в прибрежно-морских и дельтовых отложениях нижнеюрского возраста, в прибрежно-морских отложениях келловейского и нижневолжского времени, аллювиальные россыпи неогенового и четвертичного возраста.

Алмазность нижнеюрских прибрежно-морских отложений

В 1961 г. в бассейне нижнего течения р. Молодо (р. Тит-Юреге) установлена алмазность базальных нижнеюрских конгломератов прибрежно-морского генезиса (Прокопчук, Израилев, 1962).

Конгломераты залегают на эродированной поверхности пермских континентальных отложений, представленных неотсортированными косослоистыми песками с прослоями углей, глин и алевролитов. Пласт конгломератов характеризуется невыдержанной мощностью, даже на небольшом протяжении (5—7 м) меняющейся от 0,2 до 1,2 м. В восточной части пласт представлен рыхлым песчаником, переполненным мелкой галькой и раковинами двустворок. К западу песчаник постепенно замещается рыхлым конгломератом, в котором гальки слабо сцементированы желтой глиной. Пласт конгломерата имеет двучленное строение. Нижняя часть его содержит незначительное количество гальки (10—15%), в верхней части содержание галечного материала достигает 60—

70%. Преобладают гальки хорошо окатанные, округлые и уплощенные (3—4 см в поперечнике).

Петрографический состав галек сравнительно однороден: преобладают кремни и пермские песчаники, редко встречаются кварц, халцедон и порфиры.

Основная масса тяжелой фракции шлихов состоит из ильменита, размеры зерен которого равны 0,2—0,3 мм. Единичные зерна пикроильменита достигают 0,8—2,2 мм. Зерна пикроильменита сильно окатаны, что свидетельствует о длительной их транспортировке. В ряде шлихов встречается пироп — не более двух-шести знаков на 10 л породы. Зерна пироба мелкие (0,7—1,1 мм), окатанные, фиолетового, розовато-фиолетового и розового цвета. В значительном количестве (5—10%) в шлихах содержится альмандин. Небольшие проценты тяжелой фракции шлихов представлены цирконом, магнетитом, титаномагнетитом. Остальные минералы (сфен, турмалин, эпидот, ставролит, пироксен, шпинель, марказит, рутил, лейкоксен, кианит, барит, хлоритид) присутствуют в виде единичных знаков или долей процента. Минералы представляют собой мелкие, хорошо окатанные осколки кристаллов, претерпевших дальнюю транспортировку.

В конгломератах и в русловых отложениях рек были найдены крупные алмазы, средний вес которых составляет 30—40 мг.

Подавляющее количество алмазов представлено кристаллами ромбододекаэдрического габитуса; октаэдров мало (15—20%); встречены единичные кристаллы кубической формы; по морфологии эти алмазы сходны с алмазами Экитского района.

В нижнеюрских прибрежно-морских конгломератах алмазы найдены в трех участках, где они были опробованы. Однако о более широкой их алмазности свидетельствуют повсеместные находки алмазов в руслах рек на участках, где размываются нижнеюрские базальные слои.

Совокупность данных по вещественному составу нижнеюрских алмазоносных базальных слоев в рассматриваемом районе дает основание полагать, что привнос алмазоносного материала происходил с запада — из центральной части Куойкско-Далдынского поднятия. Попытки сопоставить объем ильменита и пироба в россыпях с тем объемом этих минералов, который могли дать известные там кимберлитовые тела, приводят к выводу о несоответствии между ними. Даже грубые подсчеты показывают, что кимберлитового материала в россыпях в 30—50 раз больше. Поэтому можно предположить, что в данном районе имеются еще неоткрытые кимберлитовые тела.

Сами россыпи, приуроченные к нижнеюрским базальным слоям, слабо изучены в этом районе. Не установлена закономерность распределения алмазов. Поэтому о перспективности района можно говорить только предположительно. В принципе здесь могут быть обнаружены богатые прибрежно-морские россыпи.

Алмазность нижнеюрских дельтовых отложений

Алмазность нижнеюрских дельтовых конгломератов и галечников установлена Л. М. Израилевым (Прокопчук, Израилев, 1964) в 1962 г. в бассейне нижнего течения рек Сюнгюде (реки Харыйалаах и Кюскюрджан) и Молодо (р. Баарка). Расстояние между крайними точками находок 80—100 км.

В долине р. Баарки грубокластические алмазоносные горизонты слагают всю толщу плинсбаха, мощность которого равна 130—140 м. В нижней его половине преобладают маломощные (0,1—0,3 м), быстро выклинивающиеся прослои и линзы плотных песчаников с гравием и галькой. В верхах плинсбаха появляются более мощные (до 1,5 м)

линзовидные горизонты песчаных галечников желто-охристого цвета. Протяженность линз достигает нескольких десятков метров. В более мощных линзах отчетливо видна косая слоистость дельтового типа. В основании линз имеется большое количество слабо окатанных обломков и валунов размером до 0,3 м в поперечнике; в средних частях преобладает галька размером 3—5 см, а также гравий. Верхние части линз сложены в основном песчано-гравийным материалом с небольшой примесью гальки. По простиранию сортировка обломочного материала более или менее постоянная.

В долине р. Кюскюрджан галечники встречены только в средней и верхней частях разреза плинсбаха, в интервале 60—125 м выше подошвы нижней юры. По своему характеру галечниковые горизонты несколько отличаются от описанных в долине р. Баарки. В целом они слагают невыдержанные по мощности линзы галечников и приурочены к серым алевролитам. В линзах хорошо выражена сортировка материала. Наиболее крупные обломки приурочены к основанию линз, наиболее мелкие — к их верхним частям.

В долине р. Харыйалаах галечники встречены только в самых верхних горизонтах плинсбаха, которые представлены толщей серых и желто-серых волнистослоистых глин с линзами галечниковых песчаников и алевролитов. На каждые 5 м разреза приходится от двух до пяти галечниковых линз. По своему строению линзы галечников аналогичны линзам, описанным в долине р. Кюскюрджан. В наиболее мощных из них (до 1,5 м) отмечена горизонтальная, реже косая слоистость.

Соотношения грубообломочной и песчаной частей галечников с севера на юг закономерно изменяются. В бассейне р. Баарки галька составляет 75—80% общего объема породы в линзах. В долине р. Кюскюрджан количество галечного материала уменьшается до 60—70%, а в бассейне р. Харыйалаах — до 40—55%. Обломочный материал, как правило, не сортирован.

Петрографический состав грубообломочного материала неоднороден. В долине р. Баарки галька представлена пермскими песчаниками, кремнем, кварцем, кварцитом, халцедоном и черными битуминозными известняками и сланцами ленского-амгинского яруса кембрия. В бассейне р. Кюскюрджан, в нижних частях разреза, в составе гальки находятся нижнеюрские известняки, обломки окремнелой древесины. В более высоких горизонтах появляется большое количество галек серых кембрийских известняков, отдельные гальки песчаников, домритов и углистых сланцев. Галечники из бассейна р. Харыйалаах характеризуются высоким содержанием галек разноцветных кремней и юрских песчаников. В небольшом количестве здесь встречается и галька битуминозных известняков кембрия, кварцитовых песчаников и халцедона.

Тяжелая фракция шлихов на 30—80% представлена гранатом и ильменитом. С севера на юг (от р. Баарки до р. Харыйалаах) количество ильменита возрастает от 12 до 45%; магнетита — от 0,8—4 до 6—33%; титаномагнетита — от 0,6—2,3 до 4,5%; циркона — от 0,9—3,1% до 3—6,5%; рутила — до 0,5—1,8%; снижается количество граната, эпидота и пироксена.

Кианит, ставролит, роговая обманка, лейкоксен, апатит, брукит, силлиманит, турмалин, хлоритоид, монацит встречаются или в десятых долях процентов, или в единичных знаках, или спорадически в отдельных шлихах. Вверх по разрезу плинсбаха не отмечено каких-либо последовательных изменений минерального состава тяжелой фракции галечников, которые были бы постоянны для бассейнов всех рек.

Во всех шлихах, отмытых из грубообломочных (конгломератовых, галечно-гравийных) горизонтов плинсбаха, обнаружен пироп, количество которого увеличивается с севера на юг.

В галечниках р. Баарки число зерен пироба меняется от 2 до 23 знаков; 75—100% всех зерен пироба обнаружено во фракции крупнее 1 мм. Во внутриформационных галечниках плинсбаха, развитых в бассейне р. Кюскюрджан, содержание пироба повышается до 5—43 знаков на шлих при средних содержаниях 15—20 знаков. В нижеюрских внутриформационных галечниках в ряде пунктов найдены алмазы, представляющие собой кристаллы преимущественно ромбодекаэдрического и, реже, октаэдрического габитуса. Большинство алмазов — осколки; кристаллы со следами механического износа не встречены.

Нижеюрские внутриформационные алмазоносные галечники представляют собой прибрежно-морские отложения дельтового типа. Для них характерны линзовидное залегание, невыдержанность в разрезе по простиранию и вертикали, косая слоистость. Гальки наклонены к северу, что свидетельствует о движении материала с севера на юг.

В районе р. Баарки береговая линия при образовании дельтовых отложений не претерпевала изменений на всем протяжении плинсбахского времени.

В районе р. Харыйалаах устойчивая береговая линия устанавливается только в конце плинсбахского времени, и лишь в верхах разреза появляются линзы галечников и конгломератов.

Судя по вещественному составу, нижеюрские внутриформационные галечники формировались за счет размыва пород, окружающих нижеюрский бассейн. Основными источниками алмазов могли быть кимберлитовые тела в среднем и верхнем течении р. Молодо. Сами россыпи плинсбахского яруса мало изучены, и их перспективы до конца не выяснены.

Алмазоносность прибрежно-морских базальных конгломератов келловейского возраста

Первые алмазы в этих конгломератах были обнаружены Б. И. Прокпчуксом (1964) в бассейне р. Еврашка-Сээнэ, где ранее келловейские отложения вообще не были известны. В верховьях этой реки имеется обнажение юрских пород, где на размытой поверхности песков верхней части байосского яруса залегает конгломерат мощностью 0,2—0,3 м. Он перекрыт толщей буровато-серых алевролитов, рыхлых, тонкоплитчатых, с редкими гальками кремней. Мощность алевролитов 0,8 м. Их сменяют среднезернистые ржаво-бурые и серые пески такой же мощности. На песок с размывом залегают фаунистически охарактеризованные конгломераты нижеволжского яруса.

Отложения келловей с базальным конгломератом в основании установлены в 1960 г. Ю. И. Минаевой (ВАГТ) в бассейне р. Арылаах-Сээнэ.

Алмазоносные конгломераты келловей рыхлые; они содержат 60—65% гальки, 1—3% гравия, 30—35% алевроито-песчаного цемента. В конгломерате преобладают плохо окатанные гальки. Состав их следующий: около 40% из них представлены желтовато-белыми кремневыми породами; 40—42% — кремнями и кремневыми известняками; 7—6% — песчаниками протерозойского возраста; 6—8% — песчаниками нижней и средней юры.

Состав галек указывает на то, что их снос происходил с запада — с территории Анабарской антеклизы. Об этом же свидетельствует и состав минералов тяжелой фракции.

Из минералов-спутников алмаза найдены пикроильменит и пироп. Первый обнаружен во всех пунктах опробования, второй также во всех шлиховых пробах с содержанием 10—15 зерен на 10 л дробленого конгломерата. Около 35% зерен пироба имеют размер от 1 до 2 мм, остальные — менее 1 мм.

Изучение поверхности зерен, их окатанности, трещиноватости свидетельствует о незначительном переносе, а следовательно, и о сравнительно небольшой удаленности коренного источника пиропы от современных выходов келловейских отложений. Последние, по-видимому, располагались в пределах Куойкско-Далдынского поднятия.

*Алмазоносность прибрежно-морских отложений
нижневолжского возраста*

В этих отложениях алмазы были найдены в базальных конгломератах, которые выходят на дневную поверхность в пределах Сунгюде-Молодо-Ленского междуречья. Они обнаружены в 1959 г. геологами ВАГТа Р. А. Биджиевым, Л. М. Натаповым, Б. И. Прокопчуком.

Выходы описываемых отложений в пределах Приверхоянского прогиба протягиваются с юга на север полосой в 400 км.

Конгломераты Лено-Сунгюдинского междуречья и на правобережье р. Молодо залегают на песчаниках и косослоистых песках батского яруса, а в северной части — на алевrolитах и песчаниках келловейского яруса.

В нижней части рассматриваемой территории нижневолжский базальный горизонт имеет двучленное строение. На размытой поверхности песков и песчаников бата залегает слой песков мощностью 0,2—0,3 м, с хорошо окатанной галькой и гравием (количество галек и гравия 20—25%). Выше залегает крупногалечный конгломерат мощностью 0,2—0,6 м. В этом прослое средний размер галек 3—5 см. Встречаются отдельные валуны диаметром до 6—10 см. Гальки и валуны в основном имеют плоскую форму, хорошо окатаны; они составляют около 70—80% от общего объема конгломератов. В этом слое встречаются фосфоритовые стяжения. Конгломераты перекрыты песчаниками серого цвета без гальки.

Севернее р. Керюк (приток р. Молодо) описываемый горизонт представлен песчаниками с галькой, которая составляет 30—35%. Еще севернее базальный нижневолжский слой сложен просто песчаниками, включающими редкую гальку.

Петрографический состав галечного материала на отдельных отрезках различен. На юге в составе гальки преобладают местные нижне-среднеюрские песчаники (70—75% от общего числа галек), затем разноцветные кремни (18—20%). Очень редко встречаются гальки халцедона, кварца, опоковидных пород, долеритов, кембрийских и ордовикских известняков и доломитов, кварцевых порфиров и гранитоидов.

В бассейне р. Молодо в составе галек не обнаружено кварцевых порфиров, меньше становится кремней и юрских песчаников. Но значительно увеличивается количество гальки битуминозных известняков и сланцев ленского и амгинского ярусов кембрия.

Еще севернее гальки и гравий представлены только местными нижне- и среднеюрскими песчаниками и кварцем; окатанность галечникового материала хорошая.

Минеральный состав тяжелой фракции довольно однообразный, но с разным количественным соотношением основных минералов. По преобладанию тех или иных минеральных ассоциаций на исследованной территории можно выделить три различающихся между собой участка:

1. Южный участок, характеризующийся циркон-гранат-ильменитовой ассоциацией. Содержание ильменита в шлихах в среднем составляет 60—70%, циркона 10—15%. Остальные минералы присутствуют в виде единичных зерен и долях процента. С юга на север на этом участке в содержании ильменита и граната наблюдаются определенные из-

менения. На крайнем юге, в бассейне р. Мэльбюттэх отмечается постоянное количество этих минералов во всех шлихах (ильменита 66—73%, граната 12—30%). Севернее содержание ильменита и граната изменяется в больших пределах (ильменита от 45 до 98%, граната от 8 до 30%).

2. Участок, включающий бассейн рек Бичыкы, Суордах, Керюк, Онгкучах-Юрех. Он характеризуется пироксен-циркон-гранат-ильменитовой ассоциацией. Содержание ильменита постепенно уменьшается от 76% на юге до 21% на севере, а с юга на север количество гранатов возрастает от 18 до 65%, пироксена от 1 до 2,4%, эпидота от 1 до 4,9%.

3. Северный участок, отличающийся высоким (44—56%) содержанием граната и низким (14—20%) содержанием ильменита. В отличие от предыдущих участков, в конгломератах отмечено повышенное содержание амфиболов, которые встречаются не во всех пробах.

Нижеволжские базальные слои опробованы на алмазы на всем протяжении их выходов. Алмазы обнаружены только на Лено-Сюнгюдинском междуречье. На этой же территории выявлено значительное содержание алмазов в ручьях, которые размывают верхнеюрские конгломераты. Средний вес алмазов равен примерно 8 мг. Алмазы представляют собой кристаллы округлого ромбододекаэдрического (55,1%) и октаэдрического (35,7%) габитусов. Встречаются кристаллы переходного типа — от октаэдра к ромбододекаэдру (3,1%) и комбинационные кристаллы ромбододекаэдра и куба (6,1%). Большинство кристаллов представляет собой осколки или сколотые кристаллы. Алмазы бесцветные. Большинство алмазов содержит включения. Они представлены графитом, гранатом и оливином. Алмазов со следами механического износа не обнаружено.

Из минералов-спутников алмаза в нижеволжских алмазоносных слоях найдены пикроильменит, пироп и хромдиопсид.

Пикроильменит найден почти во всех пробах; форма его круглая, размер 1—3 мм, без следов длительной транспортировки.

Содержание пироба закономерно уменьшается с юга на север — от 700 зерен на 10 л породы в бассейне р. Мюльбюттэх до единичных знаков в бассейне р. Эекит. При этом имеется ряд участков с повышенными концентрациями пироба. В основном пироп присутствует в виде угловатых обломков неправильной формы, редко — в виде округлых, слегка вытянутых и сплюснутых зерен. Поверхность обломочков неровная. На некоторых округлых зернах (на Лено-Сюнгюдинском междуречье) сохранились реликты келифитовых оболочек. Многие зерна пироба разбиты трещинами; по цвету выделяются пиропы оранжевые, фиолетовые, красные, розовые и бледно-желтые.

Хромдиопсид установлен в ряде мест среди отложений рек Огоньор-Юрех, Хороннох, Хотугу-Сасаргигнаан и Ертеёх (от одного до трех зерен на 10 л породы).

Оливин кимберлитового происхождения встречен в трех шлихах в бассейне р. Керюк (два-четыре знака на 10 л дробленого конгломерата). Он представляет собой угловатые зерна желтовато-зеленого цвета.

Результаты проведенных исследований нижеволжских базальных слоев приводят нас к выводу о том, что наиболее алмазоносны конгломераты на участке Лено-Сюнгюдинского междуречья.

По минеральному составу спутников алмаза и особенностям алмазов нижеволжские прибрежно-морские слои существенно отличаются от более древних алмазоносных образований, что свидетельствует о наличии других источников алмаза, которые питали более древние россыпи. Здесь встречен пироп других цветовых разновидностей, пироп с келифитовой каймой, хромдиопсид и оливин.

Аллювиальные россыпи верхнеэоценового возраста

В пределах Молодинского района алмазоносные россыпи, связанные с «водораздельными галечниками» эоцена, тянутся полосой меридионального направления от среднего течения р. Сюнгюде до бассейна р. Молодо (рис. 41). Выделяется несколько уровней водораздельных галечников, соответствующих абсолютным отметкам 100—110, 120—140,



Рис. 41. Рельеф поверхности, сложенной «водораздельными галечниками». Среднее течение р. Сюнгюде

140—200 м и свыше 200 м. Мощность этих галечников изменяется от 0,5 до 4—10 м, по-видимому, в зависимости от степени их сохранности от размыва.

«Водораздельные галечники» представляют собой отложения, где собственно галечники чередуются с прослоями песка. В других местах они представлены только галечниками или песками с галькой.

В направлении с юга на север в «водораздельных галечниках» количество грубообломочного материала постепенно уменьшается. По распределению грубообломочного материала и его составу в пределах общей площади, занятой галечниками, выделяются два участка.

Первый включает бассейн р. Сюнгюде, где гальки представлены разноцветными кремнями, превышающими 50%; здесь много гальки кварца и известняков кембрия. Встречается и галька черных битуминозных сланцев кембрия, юрских песчаников и долеритов.

Второй участок приурочен к бассейну нижнего и среднего течения р. Молодо. Здесь гальки черных битуминозных сланцев резко преобладают над гальками другого состава.

В минеральном составе тяжелой фракции отмечаются существенные различия между этими участками. Для первого характерны минералы кианит и циркон. При этом наибольшее содержание кианита (16—20% от веса тяжелой фракции) выявлено в галечниках, залегающих на более высоких отметках, тогда как содержание циркона увеличивается в отложениях низких террас, т. е. между содержанием кианита и циркона наблюдается обратная зависимость.

Для тяжелой фракции второго участка типичны высокие содержания граната (40—60%), а также постоянное присутствие пироксена и роговой обманки. Циркона здесь мало.

«Водораздельные галечники» опробовались на алмазы. Найденные алмазы по своему габитусу представлены октаэдрами (48%), ромбодо-

декаэдрами (36%) и кристаллами переходного типа (16%). Характерно, что почти все алмазы представляют собой осколки или сколотые кристаллы. Окраска алмазов различна. Только 24% относятся к прозрачным камням, однако и они содержат включения. Остальные кристаллы непрозрачные. В 26% алмазов наблюдаются следы механического износа. Два алмаза имеют почти округлую форму с еле намеченными реликтами граней. Поверхности остальных кристаллов несут на себе следы ударов в виде трещинок, выщербинок и царапин.

Из минералов-спутников алмазов найдены пикроильменит и пироп. Пикроильменит присутствует почти во всех шлихах. Однако содержание его никогда не превышает 1% тяжелой фракции. Зерна его мелкие (0,3—2 мм), хорошо окатанные. Пироп встречен не во всех пробах. Даже в пробах, в которых найдены алмазы, он не всегда присутствует. Повышенное содержание пироба отмечено на междуречье Моторчуны и Сюнгюде, где среднее содержание пироба составляет 8—10 зерен на 10 л галечников; максимальное же содержание (120 зерен) отмечено в среднем течении р. Сюнгюде. В бассейне р. Баарки (нижнее течение р. Молодо) пироп встречается в количестве 6—8 знаков на 10 л галечников. На остальной площади он встречен в единичных зернах. Зерна пироба везде очень мелкие (до 1 мм), сильно окатанные, что указывает на длительную транспортировку и неоднократное переотложение.

Генезис галечников, а отсюда и россыпей алмазов является достаточно сложным. Галечники — аллювиальные накопления, питавшиеся за счет материала с близлежащих частей Сибирской платформы, в основном расположенных западнее границы галечников. Об этом свидетельствует петрографический и минералогический состав отложений. Алмазы и его парагенетические спутники несут следы значительного износа, что, по-видимому, связано только с переотложением их из юрских отложений.

Алмазоносные россыпи четвертичного возраста

Река Молодо является крупным левым притоком Лены. Глубина ее на плёсах достигает 3 м, а на перекатах всего 0,4—0,5 м. Ширина русла колеблется от 50 до 150—200 м. Скорость течения в межень 0,6—0,8 м/сек. Из крупных притоков следует отметить реки Сюнгюде, Усунку, Тинт-Юрэгэ, Муогдан, Баарку, Далдын, Хастаах и др. Ширина русел этих рек 20—100 м, глубина на плёсах 1—2 м, на перекатах 0,2—0,3 м. Скорости течений в межень 0,3—0,7 м/сек.

В бассейне р. Молодо широко развиты аллювиальные образования, представленные отложениями пяти террас, поймы и русла.

Отложения пятой террасы встречаются отдельными пятнами в нижнем и среднем течении рек Молодо и Сюнгюде. Наиболее широко они развиты в области распространения рыхлых пород перми и юры. Геологическое строение этих отложений различно в нижнем и верхнем течении реки и зависит от литологии размываемых пород. В поле развития юрских отложений разрез снизу начинается песчаным галечником желтого цвета мощностью 1—1,5 м. Выше залегают пески мощностью от 3 до 5 м.

В поле развития карбонатных пород кембрия на коренном цоколе залегают глинистые галечники грязно-коричневого цвета мощностью 2 м. Размер гальки 1—3 см, а содержание составляет около 30%. Галька представлена преимущественно местными породами. Встречаются единичные хорошо окатанные валуны кварцита размером до 10 см в диаметре.

Эти галечники перекрыты глиной грязно-коричневого цвета, мощностью 1,5—2 м, с линзами и прослоями льда.

Отложения четвертой террасы в долинах рек Молодо и Сюнгюде развиты только в нижнем и среднем их течениях. На р. Молодо от устья р. Усунку и до р. Муогдан аллювий четвертой террасы прослеживается почти непрерывно, а в среднем течении он сохранился лишь небольшими пятнами в крутых излучинах реки. В нижнем течении р. Молодо аллювий четвертой террасы представлен песчаными отложениями мощностью около 15 м, где прослой песка желтого цвета, хорошо отсортированного, чередуются с песком и глиной темно-коричневого цвета. Местами в разрезе песков можно видеть галечники с размером галек 1—6 см. На отдельных участках в основании песков наблюдались прослой галечников мощностью до 3—5 м.

В среднем течении реки на коренном цоколе всегда лежат галечники мощностью от 3 до 4 м, перекрытые песками и суглинками такой же мощности.

Отложения третьей террасы наблюдаются в долинах р. Молодо и Сюнгюде, а также в низовьях рек Усунку, Муогдан, Далдын и Хастах. В долине р. Молодо, на отрезке, сложенном юрскими породами, они представлены песчаной толщей, мощность которой достигает 30—35 м. В песке наблюдаются мелкие линзы и тонкие прослой галечника и гравийника, состоящего из кремней, кварца и битуминозных сланцев. В среднем и верхнем течении р. Молодо и на ее притоках, на цоколе лежат песчано-глинистые галечники мощностью от 1 до 3 м.

Отложения второй террасы развиты почти по всем рекам бассейна р. Молодо. Всюду галечники лежат на коренном цоколе мощностью 1—2 м. Они перекрыты песками и суглинками мощностью 8—10 м. В верховьях р. Молодо и на ее притоках, в пределах развития кембрийских пород, пойменная фация аллювия представлена суглинками, а русловая — щебенчато-галечниковым материалом, причем мощность пойменной фации там составляет 4—5 м.

Отложения первой террасы наблюдаются почти во всех речных долинах бассейна р. Молодо.

Литологический состав аллювиальных отложений первой террасы зависит от размываемых пород. По долинам, заложенным в рыхлых юрских отложениях, аллювий представлен песчано-галечниковыми образованиями. В основании разреза залегают песчано-глинистые галечники темно-желтого цвета. Гальки в них разные, некоторые достигают 8 см, средние размеры 1,5—3 см. В поле развития кембрийских пород аллювий первой надпойменной террасы представлен аналогичными галечниками с прослоями глины. Всюду галечники перекрыты песками и суглинками мощностью от 2 до 5 м.

Отложения поймы развиты во всех долинах бассейна р. Молодо и наиболее широко — в долинах рек, размывающих рыхлые юрские и пермские породы. Здесь пойменные отложения представлены суглинками и песками. На отдельных отрезках в основании песков обнаружены галечниковые прослой, мощность которых 1—3 м.

В долинах рек, размывающих палеозойские породы, галечники обнаружены повсеместно. Мощность их составляет от 0,5 до 2,5 м. Перекрыты они суглинками и глинами с прослоями торфа (рис. 42).

Общая мощность аллювия поймы р. Молодо достигает 6—7 м, в долинах ее притоков — 2—3 м.

Русловые отложения слагают прибрежные и осередковые косы и днища рек. На участке развития рыхлых юрских и пермских пород русловой аллювий представлен песчаными и песчано-галечниковыми отложениями. В долинах, размывающих кембрийские породы, отложения представлены щебенкой и галькой местных карбонатных пород, редкой галькой кремня и кварцита и валунами долерита, кварцита.

В долине р. Молодо, в нижнем течении косы (до устья р. Усунку) песчаные, в среднем — галечниковые, а в верхнем — щебенчато-галечниковые. Длина кос от 30 до 2000 м, ширина от 3 до 200 м и высота от 0,5 до 3 м.

Гранулометрический состав галечников разных уровней бассейнов рек Молодо и Сянгюде отображен в табл. 80 и 81. В нижнем течении в аллювии принимают участие гальки мелких размеров, гравий и песок, в среднем и верхнем — щебенчато-галечниковый материал и глина. Среди террасовых галечников наиболее крупный материал характерен для четвертой террасы.

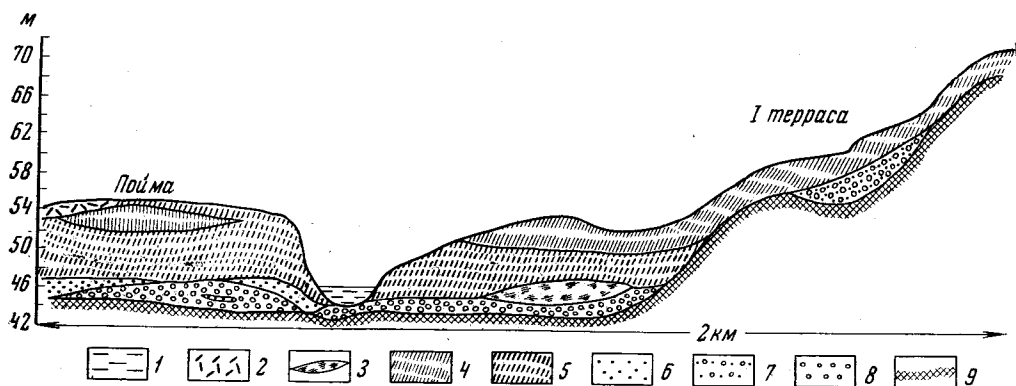


Рис. 42. Разрез аллювиальных отложений р. Сянгюде в ее среднем течении (по данным разведки).

1 — русло реки; 2 — торф; 3 — лед; 4 — суглинок; 5 — супесь; 6 — песок; 7 — песчано-галечный материал; 8 — галечник; 9 — коренные породы

Состав галек аллювиальных отложений зависит в основном от литологии размываемых пород. Наряду с этим наблюдается постепенное увеличение количества галек кремня, кварца, окремнелых оолитовых известняков от низких террас к более высоким. Максимальное количество этих пород установлено в галечниках четвертой террасы. В аллювии нижнего течения р. Молодо также наблюдается повышенное содержание этих пород по отношению к верхнему течению. Состав галечника мелких притоков непосредственно зависит от литологии размываемых пород.

Минеральный состав террасовых и пойменных отложений приведен в табл. 82 и 83.

По степени сохранности минералов в шлихах в бассейне р. Молодо выделяются три участка.

На нижнем участке (от устья р. Молодо и до устья р. Сянгюде) тяжелая фракция представлена гранатом (30—50%), ильменитом (11—40%), цирконом и эпидотом.

На среднем участке (между устьями рек Сянгюде и Далдын) ильменит составляет 50—70% тяжелой фракции, гранат присутствует в количестве 4—15%; в заметных количествах встречаются пироксен и роговая обманка.

На верхнем участке преобладает ильменит, установлено незначительное содержание эпидота, сфена, кианита и лейкоксена.

Из минералов-спутников алмаза наиболее широко распространен пикроильменит. По имеющимся данным, его содержание составляет от 0,5 до 4% общего веса тяжелой фракции шлихов. Максимальное количество пикроильменита отмечено в русловом аллювии рек Далдын, Тиит-Юрэгэ и Усунку и в верховьях р. Молодо. Зерна его имеют крупные

Таблица 80

Таблица среднего гранулометрического состава русловой фации аллювия разных уровней бассейна р. Молодо (в %)

Место отложений	Река Молодо														
	Нижнее течение					Среднее течение					Верхнее течение				
	> 8 мм	— 8+4 мм	— 4+2 мм	— 2+1 мм	< 1 мм	> 8 мм	— 8+4 мм	— 4+2 мм	— 2+1 мм	< 1 мм	> 8 мм	— 8+4 мм	— 4+2 мм	— 2+1 мм	< 1 мм
V терраса	32	18	6	4	40	62	11	3	3	21	—	—	—	—	—
VI »	43	10	15	4	23	61	9	4	7	19	—	—	—	—	—
III »	41	13	3	7	36	54	17	4	8	17	59	12	14	9	6
II »	40	6	9	4	41	50	22	9	3	16	53	20	9	5	13
I »	32	18	6	15	29	60	13	8	4	15	64	10	6	12	8
Пойма	37	12	4	16	31	60	10	5	5	20	61	24	2	4	9
Русло	39	6	9	15	31	50	10	10	6	24	58	19	5	7	11

Место отложений	Притоки р. Молодо, расположенные на участке развития пермских и юрских пород										Притоки р. Молодо, расположенные на участке развития пород кембрия									
	Нижнее течение					Верхнее течение					Нижнее течение					Верхнее течение				
	> 8 мм	— 8+4 мм	— 4+2 мм	— 2+1 мм	< 1 мм	> 8 мм	— 8+4 мм	— 4+2 мм	— 2+1 мм	< 1 мм	> 8 мм	— 8+4 мм	— 4+2 мм	— 2+1 мм	< 1 мм	> 8 мм	— 8+4 мм	— 4+2 мм	— 2+1 мм	< 1 мм
V терраса . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
VI »	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
III »	43	24	10	17	6	—	—	—	—	—	57	23	9	7	4	70	13	5	3	9
II »	46	21	8	13	12	50	22	23	12	3	48	32	11	6	3	60	28	7	2	3
I »	31	33	14	14	8	52	24	18	9	7	50	37	5	3	5	65	18	2	4	11
Пойма	26	45	9	9	11	49	13	26	6	6	52	31	8	4	5	63	16	3	6	12
Русло	32	32	15	15	6	57	12	21	7	3	60	28	6	2	4	65	22	3	1	9

Таблица среднего гранулометрического состава русловой фации аллювия разных уровней р. Сунюнде (в %)

Место отложений	Нижнее течение					Среднее течение				
	8 мм —	8+4 мм —	4+2 мм —	2+1 мм —	1 мм —	8 мм —	8+4 мм —	4+2 мм —	2+1 мм —	1 мм —
V терраса	31	13	20	5	31	43	17	21	9	10
IV »	60—70	15—20	7—8	до 5	до 5					
III »	25	10	5	2	58	46	18	9	11	16
II »	42	16	10	12	20	60	15	10	5	5
I »	40	20	10	10	20	55	15	15	5	6
Пойма	25	30	25	15	5	50	25	7	5	13
Русло	39	18	13	20	10	60	25	5	6	4

Место отложений	Верхнее течение					Притоки р. Сунюнде, нижнее течение					Притоки р. Сунюнде, среднее и верхнее течение				
	8 мм —	8+4 мм —	4+2 мм —	2+1 мм —	1 мм —	8 мм —	8+4 мм —	4+2 мм —	2+1 мм —	1 мм —	8 мм —	8+4 мм —	4+2 мм —	2+1 мм —	1 мм —
V терраса						—									
IV »						—									
III »	50	21	14	8	7	—									
II »	74	9	6	2	9	62	14	5	8	16	70	8	6	9	7
I »	67	11	4	4	13	53	21	19	11	6	72	9	4	3	12
Пойма	75	15	5	3	2	61	13	9	11	11	70	3	11	6	10
Русло	70	18	3	3	6	58	20	5	2—3	5	75	15	5	10	5

размеры (2—8 мм) и лишены следов дальней транспортировки. На остальной территории пикроильменита меньше, зерна его значительно мельче, в нем отмечаются следы длительной транспортировки.

В аллювии бассейна р. Молодо пироп мало; даже в районе размыва кимберлитовых трубок (бассейн р. Далдын) он содержится в единичных знаках. Лишь в аллювии нижнего течения р. Молодо и ее правого притока р. Таган выявлены повышенные содержания пиропы, привнесенного из верхнеюрских конгломератов. Повышенное содержание его наблюдается и в аллювии рек Баарки, Тиит-Юрэгэ и Усунку, образуемом за счет размыва юрских отложений. В бассейне верхнего течения р. Молодо пироп имеет свежий облик, в среднем и нижнем течении он хорошо окатан и значительно меньших размеров.

Хромдиопсид обнаружен только в русловых отложениях в нижнем течении рек Молодо и Таган. Возможно, что его источником являются верхнеюрские алмазоносные конгломераты; зерна мелкие (0,1—1 мм), изумрудно-зеленого цвета, окатанные. Единичные свежие зерна найдены Г. Ф. Доргановым и В. Е. Минориным в шлихах из делювия в районе трубки Молодо.

Отложения террас, русла и поймы были опробованы на алмазы, которые в разных количествах найдены почти всюду. По террасам и пойме опробовательские работы проведены в незначительном объеме, однако полученные данные позволяют считать, что наибольшее содержание алмазов приурочено к высоким террасам, материал которых

Таблица 82

Таблица среднего минерального состава аллювия бассейна р. Молодо (в %)

Минерал	Река Молодо							Реки Усунку и Тинт-Юргэ	р. Муо- гдаан	Река Молодо		
	V терраса		IV терраса		III терраса					II терраса		
	нижнее течение	среднее течение	нижнее течение	среднее течение	нижнее течение	среднее течение	верхнее течение			III терраса	нижнее течение	среднее течение
Циркон	3,2	2,2	8,1	9,3	8,9	6,1	5,3	6,1	5	6,3	8,8	4,3
Рутил	0,7	0,4	0,7	0,3	0,6	0,6	0,8	1,1	0,6	0,5	0,3	0,3
Лейкоксен	Ед. зн.	0,1	Ед. зн.	0,1	Ед. зн.	0,1	0,1	Ед. зн.	0,1	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Кианит	0,1	0,1	» »	Ед. зн.	» »	Ед. зн.	Ед. зн.	0,1	0,3	» »	» »	» »
Барит	—	—	» »	» »	—	» »	» »	—	—	—	» »	» »
Пироксен	11,2	7,7	4,4	7,3	1,6	9,7	10,3	3,7	1,1	2,7	7,3	10,9
Роговая обманка	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	0,4	Ед. зн.	Ед. зн.	1,2
Эпидот	2,2	2,3	1,4	3,8	0,5	» »	» »	2,8	4,8	3,3	» »	Ед. зн.
Ильменит	21,5	17,0	28,2	56,5	38,8	57	62	51,2	33,5	22,7	58	61
Гранат	57,3	69,8	43,2	16,7	31,4	29	18	29,9	44,3	41,5	12,3	8,7
Ставролит	Ед. зн.	0,8	Ед. зн.	0,2	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	0,1	0,7	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Сфен	—	0,5	» »	2,4	» »	» »	» »	0,1	2,8	» »	» »	» »
Гематит, лимонит	Ед. зн.	Ед. зн.	» »	0,4	» »	» »	» »	Ед. зн.	Ед. зн.	» »	» »	» »
Магнетит	3,0	» »	3,3	5,0	1,0	8,0	6,7	5	5,2	8,3	10,5	10,9
Титаномагнетит	0,9	0,1	0,7	5,0	0,1	0,6	1,3	0,6	0,7	1,7	4,0	5,6
Пироп (в знаках)	6	12	16	14	8	7	9	6—12	3	2	3	2
Хромдиопсид	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Количество проанализированных шлихов	9	23	14	37	29	46	23	8	16	19	48	8

(окончание)

Минерал	Реки Усунку и Тийт-Юргэ	Р. Муон- даан	Река Молодо			Реки Усунку и Тийт-Юргэ	Р. Муон- даан	Река Молодо			Реки Усунку и Тийт-Юргэ	Р. Муон- даан
			I терраса					пойма				
	II терраса	нижнее течение	среднее течение	верхнее течение	I терраса	нижнее течение	среднее течение	верхнее течение	пойма			
Циркон	6,2	4	4,4	3,8	3,6	4,9	3,3	6,8	2,6	1,6	3,2	3,7
Рутил	0,4	0,9	0,6	0,7	0,8	0,7	0,7	1,6	Ед. зн.	Ед. зн.	1,0	1,3
Лейкоксен	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	0,1	0,1	» »	» »	Ед. зн.	Ед. зн.
Кианит	» »	» »	» »	» »	» »	» »	0,2	Ед. зн.	» »	» »	» »	» »
Барит	—	—	» »	» »	» »	—	—	3,1	» »	» »	—	—
Пироксен	3,7	1,1	4,8	7,8	9,3	1,5	0,7	1,2	10,0	12,4	1,2	3,1
Роговая обманка	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	0,9	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Эпидот	1,6	6,0	» »	» »	» »	» »	Ед. зн.	0,2	» »	» »	18	1,9
Ильменит	53	33,5	23,0	49	67	26	11,2	48,1	67,5	60,1	23,1	19,7
Гранат	21	49,3	54,6	12,0	9,6	49	46	15,5	8,1	7,2	51	64,2
Ставролит	0,1	0,7	0,8	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	0,2	0,4	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Сфен	0,1	2,8	Ед. зн.	» »	» »	0,1	0,3	0,3	» »	» »	» »	0,1
Гематит, лимонит	Ед. зн.	Ед. зн.	» »	» »	» »	Ед. зн.	Ед. зн.	0,6	» »	» »	» »	Ед. зн.
Магнетит	3,7	7,6	4,4	4,7	5,9	3,5	3,9	8,0	3,1	2,3	2,1	3,2
Титаномагнетит	Ед. зн.	3,2	4,6	4,9	5,1	0,7	0,5	7,4	7,7	6,2	7,1	7,6
Пироп (в знаках)	3—7	3	5	8	4	10	12	3	10	6	12	—
Хромдиопсид	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Количество проанализированных шлихов	9	23	35	21	16	13	11	22	31	53	23	29

Таблица 85

Таблица среднего минералогического состава галечниковых отложений р. Сюнгюде (в %)

Минерал	V терраса		IV терраса	III терраса			II терраса			I терраса			Пойма		
	нижнее течение	среднее течение		нижнее течение	среднее течение	верхнее течение	нижнее течение	среднее течение	верхнее течение	нижнее течение	среднее течение	верхнее течение	нижнее течение	среднее течение	верхнее течение
Циркон	16	4,2	11	11,2	13,2	Ед. зн.	8,5	4,6	8,9	4,9	4,5	1,0	9,0	6,8	2,6
Рутил	1,6	0,7	2,3	3,4	4,1	» »	1,3	1,2	2,0	1,7	0,7	0,5	1,6	3,1	Ед. зн.
Лейкоксен	0,4	Ед. зн.	Ед. зн.	0,1	—	» »	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	0,1	0,1	0,1	0,1	Ед. зн.	» »
Кианит	0,5	» »	0,6	3,4	Ед. зн.	—	0,2	0,1	4,1	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	0,8	» »
Барит	—	6,2	—	—	—	Ед. зн.	2,9	2,8	—	2,1	1,8	» »	3,1	2,7	» »
Пироксен	0,1	1,4	0,2	4,6	0,4	1,2	Ед. зн.	Ед. зн.	4,4	1,8	2,0	0,5	1,2	2,5	10,0
Роговая обманка	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	—	» »	» »	—	Ед. зн.	Ед. зн.	11,5	—	Ед. зн.	Ед. зн.
Эпидот	0,8	0,3	4,7	7,0	0,4	—	1,6	1,3	0,6	0,3	0,4	Ед. зн.	0,2	0,4	» »
Ильменит	48,7	63,2	65	42,1	64,4	77,0	72,0	64,7	52,0	49	57	59,4	61,0	51	67,5
Гранат	23,8	9,5	16	11,8	8	10,6	4,6	5,0	13,5	23	20,0	11,7	10,3	15,5	8,0
Ставролит	11,2	0,1	0,1	0,8	1,2	Ед. зн.	1,3	1,3	1,0	1,9	1,8	2,9	0,2	0,4	Ед. зн.
Сфен	2,3	0,9	0,5	Ед. зн.	—	» »	0,4	0,4	Ед. зн.	0,3	0,2	Ед. зн.	—	0,3	» »
Гематит, лимонит	2,6	3,6	3,2	4,8	Ед. зн.	» »	1,6	1,6	2,5	1,6	1,3	» »	0,3	0,6	» »
Магнетит	3,0	2,8	3,1	3,6	4,2	3,9	6,2	6,2	3,4	1,5	5,3	7,2	8,1	7,5	3,0
Титаномагнетит	4,3	5,3	6,0	3,6	4,2	7,8	6,7	6,1	7,0	4,9	5,3	7,2	4,0	7,4	7,7
Пироп (в знаках)	12	15	56	190	2	2	6	8	4	3	2	32	3	2,8	8
Хромдиопсид	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Количество проанализированных шлихов	9	16	6	11	15	23	18	44	7	5	41	9	31	29	92

образовался за счет размыва «водораздельных галечников» и юрских алмазоносных отложений.

Детальнее изучены русловые россыпи, причем установлено, что здесь алмазы накапливаются за счет перебива более высоких террас. Элювиальные и делювиальные россыпи неизвестны.

В рассматриваемом районе Заполярья климатические условия в общем не способствуют процессам транспортировки алмазоносного материала. Зимой большинство рек промерзает до дна или имеет крайне небольшой сток. Большую часть летнего времени реки очень маловодны, поэтому грубообломочный материал в руслах неподвижен. Расход воды резко возрастает во время весенних и летних паводков, когда происходит в основном транспортировка материала. В соответствии с этим перенос последнего распространяется на небольшие расстояния крайне неравномерно. Часто массы рыхлого материала, находящиеся в русловой зоне, скованы мерзлотой и даже в паводки неподвижны.

Таким образом, суровый полярный климат сильно влияет на ход формирования россыпей и распределения алмазов в них.

Строение русловых россыпей Молодо-Сюнгюдинского района имеет много общего во всех долинах. Можно выделить три типа рек, отличающихся особенностями формирования россыпей и закономерностями распределения в них алмазов.

Первый тип включает мелкие реки, протяженность долины которых не превышает 20—30 км; для них характерно непостоянство водотока. Значительный сток бывает во время дождей и снеготаяния, когда образуются бурные паводки. В зависимости от геологического строения местности можно выделить два подтипа рек.

1. Реки, текущие в пределах развития плотных (в основном карбонатных) пород протерозоя и кембрия. Для них характерен V-образный поперечный профиль русла и щебенчато-галечниковый аллювий, сцементированный вязкой глиной. Русла рек состоят из ряда глубоких уловов (котловин), соединенных узкими протоками. В сухое время подземный сток в протоках происходит под аллювием. В низовьях эти реки и ручьи становятся шире, сток их нормализуется.

Судя по результатам опробования на участках, где водотоки размывают алмазоносные отложения, можно считать, что основная масса алмазов сосредоточена в уловах, в которых наиболее энергично происходят обработка и сортировка материала и вынос песчано-глинистых частиц. Максимальные концентрации алмазов приурочены к центральной части улова. Там, где уловы отсутствуют, алмазы концентрируются в пристрежневой зоне потока. Ближе к берегам отмечается разубоживание за счет поступающей со склонов пустой породы. Концентрация алмазов возрастает вниз по течению рек, что объясняется увеличением расходов воды и соответственно возрастанием интенсивности и продолжительности времени переработки аллювия потоком. В этом же направлении происходит уменьшение уклона, что способствует осаждению алмазов, приносимых с верховьев. Общее расширение долины в низовьях ведет к удалению от коренных берегов, что уменьшает поступление неалмазоносного материала с бортов долины в русло. Примерами рек этого подтипа могут служить притоки Сюнгюде и Молодо в их верхних течениях.

2. Реки, заложенные в рыхлых (песчано-глинистых) отложениях перми, юры и мела.

В верховьях эти реки обычно представляют собой едва выраженные водотоки, без четкого русла. Склоны долин очень плоские и постепенно переходят в плоское днище, поросшее травой. Весной после таяния снега и летом после дождей водотоки блуждают по долине, поросшей растительностью, и очень слабо эродированы. В среднем течении эти реки

представляют собой чередующиеся озерные расширения и узкие протоки. Диаметр первых 2—6 м, ширина вторых 0,5—1 м. В протоках аллювий сложен галечниками. В этих участках и возникают повышенные концентрации алмазов. В озерообразных расширениях аллювий имеет сложное строение. Так, в среднем течении р. Улахан-Орусуока (правый приток р. Сюнгюде) установлено, что в нем наблюдается следующая последовательность накопления материала. На плотике из плотных песчаников лежит слой галечника мощностью 0,2 м, выше залегает слой песка (5 см), затем снова галечник и т. д.

При мощности аллювия в 1,2 м отмечено 11 галечниковых и 12 песчаных прослоев. Цикличность в осадконакоплении, видимо, связана с эпизодическим привносом галечникового материала. Последний привносился в эпохи, характеризовавшиеся особенно большой энергией потока, например в годы очень больших весенних паводков. С привносом грубообломочного материала связано обогащение алмазами. Такая же цикличность в строении аллювия озеровидных котловин отмечена и по другим рекам рассматриваемого подтипа.

Реки в нижнем течении сохраняют четковидное строение русел, однако ширина и длина протоков постепенно возрастает, а в строении озеровидных расширений уже не наблюдается вышеописанной цикличности. В протоках появляются перекаты, сложенные галечниками; озеровидные расширения переходят в вытянутые плёсы, сложенные песчаным материалом. Алмазы преимущественно приурочены к перекатам.

Примером рек этого подтипа могут служить мелкие притоки Лены, размывающие нижневолжские алмазоносные слои. Данные по русловым россыпям этих рек указывают на два участка, в которых обогащенность алмазами возрастает. Первый из них, характеризующийся 5—10-кратным обогащением алмазами по сравнению с размываемым конгломератом, приурочен к зоне размыва нижневолжских алмазоносных слоев. Ширина этого участка в среднем достигает 10—15 км.

Второй участок обогащения связан с резким перегибом продольного профиля рек при выходе их в долину р. Лены. Участок обогащения имеет несколько меньшую длину (5—10 км) и степень обогащенности (2—5-кратная). В обоих участках алмазы приурочены к отрезкам рек, сложенным галечниками.

Оценивая общие перспективы русловых отложений этого типа, можно заключить, что в них намечаются две зоны концентрации алмазов, но практическая значимость их небольшая. Рассчитывать на возможность выявления здесь крупных россыпей нет оснований. Это объясняется очень малыми запасами аллювия в реках.

Россыпи подобного типа могут разрабатываться только с помощью малой механизации. Местами отмечаются участки с резко повышенными содержаниями алмазов.

Второй тип включает реки Хастаах, Далдын, Харыйалах, Кюскюрджан, Сололи, Тас-Эекит; их длина 60—150 км, ширина русел 60—100 м, мощность руслового аллювия 1—2,5 м. Зимой реки на перекатах промерзают до дна.

Распределение алмазов по долинам рек в первую очередь контролируется степенью близости и типом первоисточников алмазов. Содержание алмазов в участках неодинаковое. Это объясняется тем, что обогащение современного аллювия алмазами происходит только на отдельных участках вблизи коренных источников или вторичных коллекторов, а затем россыпи быстро разубоживаются за счет поступления со склонов большого количества грубообломочного пустого материала. Интенсивная эрозионная деятельность современных водотоков ведет к большой подвижности россыпей и их непостоянству. В этом же направлении действует невыдержанная пульсирующая динамика водотоков, обуслов-

ленная большой разницей расходов водных ресурсов рек в разные периоды года.

Наиболее благоприятными участками, где россыпи достаточно стабильны, являются районы, в которых на больших площадях происходит размыв промежуточных коллекторов алмазов (алмазоносные горизонты юры, галечники неогена). Здесь поступление алмазов с бортов долины компенсирует их вынос вниз по реке.

Создается обстановка, поддерживающая определенное равновесие, и в таких местах могут образовываться относительно богатые россыпи. Последние формируются, как правило, там, где русла рек испытывают существенные перегибы. При этом большое значение имеют неотектонические движения.

Косовые россыпи в руслах рек второго типа немногочисленны и небольших размеров.

Третий тип включает реки Сюнгюде и Молодо, длина их более 300—500 км, ширина русел 70—200 м, мощность руслового аллювия от 1 до 6—8 м. В этих реках (в зонах алмазоносного аллювия) наибольшие концентрации алмазов приурочены к верхним побочным перекатам и центральным частям плёсовых лощин. На распределение алмазов большое влияние оказывают естественные преграды (острова, отмели и пороги). Например, накопления алмазов выше островов обычно в 5—10 раз превышают средние их концентрации на прямолинейных участках русел, лишенных преград. Суженные участки русла, как правило, богаче алмазами, чем расширенные. Косы рассматриваемых рек могут быть подразделены на ряд категорий или типов, различающихся по характеру распределения алмазов. Выделяются четыре типа кос, описание которых приведено в работе Б. Н. Леонова и др. (1966).

Алмазы бассейнов рек Молодо и Сюнгюде отличаются как процентным соотношением форм кристаллов, так и средним весом. Для алмазов бассейна р. Молодо характерен довольно высокий средний вес кристаллов—22,6 мг, в бассейне р. Сюнгюде он равен 6—8 мг. В бассейне р. Молодо кристаллы октаэдрического габитуса составляют 31,5%, ромбододекаэдрического—58% и переходного (ОД)—10,5%, а в бассейне р. Сюнгюде соответственно—28,5, 49,3 и 22,2%.

Отмечаются некоторые закономерности в распределении алмазов по размерам. Так, наиболее крупные алмазы наблюдаются в бассейне среднего течения р. Молодо, дальше на север, восток и юг средний вес алмаза постепенно уменьшается.

Перспективы Молодинского района в отношении алмазоносности полностью не выяснены.

Район верхнего и среднего течения р. Молодо и верховья ее притоков—Далдына, Муогдана, Тит-Юрэгэ и Усунку—перспективны в отношении возможного выявления коренных месторождений алмазов. Предполагают, что в кимберлитовых телах может быть повышенное содержание алмазов. Возраст кимберлитов, по-видимому, доюрский, так как в нижнеюрских отложениях известны находки алмазов и их минералов-спутников.

Результаты детального изучения прибрежно-морских конгломератов нижневолжского возраста указывают на возможное выявление в районе Лено-Сюнгюдинского междуречья алмазоносных кимберлитовых трубок средне-верхнеюрского возраста.

Наиболее перспективны в отношении вероятного выявления промышленных россыпей это районы среднего течения р. Молодо, где установлены повышенные содержания алмазов и достаточные запасы руслового аллювия.

Практический интерес представляют также россыпи нижних течений левых притоков Молодо, Далдына, Баарки, Тит-Юрэгэ, Муогдана и

Усунку, но они имеют небольшие запасы аллювия. По другим рекам этого района отмечаются низкие содержания алмазов.

Перспективы террасовых и пойменных отложений в отношении выявления алмазоносности пока не выяснены.

В среднем течении р. Сянгюде и в нижнем течении р. Молодо целесообразно проводить поиски на «водораздельных галечниках».

Моторчунский район

Эта территория включает бассейн нижнего и среднего течения р. Моторчуны. Здесь известны только четвертичные аллювиальные россыпи алмазов, приуроченные к долине р. Моторчуны. Единичные находки алмазов известны также почти на всех ее притоках. В нижнем течении ширина ее долины достигает 5—8 км, в среднем 0,8—2 км. Ширина русла, соответственно, равна 120—200 и 100—120 м; глубина в межень на перекатах—0,2—1,5 м, на плёсах—1—4 м, скорость течений 0,2 м/сек на плёсах и 0,6—0,7 м/сек на перекатах.

Нижнее течение реки находится на площади развития песчано-глинистых отложений нижней юры, среднее течение проходит среди карбонатных пород и кембрия; здесь юрские образования сохранились только на междуречьях.

Аллювиальные отложения широко развиты в бассейне реки и представлены осадками русла, поймы и пяти надпойменных террас.

Отложения пятой террасы встречаются в нижнем течении р. Моторчуны вплоть до устья р. Оттох. В среднем течении реки они распространены только в пределах крупных излучин. Наиболее западный участок, где встречен аллювий пятой террасы, расположен в 10 км выше устья р. Моторчунакан. Терраса цокольная; высота цоколя в нижнем течении 48—53 м, в среднем 50—55 м; на цоколе лежат песчано-глинистые галечники, галечники желтовато-серого цвета общей мощностью 1,5—4,5 м. В нижнем течении этой реки галечники перекрыты суглинками, в среднем — песками, мощность первых от 4 до 10 м, вторых от 0,2 до 1,5 м.

Отложения четвертой террасы сохранились отдельными останцами на всем изучаемом отрезке долины до устья р. Бюгэр-Юрэх. Здесь терраса эрозионно-аккумулятивная с высотой коренного цоколя в нижнем течении 36—40 м, в среднем 40—46 м. На цоколе лежат галечники мощностью 1,5—3 м, перекрытые супесями и суглинками; в нижнем течении их мощность равна 2—6 м, в среднем 0,3—2 м.

Отложения третьей террасы развиты по всей долине р. Моторчуны. Терраса также эрозионно-аккумулятивная, высота ее цоколя в нижнем течении 14—18 м, в среднем 28—32 м. В основании аллювиальных отложений лежат галечники мощностью от 0,9 до 2,3 м. Галечники перекрыты суглинками и песками, мощность которых составляет от 1 до 3,5 м. Ниже устья р. Суордаах мощность суглинков увеличивается до 8—12 м.

Отложения второй террасы распространены в долине р. Моторчуны от устья до верховьев, а также в долинах ее притоков Бюгер-Юрээх и Моторчуканаана. Терраса эрозионно-аккумулятивная с высотой цоколя в нижнем течении р. Моторчуны 8—9 м, в среднем и верхнем 10—14 м. На притоках р. Моторчуны высота цоколя 3—5 м.

Разрез отложений этой террасы также начинается с галечников мощностью от 1 до 2,5 м. На мелких притоках русловая фация аллювия представлена щебенчато-галечным материалом. Галечники перекрыты суглинками мощностью 1—4 м.

Отложения первой террасы развиты в долине р. Моторчуны и почти на всех ее мелких притоках. Терраса характеризуется таким же строением, как более высокие. Высота цоколя в нижнем течении 0—4 м, в

среднем 4—6 м и в верхнем 2—4 м. В нижнем течении на цоколе лежат галечники мощностью от 1 до 3 м, в среднем и верхнем течении — щебенчато-галечниковые горизонты аналогичной мощности. Галечники перекрыты суглинками мощностью 1—5 м.

Отложения поймы развиты по всем рекам бассейна р. Моторчуны. Ширина поймы в нижнем течении реки 2—4 км, в среднем 0,2—0,3 км и в верхнем 1—2 км. Пойма почти везде аккумулятивная, только местами наблюдается цоколь 0,2—1,5 м. Высота ее равна 1—7 м, а на притоках 1—3 м. Залегающие в основании поймы галечники имеют мощность 1—4 м; мощность перекрывающих суглинков 3—6 м.

Русловые отложения р. Моторчуны в нижнем течении (ниже устья р. Суордаах) представлены песками, в среднем — галечниками, в верхней части — щебенчато-галечниковым материалом.

Аллювий притоков этой реки, размывающих юрские отложения, представлен песчано-галечным материалом, а притоков, заложенных в районе карбонатных пород кембрия, — щебенчато-галечниковым. Мощность аллювия изменяется от 0,5—1 до 4—5 м в зависимости от характера размываемых пород. Наиболее мощные отложения приурочены к нижнему и верхнему течению реки, наименьшие — к среднему. В русле реки и ее крупных притоков отмечены многочисленные галечно-щебенчатые косы, длина их 20—400 м, ширина 10—150 м, высота от 0,5 до 3 м в межень; длина некоторых кос в среднем течении 0,5—1,5 км. В нижнем течении реки косы сложены песком, в среднем — галькой и в верхнем — щебенчато-галечниковым материалом. Результаты гранулометрического анализа галечниковой фации аллювия бассейна рассматриваемой реки сведены в табл. 84.

Таблица 84

Гранулометрический анализ галечниковых отложений бассейна р. Моторчуны (в %)

Место отложений	Нижнее течение (до устья р. Суордаах)					Среднее течение					Верхнее течение					Мелкие притоки среднего и верхнего течения р. Моторчуны				
	> 8 мм	8+4 мм	4+2 мм	2+1 мм	< 1 мм	> 8 мм	8+4 мм	4+2 мм	2+1 мм	< 1 мм	> 8 мм	8+4 мм	4+2 мм	2+1 мм	< 1 мм	> 8 мм	8+4 мм	4+2 мм	2+1 мм	< 1 мм
V терраса . .	60	15	10	2	8	72	6	12	5	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
IV »	70	12	12	3	3	80	5	15	3	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
III »	55	15	12	5	13	58	18	10	8	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
II »	40	20	13	10	17	51	28	3	6	12	60	18	10	7	5	61	12	3	5	19
I »	40	18	13	14	15	45	16	15	4	20	70	12	3	4	11	80	3	7	5	5
Пойма . . .	51	13	12	15	9	53	14	11	12	10	58	14	4	13	21	60	7	3	21	9
Русло . . .	15	23	14	11	37	56	12	4	9	10	80	3	8	3	6	70	20	1	3	6

По гранулометрическому составу галечники разновозрастных террас мало отличаются друг от друга; незначительное укрупнение материала характерно для галечников четвертой террасы.

Более резкие отличия наблюдаются в гранулометрическом составе русловых отложений реки. В нижнем течении ее русловой аллювий представлен галечно-песчаным материалом, в среднем — галечным и в верхнем — щебенчато-галечным.

По петрографическому составу русловых галечников р. Моторчуну можно разделить на два отрезка. Для нижнего характерны гальки битуминозных известняков и много галек кремней и кварца. В верхнем отрезке отсутствуют гальки битуминозных известняков и имеются гальки долеритов.

Таблица 85

Таблица минерального состава террасового и пойменного аллювия р. Моторчуны (%)

Минерал	V терраса		IV терраса		III терраса		II терраса			I терраса			Пойма		
	нижнее течение	среднее течение	нижнее течение	среднее течение	нижнее течение	среднее течение	нижнее течение	среднее течение	верхнее течение	нижнее течение	среднее течение	верхнее течение	нижнее течение	среднее течение	верхнее течение
Циркон	17,1	4,1	12,1	6,8	5,6	8,2	14,0	5,8	3,4	3,7	2,6	5,9	5,0	4,6	1,5
Рутил	1,8	0,6	1,3	1,5	0,5	1,0	1,8	1,0	0,6	1,0	2,1	0,7	1,2	0,9	0,1
Лейкоксен	0,8	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	0,4	—	0,1	0,3	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Кианит	0,5	» »	0,6	0,7	0,4	0,4	Ед. зн.	Ед. зн.	0,2	0,2	0,5	» »	0,1	0,2	0,1
Барит	—	6,2	—	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	» »	0,9	2,6	21,8	26,3	4,4	6,0	7,3	4,1
Пироксен	0,2	1,5	0,2	0,7	1,8	0,3	0,4	2,5	3,7	2,5	1,8	0,9	0,3	0,2	3,3
Роговая обманка . . .	—	Ед. зн.	Ед. зн.	0,1	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	2,7	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Эпидот	0,9	» »	3,5	2,1	1,3	1,1	0,6	1,7	0,7	0,9	0,6	4,3	1,0	0,2	0,5
Ильменит	46,5	62,1	50,3	57,1	23,1	55,4	48,9	47,0	56,3	53,4	56	55,3	56	51	58
Гранат	24,8	11,3	16,0	12,0	7,7	7,9	12,2	9,6	7,9	7,4	12,0	8,9	16	10	12
Ставролит	11,3	0,1	0,2	0,7	1,3	0,1	—	1,0	0,5	1,3	0,5	1,1	0,4	0,2	3,6
Сфен	2,7	0,1	0,5	0,7	Ед. зн.	Ед. зн.	0,4	0,6	Ед. зн.	0,3	0,2	Ед. зн.	0,4	0,2	Ед. зн.
Гематит, лимонит . . .	3,6	1,8	5,7	6,8	35	13,3	12,0	2,3	5,3	1,3	1,8	2,1	2,0	0,3	0,2
Магнетит	4,0	3,5	3,1	7,3	1,7	3,0	5,1	4,7	6,3	Ед. зн.	5,4	3,1	8,4	5,3	7,1
Титаномагнетит	5,2	1,2	2,7	1,8	0,4	7,0	2,5	4,8	2,5	» »	5,3	8,2	4,1	5,2	7,7
Пироп (в знаках) . . .	1	10	51	61	23	12	32	22	45	2	6	10	11	3	32
Количество проанализированных шлихов . . .	47	23	33	14	8	111	17	58	69	37	21	19	44	18	123

Состав террасовых галечников почти аналогичен составу галечников русловых отложений. От нижних террас к более высоким наблюдается лишь увеличение количества кремней и кварца. Петрографический состав аллювия мелких притоков непосредственно зависит от литологии размываемых пород.

Минеральный состав террасовых и пойменных отложений приведен в табл. 85. Качественный состав террасовых и пойменных отложений р. Моторчуны почти одинаковый. В количественном отношении наблюдаются следующие закономерности.

Содержание циркона понижается от более высоких террас к низким, в галечниках пятой террасы он составляет 17%, в отложениях поймы только 5% от общего веса тяжелой фракции. Кинита больше в древнем аллювии, барита — в более молодом. Пироксен и роговая обманка встречаются в районах развития даек долеритов.

Минеральный состав русловых отложений бассейна р. Моторчуны более разнообразный. Бассейн р. Моторчуны в нижнем течении, вплоть до устья р. Оттох, входит в пределы циркон-гранат-ильменитовой провинции. По р. Оттох, выделяются две провинции: ильменитовая и циркон-гранат-ильменитовая. Большая часть среднего и верхнего течения р. Моторчуны входит в пределы лимонит-барит-ильменитовой провинции.

Из минералов-спутников алмаза в аллювиальных отложениях бассейна р. Моторчуны встречены пикроильменит, пироп, хромдиопсид и оливин.

Пикроильменит обнаружен повсеместно в галечниках русла, поймы и террас. Наибольшее его количество отмечено в верховьях р. Куогас-Улуйбус-Моторчуны, в непосредственной близости от трубки. В первых 10 км от трубки содержание пикроильменита составляет 60—70% от общего веса тяжелой фракции шлиха; далее оно резко падает, не превышая 1—3%. Некоторое увеличение (3—6%) количества пикроильменита наблюдается в нижнем течении р. Моторчуны, — в районе Оттохской излучины. В этих двух районах зерна пикроильменита имеют крупные размеры (2—8 мм), плохо окатаны, лишены следов дальней транспортировки. На остальной площади зерна пикроильменита мелкие, хорошо окатанные. Наибольшее количество пикроильменита содержат галечники четвертой надпойменной террасы.

Распределение пироба в бассейне р. Моторчуны неравномерное. Наибольшие содержания его встречены в верхнем течении реки, в непосредственной близости от трубки Аэрогеологическая (500—1000 знаков на 10 л галечников) и в нижнем течении реки — между устьями рек Оттох и Суордаах (до 500—800 знаков на 10 л галечников). Повышенное содержание пироба в русловых отложениях р. Куогас-Улуйбут-Моторчуны связано с близостью кимберлитовой трубки в районе р. Оттох. В аллювии остальной части долины пироп встречается в одиночных знаках там, где сохранились покровные (эйкские) или юрские образования.

Алмазы. Аллювиальные отложения долины р. Моторчуны в той или иной мере опробовались на алмазы. В результате было установлено, что повышенное содержание алмазов приурочено к русловым отложениям нижнего течения реки. В террасовых и пойменных галечниках найдены лишь единичные кристаллы алмаза.

Для русловых россыпей характерно струйчатое распределение алмазов с очень частым чередованием обогащенных и разубоженных участков (рис. 43).

В Моторчунском районе обнаружено более 15 000 алмазов, которые изучены Н. В. Макаровой, Н. М. Королевой и Ю. Л. Орловым (табл. 86).

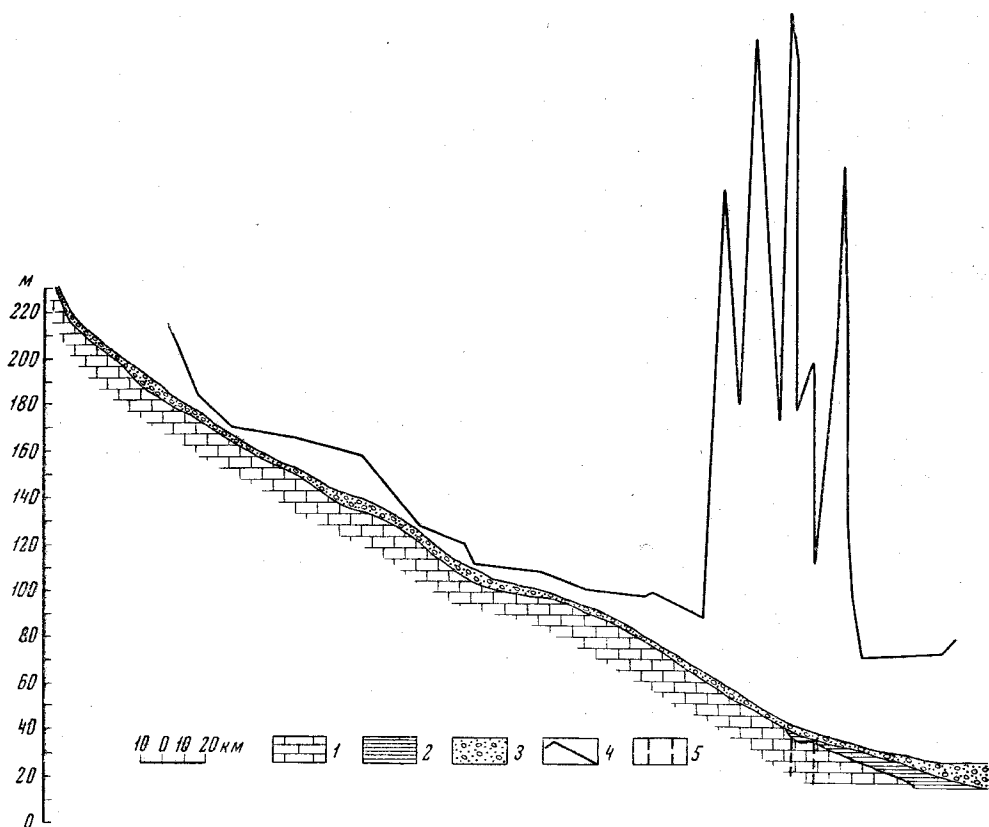


Рис. 43. График колебаний содержаний алмазов в русловых отложениях р. Моторчуны (в условных единицах).

1 — карбонатные породы кембрия; 2 — песчано-глинистые образования нижней юры; 3 — аллювий; 4 — график изменения содержаний алмазов; 5 — разрывные нарушения

Кристаллы ромбододекаэдрического габитуса, наиболее широко распространенные среди алмазов бассейна р. Моторчуны, характеризуются большим разнообразием, что обусловлено различными видами деформаций. Наиболее распространенный вид — уплощение и удлинение по одной из осей L_2 . Эта группа включает в основном округлые додекаэдры. Среди них наблюдались прозрачные кристаллы с четко выраженной

Таблица 86

Габитус алмазов р. Моторчуны (в %)

Река Моторчуна	Октаэдр	Ромбододекаэдр	Переходная форма (ОД)	Куб
Нижнее течение	22,3	63,1	9,2	0,4
Среднее течение	24,1	67,3	9,6	—

симметрией. Встречены также округлые кристаллы с неясно выраженной симметрией и габитусом с протоматматическими сколами, глубокими каналами и кавернами травления.

Группа октаэдров включает многогранники ясно выраженного октаэдрического габитуса, которые отличаются друг от друга характером строения и скульптурными особенностями. Среди них преобладают кристаллы с неясно выраженной симметрией и габитусом, с протоматматическими сколами, глубокими каналами и кавернами травления.

Группа октаэдров включает различного вида многогранники ясно выраженного октаэдрического габитуса. Среди них преобладают кристаллы с ясно выраженным пластинчатым строением граней, нередко представляющие собой параллельные или двойниковые сростки двух или нескольких, обычно неравномерно развитых индивидуумов. Поверхности граней этих кристаллов неровные, плоские или округлые, имеющие параллельную или сноповидную штриховку. На октаэдрических плоскостях наблюдается сложная слоистость и треугольные углубления, имеющие как бы зубчатую форму поверхности. Встречаются октаэдрические кристаллы с неровными кубическими поверхностями. Часто поверхность кристаллов корродирована, каверны и каналы травления глубоко проникают внутрь кристалла. Для октаэдрических кристаллов свойственны различного вида деформации уплощения, удлинения.

Кристаллы кубического габитуса встречены только в нижнем течении р. Моторчуны. Грани куба в этих кристаллах обычно неровные, покрыты узором отрицательных тетрагональных пирамидок. Вершины и ребра притуплены гранями октаэдра и ромбододекаэдра, образующими пирамидальные наросты на вершинах куба и своеобразные лесенки вдоль его ребер. Встречены два алмаза кубического габитуса с гладкими гранями.

Кристаллы кубического габитуса редко имеют правильную изометрическую форму, чаще они встречаются в виде форм, скошенных или уплощенных по одной из граней или осей.

Окраска алмазов различная. Прозрачные алмазы встречены в единицах процентов. Как правило, они очень мелкие и представляют собой округлые ромбододекаэдры с гладкими гранями. Содержание прозрачных кристаллов с включениями несколько выше (17,8%). Обычно они представляют собой округлые ромбододекаэдры и октаэдры различных размеров. Большая часть алмазов — это непрозрачные кристаллы. Непрозрачность их вызвана большим количеством включений графита. Среди окрашенных алмазов выделяются дымчатые и желтые разновидности. Интенсивность окраски различная — от слабой серовато-дымчатой, розовато-коричневой до густой буровато-коричневой. Встречены два алмаза оливково-зеленого цвета, один голубовато-белого и один бледно-фиолетового.

Основная масса моторчунских алмазов представляет собой осколки или поврежденные (сколотые) кристаллы. Целых кристаллов относительно мало (26,6%). Поверхности сколов имеют ступенчатый или раковистый излом, иногда на них развиты скульптуры.

Алмазы со следами механических повреждений (аллювиального износа) встречены лишь в нижнем течении р. Моторчуны; они составляют 7,7% от общего количества найденных алмазов. Степень износа очень сильная; изношенные алмазы имеют почти округлую форму с едва намеченными реликтами граней; ребра и вершины совершенно стертые и покрыты матировкой; поверхности их несут следы ударов (серповидные трещинки, выщербинки, царапинки).

Включения наблюдаются в большинстве алмазов; в основном они представлены графитом. Изредка встречаются алмазы с включениями оливины, граната и хромпикотита. Средний вес алмазов 6—13 мг.

Люминесцентные свойства алмазов неодинаковы. Нами были исследованы 550 визуально обнаруженных алмазов по нижнему течению р. Моторчуны; 25% алмазов не люминесцируют, 26% слабо, а остальные — сильно люминесцируют.

Процент нелюминесцирующих алмазов, по В. И. Немец, еще выше. Из 132 алмазов, найденных им визуально, 59 полностью не люминесцируют, 6 очень слабо.

Вопрос об источниках алмазов, питавших и питающих аллювиальные

россыпи бассейна р. Моторчуны, еще недостаточно выяснен. В настоящее время большое значение придается кимберлитам, расположенным в верховьях р. Куогас-Улуйбут-Моторчуны, и нижнеюрским вторичным коллекторам и покровным (эйкским) отложениям. В формировании россыпей в районе нижнего течения р. Моторчуны значительную роль играют верхнеюрские алмазоносные конгломераты и «водораздельные галечники».

В бассейне р. Моторчуны известна трубка Аэрогеологическая; по имеющимся данным в этом районе могут быть выявлены и другие кимберлитовые тела. Из этой трубки, по-видимому, поступило незначительное количество алмазов, причем влияние ее на аллювиальные отложения р. Куогас-Улуйбут-Моторчуны сказывается не дальше 40—50 км.

Основным источником алмазов в бассейне р. Моторчуны являются нижнеюрские отложения. Это подтверждается наличием алмазов и их минералов-спутников в аллювии рек, размывающих эти отложения. При этом степень обогащения алмазами зависит от интенсивности размыва последних. Наиболее обогащен алмазами аллювий в среднем течении реки, где размываются нижнеюрские отложения. Доказательством того, что юрские прибрежно-морские образования являются здесь основным источником, служит прежде всего присутствие большого количества (7,7%) алмазов с сильным механическим износом. Такой износ, по мнению В. С. Трофимова (1960), возможен только в прибрежно-морской обстановке. Незначительная часть алмазов в нижнее течение р. Моторчуны приносится р. Суордаах, размывающей верхнеюрские конгломераты и «водораздельные галечники».

Повышенное содержание алмазов в русле р. Моторчуны связано:

1) с неотектоническими подвижками в зоне сочленения платформы с прогибом;

2) с размывом более высоких террас; отмечено, что обогащение алмазами происходит только там, где река подмывает более высокие террасы; влияние размываемых террас сказывается не дальше 5—10 км;

3) с интенсивным размывом юрских отложений, в первую очередь базальных грубообломочных слоев;

4) с головными участками верхних побочных перекатов, примыкающих к стрежневой зоне потока, к центру плёсовых ложин, а также ниже порогов, на участках русла, заложенного в глинистых коренных порогах, в карманах и щетках.

Нижнее течение р. Моторчуны перспективно в отношении поисков россыпей алмазов промышленного значения. Однако в связи с малыми запасами руслового аллювия на этом отрезке необходимо опробовать пойменные и террасовые образования, среди которых также могут быть найдены участки с промышленным содержанием алмазов.

Нижне-Мунский алмазоносный район

На территории этого района расположен бассейн нижнего и среднего течения р. Муны и выявлены только аллювиальные россыпи алмазов. Река Мунa — левый приток р. Лены; ее протяженность около 700 км, ширина ее долины в верхнем течении 1—3 км, в среднем 3—5 км и в нижнем 2—6 км. Ширина русла в среднем течении достигает 80—100 м, а в нижнем 150—250 м; глубина реки в межень 0,5—1,5 м на перекатах и 2—5 м на плёсах. Здесь рассматривается лишь среднее и нижнее течение реки — между устьями рек Хос-Терюхтээх и Киэнг-Аппа общей протяженностью около 400 км (рис. 44). Среднее течение р. Муны находится на площади развития карбонатных пород кембрия. Начиная от устья р. Мунакаан на водораздельных участках сохранились юрские песчано-глинистые породы, размываемые притоками р. Муны. В самом



Рис. 44. Река Муна в районе устья р. Хос-Терюхтээх (среднее течение)

нижнем течении реки долина заложена в юрских песчано-глинистых отложениях.

Четвертичные отложения р. Муны широко развиты; они представлены образованиями русла, поймы и пяти надпойменных террас. Все надпойменные террасы имеют эрозионно-аккумулятивное строение.

Отложения пятой террасы широко развиты в нижнем течении р. Муны; в ее среднем течении они сохранились лишь в крупной излучине в районе устья р. Чуостаах-Муна-Юрэгэ. Аллювиальные отложения залегают на коренном цоколе высотой 65—70 м, на котором лежат песчано-глинистые галечники буро-зеленого цвета мощностью 2—4 м. Галька обычно мелкая, размером 1—3 см, в приплотиковой части нередко встречаются валуны местных пород. Галечники перекрыты песками мощностью 3—5 м.

Отложения четвертой террасы широко развиты в долине р. Муны — от низовьев р. Мунакаан до его устья. Галечниковые отложения залегают на цоколе высотой 42—55 м, мощность их 2—6 м; галечники перекрыты толщей супесей и суглинков мощностью 2—5 м.

Отложения третьей террасы р. Муны развиты отдельными останцами в излучинах, начиная от устья р. Ырыас-Юрэх и до устья р. Хос-Терюхтээх; ее высота в нижнем течении 28—32 м, в среднем 25—28 м; мощность аллювия 5—4 м; большую его часть (3—3,5 м) составляют галечники, меньшую — суглинки.

Отложения второй террасы развиты на всем протяжении долины. Эти отложения отмечены также и на ее притоках — реках Хас-Билир, Биллээх, Севернэй и Мунакаан. Аллювиальные отложения залегают на цоколе высотой от 8 до 16 м; наибольшая высота его отмечена между устьями рек Тирэхтээх-Юрэгэ и Ктэнг-Аппа. Мощность аллювия изменяется от 3 до 4 м в среднем течении до 12—15 м — в нижнем. Повсеместно в основании аллювия этой террасы залегает галечник; мощность его 1,5—2 м в среднем течении и 3—5 м в нижнем.

Отложения первой террасы широко развиты в среднем течении р. Муны, в нижнем она развита узкими полосами вдоль крупных излучин. Высота цоколя 4—8 м. Мощность аллювия от 3 до 5 м в среднем течении и 5—12 м в нижнем. На цоколе лежат галечники мощностью 1—8 м.

Пойменная фация представлена супесями, суглинками и мелкозернистыми песками.

Отложения пойменной террасы на р. Муне развиты от устья р. Киэнг-Аппа и до устья р. Тирэхтээх-Юрэгэ лишь в выпуклых частях излучин. Далее вверх по течению поймы образует почти непрерывную полосу шириной 0,5—2 км. Повсеместно она развита по притокам р. Муны.

Высота поймы по притокам достигает 2—3 м, по р. Муне 7—9 м. Повсеместно русловая фация сложена галечниками; их мощность не выдержана и в одном обнажении изменяется даже от нескольких сантиметров до 2—3 м. Пойменная фация превышает по мощности русловую.

Русловые отложения р. Муны в нижнем течении (15—20 км от устья) представлены песками, в среднем — щебенчато-галечниковым материалом. Отложения мелких притоков представлены песчано-глинистыми образованиями с щебенкой и редкой галькой. Мощность аллювия изменяется от 0,5—1 до 4—8 м. Повышенные мощности аллювия приурочены к неотектоническим мульдам. В русле р. Муны отмечены многочисленные галечно-щебенчатые косы; длина их составляет от 10 до 3000 м, ширина — от 20 до 200 м и высота — от 0,5 до 4 м.

Гранулометрический состав галечниковой фации аллювия бассейна р. Муны приведен в табл. 87.

Таблица 87

Средний гранулометрический состав аллювиальных отложений бассейна р. Муны (в %)

Место отложений	Нижнее течение р. Муны					Среднее течение р. Муны					р. Моторчукакан				
	8 мм >	8+4 мм —	4+2 мм —	2+1 мм —	1 мм <	8 мм >	8+4 мм —	4+2 мм —	2+1 мм —	1 мм <	8 мм >	8+4 мм —	4+2 мм —	2+1 мм —	1 мм <
V терраса . . .	50	25	10	3	7	70	3	9	4	14	—	—	—	—	—
IV » . . .	65	12	14	4	5	80	6	14	3	3	—	—	—	—	—
III » . . .	50	20	12	5	13	50	18	18	8	6	—	—	—	—	—
II » . . .	40	25	13	12	10	50	15	6	17	12	55	15	13	7	10
I » . . .	63	8	15	7	6	60	20	5	10	5	60	17	4	9	8
Пойма	46	14	9	16	15	40	15	10	10	5	49	18	7	4	12
Русло	38	28	7	19	8	70	14	7	6	3	60	10	17	7	6

Из этой таблицы видно, что галечниковые отложения разновозрастных террас поймы и русла близки по гранулометрическому составу. Отличается лишь русловой аллювий, который в нижнем течении представлен песчано-галечниковым материалом, в среднем — галечниковым и выше устья р. Мунакан — щебенчато-галечниковым. Более крупно-обломочный материал характерен для отложений четвертой террасы. Гранулометрический состав материала всех других террас и поймы очень сходен между собой.

Состав галек аллювия зависит от литологии размываемых пород. В направлении от низких террас к более высоким наблюдается увеличение содержания галек кремней и кварца. Наибольшее количество последних отмечено в галечниках пятой террасы среднего течения р. Муны. Аллювий мелких притоков отвечает составу размываемых коренных пород, причем перенос материала от места размыва не превышает 15—20 км.

Минеральный состав террасовых и пойменных отложений приведен в табл. 88. Как видно из данных этой таблицы, качественный состав его из террасовых и пойменных отложений р. Муны почти одинаковый. В количественном соотношении минералов наблюдаются следующие особенности. Для всех террас и поймы в нижнем течении заметно повы-

Таблица 88

Минеральный состав аллювия р. Муны (в %)

Минерал	V терраса		IV терраса		III терраса		II терраса		I терраса		Пойма	
	нижнее течение	среднее течение	нижнее течение	среднее течение	нижнее течение	среднее течение	нижнее течение	среднее течение	нижнее течение	среднее течение	нижнее течение	среднее течение
Циркон	5,5	4,0	2,8	0,4	1,7	Ед. зн.	5,4	4,4	8,8	4,7	2,1	1,4
Рутил	0,8	—	0,5	Ед. зн.	1,0	0,2	0,8	0,7	2,1	1,5	8,4	0,1
Лейкоксен	Ед. зн.	0,5	0,1	» »	0,1	Ед. зн.	0,1	Ед. зн.	0,4	0,5	0,4	Ед. зн.
Кианит	» »	0,1	0,1	» »	0,1	» »	0,4	» »	0,5	0,5	1,5	» »
Барит	—	—	3,1	—	—	» »	0,2	0,6	3,9	5,4	0,9	» »
Пироксен	0,6	3,8	42	3,7	22	4,7	8,0	2,7	14	23	8,2	32,1
Роговая обманка	—	0,4	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Эпидот	0,3	0,8	0,8	0,4	1,6	0,2	1,1	0,2	0,4	0,5	0,2	0,3
Ильменит	60,8	76,2	82	39	65	57	62	57	45	48	16,4	38
Гранат	17,4	7,6	9,5	9,3	8,8	5,6	11	9,1	17	12	6,8	5,4
Ставролит	1,2	0,4	1,2	0,8	1,1	0,9	2,2	0,3	0,5	0,4	0,5	0,3
Сфен	—	—	0,4	Ед. зн.	0,3	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	0,3	Ед. зн.	0,2	Ед. зн.
Гематит, лимонит	4,1	Ед. зн.	0,8	1,2	0,4	1,6	2,2	1,7	1,0	0,3	12,0	» »
Магнетит	5,7	2,8	0,4	2,1	3,2	3,6	2,3	8,0	3,0	2,7	0,6	1,1
Титаномагнетит	3,7	2,8	0,4	2,1	3,1	5,0	9,8	1,4	1,4	5,0	0,3	0,9
Пироп (в знаках)	48	4	32	58	23	33	6	12	8	6	10	8
Хромдиопсид (в знаках)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Количество проанализированных шлихов	23	16	12	43	8	61	4	21	43	13	33	17

шенное содержание циркона, кианита, эпидота, граната, ставролита и сфена. Последние привносились из развитых в этом районе юрских отложений. Повышенное количество ильменита наблюдается в верхнем участке р. Муны; вниз по течению постепенно снижается его содержание, а также роговой обманки и пироксена. Отмечено также, что в направлении от более высоких террас к более низким увеличивается количество устойчивых минералов (циркона, ставролита, граната).

Минеральный состав русловых отложений бассейна р. Муны более разнообразный. В нижнем течении этой реки в составе тяжелой фракции преобладает циркон-гранат-ильменитовая ассоциация, от устья р. Тирэхтээх и до устья р. Севернэй — лимонит-барит-ильменитовая, от устья р. Севернэй и до устья р. Мунакаан — ильменит-пироксеновая, вверх по течению от устья р. Мунакаан — ильменитовая. Из минералов-спутников алмаза в аллювии р. Муны обнаружены пикроильменит, пироп и хромдиопсид.

Пикроильменит встречен во всех шлихах из разных отложений; наибольшее количество его обнаружено в русловых отложениях среднего течения р. Муны и ее притока р. Мунакаан (до 6% от веса тяжелой фракции). Здесь зерна этого минерала, размером от 1 до 3 мм, мало окатаны. В нижнем течении р. Муны размеры зерен уменьшаются. Характерна значительная окатанность зерен. Наибольшее содержание пикроильменита отмечается в отложениях четвертой террасы р. Муны, где оно достигает 4—5% от веса тяжелой фракции шлихов. В более низких террасах содержание его уменьшается до сотых долей процента и единичных знаков. В галечниках поймы содержание пикроильменита составляет 1—2% шлиха.

Пироп обнаружен в аллювии всех террас бассейна р. Муны; его максимальное количество отмечено в нижнем течении реки, в местах размыва высоких террас (особенно четвертой) и в устье р. Хос-Терюэтээх. Наибольшее количество его также наблюдается в галечниках четвертой террасы; в более низких террасах содержание пироба постепенно понижается.

Хромдиопсид найден только в русловых отложениях среднего течения р. Муны и по р. Мунакаан; он представлен мелкими единичными зернами (0,3—1 мм).

Кимберлитовые тела в бассейне р. Муны в пределах изученного отрезка не обнаружены. Находимые здесь минералы-спутники, по-видимому, связаны с известными улаах-мунскими трубками, а в нижнем течении — и с нижнеюрскими отложениями.

Источником минералов-спутников р. Мунакаан являются, очевидно, кимберлитовые тела, в настоящее время перекрытые покровными (эйкскими) образованиями.

В бассейне р. Муны проведено мелкообъемное опробование. Разведочные работы осуществлялись лишь в нижнем течении реки. Они показали убогую алмазность в русловых и пойменных образованиях. В результате опробования других участков получены следующие результаты:

1. Из галечников пятой террасы в районе рек Чуостах-Юрэх и Таас-Билірэ были взяты две пробы общим объемом 4 м³. Алмазы в них не найдены.

2. Галечники четвертой террасы были опробованы в пяти пунктах. Б. И. Прокопчуком алмазы обнаружены в трех пунктах. В районе устья р. Лакхордаах на левом берегу р. Муны обнаружен один алмаз весом 20 мг; в 2 км выше р. Тирэхтээх найдены три алмаза общим весом 24,2 мг. Остальные пробы оказались пустыми.

3. Отложения третьей террасы были опробованы в восьми пунктах. Н. А. Цейдлером алмазы найдены в районе устья Хаас-Юрэх в одной пробе.

4. Галечники второй террасы были опробованы на р. Муны в пяти пунктах. Алмазы были найдены в районе устья р. Билляр-Эрэгэ; в бассейне р. Тугут-Юрээ найден один кристалл.

5. Отложения первой террасы р. Муны опробованы в одном пункте в районе устья р. Биллэх; алмазы не найдены. В бассейне р. Кюннюктэх в двух пробах М. С. Кострюковым найдено четыре алмаза общим весом 30 мг.

6. В галечниках поймы алмазов не обнаружено.

Русловые отложения р. Муны опробованы равномерно; во многих пробах алмазы были найдены.

По результатам опробования в долине р. Муны выделяются три участка с повышенным содержанием алмазов.

Первый участок включает отрезок р. Муны от устья р. Хос-Терюхтээх до устья р. Курунгнаах протяженностью около 70 км. Ширина русла на этом отрезке составляет 80—120 м, мощность руслового аллювия 1—3 м. Здесь алмазы генетически связаны с кимберлитовыми трубками Улаах-Мунского района, расположенными в 150 км западнее.

Второй участок охватывает русло р. Муны на отрезке длиной 50 км, между устьями Дойду-Муна-Юрэгэ и Аргаа-Тирэхтээх-Юрэх. Здесь ширина русла 120—150 м, мощность аллювия 0,5—1 м. Алмазы приурочены преимущественно к пристержневой фации аллювия. Ширина обогащенной полосы 70—80 м. Повышение содержания алмазов на этом участке связано с интенсивным размывом высоких террас.

Третий обогащенный участок, протяженностью около 80 км, расположен между устьями рек Эсэ-Тирэхтээх и Киенг-Аппа; здесь алмазы приурочены к пристержневым зонам потока, ширина которых составляет 100—120 м, и к головным частям щебенчато-галечниковых кос. Повышенное содержание алмазов в этом районе связано с размывом нижнеюрских отложений и высоких террас. Существенное значение в концентрации алмазов в этом районе имеет резкий перегиб продольного профиля реки, который связан с неотектоническими подвижками. В рассматриваемом районе существуют условия, при которых легкий материал выносится, а тяжелые минералы, включая алмазы, остаются на месте.

Были опробованы притоки р. Муны. Алмазы были найдены по р. Мунакаан.

По р. Севернэй алмазы обнаружены лишь в приустьевой части реки. Один алмаз весом 1 мг найден в 10 км от устья; 22 алмаза — в 2 км от устья и пять алмазов весом 7 мг — в 0,2 км от устья. Характер алмазов говорит о том, что все они поступили из террасовых отложений р. Муны.

Единичные алмазы обнаружены также в русловых отложениях рек Кюннюктээх, Биллэх и Хас-Билир.

Алмазы, обнаруженные в районе нижнего и среднего течения р. Муны, не отличаются между собой. Основные морфологические особенности их сведены в табл. 89.

Россыпные алмазы очень сходны с алмазами их Улаах-Мунских кимберлитовых трубок. Подавляющее большинство алмазов Мунского района представляет собой кристаллы ромбододекаэдрического габитуса с округлыми гранями. Кроме того, довольно много октаэдров, кристаллов переходной и кубической форм. Додекаэдриды почти все деформированы по одной из осей симметрии. Поверхности алмазов в большинстве своем скульптурны. Кристаллы с гладкими гранями не обнаружены. Большинство октаэдров также деформировано. Симметричные кристаллы встречаются редко. Среди них преобладают кристаллы с ясно выраженным пластинчатым строением граней, нередко представляющие собой параллельные или двойниковые сростки двух или нескольких индивидуумов. У этих кристаллов ребра неровные или округлые, имеют

Таблица 89

Особенности алмазов р. Муны

Река Муна	Количество обнаруженных алмазов	Габитус				Сохранность			Цвет			Износ		Ожелезнение		
		ромбододекаэдры	октаэдры	кубы	октаэдр—додекаэдр	целые	сколотые	осколки	бесцветные	дымчатые	желтые	есть	нет	нет	обильное	очень сильное
Нижнее течение	195	66,6	22,3	3,7	7,4	28,0	15,8	61,2	81,6	8,7	9,7	3,0	97,0	30,0	64,0	6,0
Среднее течение	69	58,7	29,0	—	12,3	26,0	15,7	63,1	63,1	36,9	—	—	100	46,1	41,0	12,9
Среднее		62,6	25,6	—	9,8	24,5	15,7	62,1	72,3	22,8	—	—	—	38,1	50,5	9,4

параллельную сноповидную штриховку, на гранях часто развиты треугольные углубления. К алмазам переходного габитуса относятся комбинационные кристаллы октаэдра и куба. К ним относятся также ремиморфные кристаллы, на которых с одной стороны бывает ясно выраженный октаэдрический многогранник, а с другой — додекаэдроид. Кристаллы кубического габитуса имеют довольно правильные формы, грани их покрыты узором отрицательных тетрагональных пирамидок, вершины и ребра пригуглены гранями октаэдра и ромбододекаэдра. Алмазы бассейна р. Муны бесцветные, непрозрачные или полупрозрачные. За счет большого количества включений цвет их часто становится серым. Встречаются дымчатые и желтые камни. Алмазы со следами механического износа встречаются только в нижнем течении р. Муны. Степень износа очень слабая, слегка потертые ребра и вершины кристаллов. Средний вес алмазов 6—12 мг. Закономерных изменений среднего веса алмазов по площади не отмечено. Алмазы бассейна р. Муны низкосортны; они пригодны для изготовления алмазных карандашей, заправки алмазных пил и изготовления абразивных порошков.

Имеющиеся материалы по алмазности нижнего и среднего течения р. Муны указывают на то, что в настоящее время речная сеть здесь не эродировала кимберлитовые тела. В русловых отложениях р. Мунакан алмазов мало. Все остальные притоки р. Муны также несут незначительное количество алмазов. Ни на одной из них не отмечено аномальных отклонений как в содержаниях алмазов, так и пирропа. Последние распределены равномерно по площади там, где на водоразделах сохранились юрские и покровные рыхлые образования.

Основная часть алмазов сосредоточена в аллювии р. Муны и поступала из улаах-мунских кимберлитовых трубок. В первую очередь об этом свидетельствует большое сходство алмазов из кимберлитов Улаах-Мунского района и алмазов из нижнемунских россыпей. Вплоть до устья р. Мунакан они являются единственным источником, о чем свидетельствует петрографический состав галечника, к которому приурочены алмазы. От устья р. Мунакан к этим источникам прибавляются покровные (эйкские) и юрские образования. В нижнем течении реки уже большая часть алмазов поступает из нижнеюрских отложений.

В пределах Мунского района практическое значение могут представить русловые россыпи в нижнем течении р. Муны, где имеются большие запасы аллювия и отмечены повышенные содержания алмазов.

История формирования рыхлых отложений и образования алмазоносных россыпей

Материалы по геологии и алмазоносности, собранные Р. А. Биджиевым, Р. О. Галабалой, М. С. Кострюковым, Л. М. Израилевым, М. М. Плотниковой, Б. Н. Леоновым, О. К. Смирновой, И. Д. Аржаковым и другими, позволили в какой-то мере изучить историю формирования рыхлых отложений, в том числе и алмазоносных.

В юрское время территория Приленской области претерпела значительные колебательные движения, вызывавшие трансгрессии и регрессии моря. По характеру осадконакопления здесь выделяются четыре макроритма, из которых каждый состоит из трех членов, соответствующих:

а) опусканию района и трансгрессии моря; б) устойчивому морскому режиму; в) поднятию, обмелению моря и, на отдельных участках, регрессии и континентальному развитию.

Выделенные макроритмы по времени соответствуют следующим этапам развития: 1) нижнелейасово-ааленскому; 2) байос-батскому; 3) келловей-оксфордскому; 4) нижневолжско-нижнемеловому.

Нижнелейасово-ааленский этап. Первый макроритм осадконакопления начинается отложениями нижней юры. На протяжении ранней юры море постепенно распространялось в глубь платформы и уже в плинсбахское время проникло далеко к западу на сотни километров (рис. 45). Устойчивый морской режим сохранялся в течение тоарского, частично ааленского времени, к концу которого море начинает мелеть и почти полностью отступает из пределов платформы.

Трансгрессия моря происходила с северо-востока со стороны Верхоянской геосинклинали и повсеместно отражена фацией галечников, гравия и песков, залегающих в основании морских отложений. Наиболее древние (плинсбахские?) трансгрессивные фации развиты в бассейне р. Экит; их анализ указывает на сложную обстановку при формировании трансгрессивной толщи. Здесь наряду с мелководными отложениями присутствуют пляжевые образования, отложения отчлененных заболоченных лагун и осадки прибрежно-морского типа.

Изучение петрографического состава грубообломочного материала позволяет наметить области сноса. Базальные горизонты нижней юры в бассейне р. Экит сформировались за счет размыта пермских отложений, которые в начале формирования нижней юры были повсеместно развиты на Оленекском и Куойкско-Далдынском поднятиях.

Изучение базальных конгломератов в верховьях рек Сюнгюде и Моторчуны показало, что области сноса грубообломочного материала располагались на западе (левобережье р. Оленек). Однако они были приурочены к слабо расчлененной и выровненной поверхности, о чем свидетельствуют коры выветривания и мелкообломочный материал в конгломератах.

Во время нижнеюрской трансгрессии Мунское поднятие служило областью сноса. Наиболее высокой была его центральная часть, сложенная битуминозными известняками ленско-амгинского яруса кембрия, которая и являлась основным поставщиком материала.

Алмазы и их минералы-спутники обнаружены в ряде мест и приурочены к грубообломочным горизонтам (конгломератам и галечникам). В общем объеме отложений последние составляют только небольшие проценты, однако они должны включать тот материал, который образовался от размыва доюрских кимберлитов. По имеющимся данным, денудационный срез этих трубок измеряется в 200—300 м.

Для рассматриваемой территории устанавливаются основные направления сноса алмазов (см. рис. 45) из области современного верхнего течения р. Молодо в прибрежно-морские зоны, располагавшиеся в бассей-

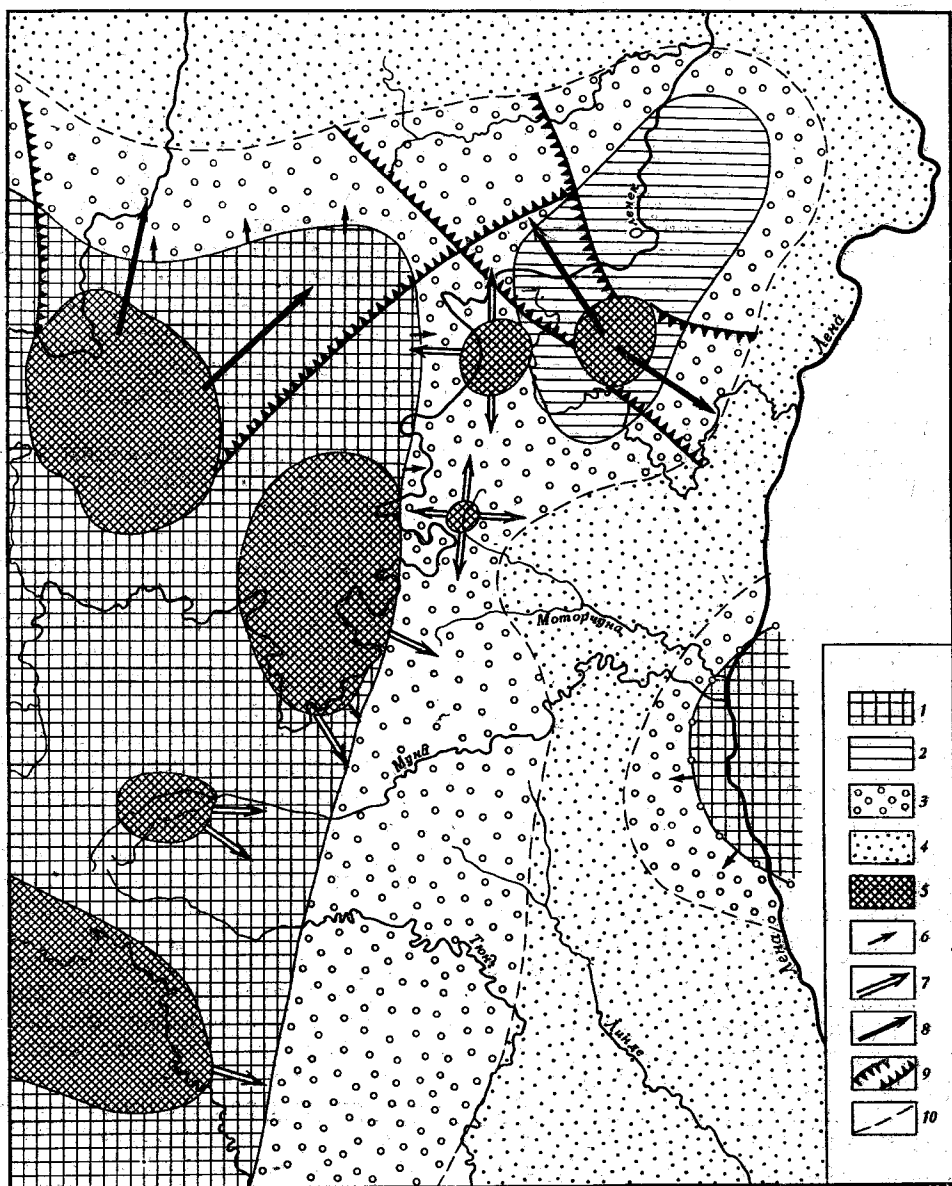


Рис. 45. Схема палеогеографии нижнеюрского времени.

1 — области размыва, сложенные нижнепалеозойскими породами; 2 — области размыва, сложенные верхнепалеозойскими породами; 3 — зоны нижнеюрских прибрежно-морских фаций; 4 — зоны фаций открытого моря; 5 — районы развития доюрских кимберлитовых тел; 6 — направление сноса грубообломочного материала; 7 — направление сноса незначительных масс алмазов; 8 — основные направления сноса алмазов; 9 — всея разноса основных масс алмазов; 10 — условная граница фациальных зон

нах современных рек Усунку, Тиит-Юрэгэ, Муогдан и Баарка. Об этом свидетельствует состав галечного материала алмазоносных горизонтов. Алмазоносный материал указывает на то, что в верховьях этой реки, видимо, возможны открытия новых кимберлитовых трубок. Причем в этих трубках алмазы должны быть крупными, так как средний вес обнаруженных здесь алмазов сравнительно большой (25—50 мг).

Кимберлитовые тела Оленекского, Верхне-Мунского и Мэрчимдэнского районов слабо размывались в течение короткого времени при-

брежно-морскими течениями, а иногда и совершенно не подвергались разрушению. Например, ореол рассеивания алмазов трубки Аэрогеологическая не превышает 20 км, что подтверждается находками пиропы в базальных конгломератах юры лишь на этом расстоянии от трубки.

К концу плинсбахского времени море распространилось далеко к западу и югу, покрыв восточную часть Сибирской платформы. В течение второй половины среднего и верхнего лейаса, а частично и низов аалена, в пределах Лено-Оленекского междуречья существовал устойчивый морской режим. Отложения этого времени сохранились только в Приленской зоне, а на значительной части они смыты, поэтому достоверную западную береговую линию морского бассейна трудно установить. Предполагаемые его границы показаны на рис. 45. Анализ фаций дает основание предположить, что в плинсбахское время на этой территории существовали острова, отвечающие центральным частям Оленекского, Куойкско-Далдынского и Мунского поднятий. Материал размыва этих островов служил поставщиком грубообломочного материала.

Наиболее высоко была приподнята территория Куойкско-Далдынского поднятия. За счет размыва этих отложений образовались внутриформационные алмазоносные слои плинсбаха бассейнов рек Баарки, Кюскюрджана и Харыйалааха. Так как в настоящее время на территории Куойкско-Далдынского поднятия известны только единичные кимберлитовые тела, не содержащие алмазов, то следует продолжить дальнейшие поиски коренных месторождений.

Устойчивый морской режим сохранялся и на протяжении нижнего аалена. Однако присутствие прослоев грубозернистых песков в верхах яруса свидетельствует о начавшемся обмелении моря.

В целом в эпоху устойчивого морского режима были неблагоприятные условия для накопления грубообломочного материала, который мог бы служить вторичным коллектором алмазов (за исключением Куойкско-Далдынского района).

Эпоха поднятия и отступления моря началась уже в нижнеааленское время; она характеризовалась более значительным привносом обломочного материала с суши, постепенной сменой глинисто-алевритовых отложений песчаными.

Во второй половине ааленского времени море покидает огромные пространства Сибирской платформы, полностью отступает с Вилюйской синеклизы далеко к северу.

В бассейне рек Моторчуны, Сюнгюде, Молодо на фаунистически охарактеризованных отложениях нижнеааленского возраста залегает толща песков, имеющих континентальный облик. В разрезе толщи преобладают косослоистые разности песков и песчаников; часто по разрезу наблюдается резкая смена неслоистых массивных песчаников косослоистыми песками. Формирование этой толщи песков происходило, по мнению Р. О. Галабалы, в условиях резкого обмеления и опреснения моря, которое вскоре отступило к северу.

В бассейне р. Буор-Эежит в верхнем аалене море, значительно обмелев, существовало, видимо, все время. Привнос обломочного материала с областей сноса несколько усилился. Однако условия осадконакопления (общее прогибание района и незначительное поднятие областей сноса) не были благоприятны для накопления грубообломочного материала, в том числе алмазоносного. Кроме того, основная масса сносимого материала привносилась с юга.

Байос-батский этап развития. Второй макроритм осадконакопления начинается трансгрессивной толщей байосского¹ возраста.

¹ В. А. Вахрамеев и З. В. Қошелкина считают, что низы этой толщи имеют ааленский возраст.

Устойчивый морской режим продолжался в течение нижнего бата. В верхнебатское время режим морского бассейна резко менялся, происходило обмеление моря и его отступление из пределов платформы. Наиболее отчетливо трансгрессивная толща выражена (по данным Р. О. Галабалы) в обнажениях правого берега р. Лены, между пос. Кыстатым и устьем р. Мэнгкэрэ. Севернее, в бассейне р. Буор-Экит, где в ааленское время существовал мелководный морской бассейн, байосские отложения представлены светло-серыми песками с частыми прослоями алевролитов и известняков.

Эпоха устойчивого морского режима повсеместно отражена толщей алевролитов и глин со стяжениями и пластами известняков; их формирование происходило в условиях глубокого моря. Условий для накопления грубообломочных осадков (галечников) в пределах районов современного распространения алевроито-глинистых отложений не существовало. Эти отложения бесперспективны в отношении алмазонасности.

Эпоха поднятий и регрессий моря второго макроритма отражена в разрезах толщей песков и песчаников. Мощность ее на мысе р. Хоруонги достигает 60 м, в бассейне р. Моторчуны 30—40 м, в бассейне рек Молодо, Буор-Экит и Элэтибийэ толща морского облика с очень редкой фауной иноцерамов достигает 50—60 м. В верхней части разреза батских отложений на всей территории залегает косослоистая толща песков, сформировавшаяся в континентальных условиях. Каких-либо галечниковых прослоев и даже грубозернистых песков в этой толще не обнаружено. Видимо, в период ее формирования области сноса претерпевали незначительное поднятие, и в пределы рассматриваемого района привносился в основном мелкозернистый материал. Условий для формирования россыпей алмазов не существовало.

Келловей-оксфордский этап развития. Третий этап развития охватывает келловейское и, частично, оксфордское время. Как уже отмечалось, к концу батского времени море в пределах восточной окраины Сибирской платформы было мелководным; возможно, на некоторых участках дно его выходило на дневную поверхность; однако значительных размывов батских отложений нигде не установлено.

Келловейские отложения сохранились не повсеместно; наиболее полный их разрез описан Р. О. Галабалой в бассейнах рек Элэтибийэ и Бычыкы. Здесь выделяется трансгрессивная толща песчаников, алевролитов и глин устойчивого морского режима и толща регрессивных осадков, представленная косослоистыми песчаниками, реже алевролитами.

В бассейне р. Арылаах-Сээнэ келловейские отложения впервые были описаны Ю. И. Минаевой. Их, по-видимому, можно отнести к осадкам трансгрессивной серии. Келловейские образования незначительной мощности (2 м), в которых обнаружены алмазы, установлены нами по ручью Еврашка-Сээнэ; они относятся к осадкам трансгрессивной эпохи.

Изучение петрографического состава грубообломочного материала указывает на то, что снос его происходил с запада и северо-запада с территории современных Оленекского и Куойкско-Далдынского поднятий. Большая часть материала претерпевала незначительный перенос; в составе материала много местных (юрских) пород.

Толща, сформировавшаяся в эпоху устойчивого морского режима, сохранилась только в бассейне рек Элэтибийэ и Бычыкы. Осадки этой фации лишены минералов-спутников алмаза.

Эпоха поднятий и обмеления моря отражена толщей ожелезненных алевролитов, сохранившейся только в бассейне рек Элэтибийэ и Бычыкы. Стратиграфическое положение слоев и литология регрессивной толщи позволяют сопоставлять ее с аналогичными по стратиграфическому залеганию отложениями песчаников и алевролитов в районе поселков Булуна и Чекуровки, в которых найдена фауна келловейского и оксфорд-

ского возраста. Регрессивная толща континентального облика, характерная для завершающих частей разреза образований первого и второго ритмов осадконакопления, в разрезах отложений описываемого ритма отсутствует; это объясняется значительным размывом северо-восточной части Сибирской платформы, последовавшим вслед за поднятием территории и отступлением моря. В период размыва, происходившего, видимо, в конце нижнего и, возможно, в начале верхнего оксфорда, была размыва не только предполагаемая регрессивная толща, но и более древние слои.

Из сохранившихся отложений третьего макроритма в отношении возможного выявления алмазов перспективны лишь базальные горизонты трансгрессивной эпохи; другие отложения представлены тонкозернистыми фациями. Даже в трансгрессивной толще, кроме базальных прослоев, нет галечников и конгломератов, которые могут быть коллекторами алмазов. Видимо, области сноса не претерпевали значительных поднятий; в пределы рассматриваемого района привносился только тонкозернистый материал; здесь отсутствовали условия для формирования грубообломочных отложений, в которых могли бы концентрироваться алмазные россыпи.

В кимеридж-оксфорде море покинуло пределы описываемой территории. Начался этап континентального развития страны, в конце которого образовалась кора выветривания. Последняя впервые была описана нами в 1962 г. в бассейнах рек Арылаах-Сээнэ, Еврашка-Сээнэ, Элиэтибийэ и Эекит (Прокопчук, 1965). Кора выветривания развита на различных горизонтах келловей и бата и перекрыта нижневолжскими образованиями.

Нижневолжский и нижнемеловой этап развития. В начале нижневолжского времени в пределы данной территории проникает море.

Трансгрессивная толща этого макроритма начинается базальным алмазоносным нижневолжским конгломератом. Море не заходило далеко на запад, и его береговая линия соответствовала на юге современным выходам нижневолжских отложений на древнюю поверхность. На севере море заходило, по-видимому, далеко на запад, о чем свидетельствуют находки верхнеюрской (?) фауны в ксенолитах трубки Обнаженной. Области сноса поставляли сравнительно мало материала, что подтверждается незначительной мощностью грубообломочных прибрежно-морских образований.

Осадки устойчивого морского режима образовались в нижне- и верхневолжское время; они не содержат грубообломочных алмазоносных горизонтов.

Регрессия моря началась в верхневолжское время; море отступало с юга на северо-восток. Алмазы и их минералы-спутники в песчаной регрессивной толще не обнаружены. Алмазоносный материал из трубок сюда не поступал. На севере морской бассейн сохранялся до валанжинского века. Возможно, морем была перекрыта территория Оленекского и Куойско-Далдынского поднятий. Находка В. А. Милашевым (1959 г.) в ксенолите трубки Обнаженная остатка ростра белеменита верхнеюрского — нижнемелового возраста, видимо, говорит о том, что здесь море существовало еще в нижнемеловое время.

Из кайнозойских отложений наиболее древними в пределах Приленской алмазоносной области являются «водораздельные галечники» верхненеогенового (?) возраста, условно относимые к табагинскому горизонту; эти галечники довольно сложные; в их составе можно, видимо, выделить несколько разновозрастных образований, неодинаковых в генетическом отношении. Как установлено работами Н. И. Гогиной в бассейне рек Мархи и Тюнга, наиболее древние из горизонтов галечников являются местными отложениями, сформированными относительно короткими

водотоками, размывавшими древнюю кору выветривания. Благодаря тектоническому поднятию территории в конце неогена — в начале четвертичного времени при соответствующих климатических условиях (большая увлажненность) резко повысилась эрозионная деятельность водотоков, которая привела к сносу продуктов разрушения, накапливавшихся до этого в спокойных тектонических условиях. Потоки энергично действовали на больших площадях и создали обширный галечниковый шлейф, охвативший всю восточную окраину платформы. Галечники этого времени лежат на наклонной поверхности, на абсолютных отметках до 200—300 м; они сложены местным материалом, состоящим из гальки устойчивых к выветриванию пород (окремнелые породы, кремни, кварц).

На отдельных участках близ коренных или вторичных источников алмазов эти галечниковые накопления могут быть весьма перспективны, так как образовались после длительного этапа господства денудационных процессов, когда могли высвободиться значительные количества алмазов. Они сложены устойчивыми компонентами, что свидетельствует о разрушении и выносе всех легкоразрушаемых минералов и о соответственном обогащении россыпей.

Галечники, залегающие на более низких уровнях, можно рассматривать как террасовые образования; их пространственное размещение позволяет в какой-то мере наметить контуры древней гидросети (рис. 46). Можно предположить, что, помимо р. Лены, которая образовалась значительно ранее, существовала еще одна река с близким направлением течения. На существование меридионального отрезка этой реки впервые указал Г. Ф. Лунгерсгаузен (Лунгерсгаузен, Леонов, 1959); он выделял ее как древнюю протоку р. Лены; вместе с тем есть основание считать ее самостоятельной. По-видимому, эта река образовалась за счет слияния древних водотоков на месте рек Муны, Моторчуны, Сюнгюде и Молодо, а затем протекала в бассейне современных рек Буор-Экит и Таас-Эскит. В р. Оленек она впадала в районе устья р. Кэлимэр. В пользу этого предположения указывает ряд фактов, в первую очередь мощность и вещественный состав аллювия древней долины, отличающийся от аналогичных отложений р. Лены. Средние мощности аллювия древней долины 2—5 м, долины Лены 30—50 м.

Аллювий Лены преимущественно песчаный. Залегающие в основании песков галечниковые горизонты маломощны (0,5—1 м); аллювий древней долины представлен галечниками большей мощности (до 2 м и более), равной мощности галечника рек Муны, Моторчуны, Сюнгюде и Молодо, за счет которых и возможно ее образование.

После предполагаемого впадения в нее р. Муны появляются гальки черных битуминозных сланцев, известных в бассейне р. Муны в коренном залегании; после впадения р. Моторчуны увеличивается количество гальки серых среднекембрийских известняков, а роль гальки сланцев заметно уменьшается; в бассейне р. Сюнгюде гальки сланцев совершенно не обнаружены. После впадения р. Молодо вновь появляется галька битуминозных сланцев и траппов, приносимая из среднего течения р. Молодо. Такая закономерность была бы неестественна для древней протоки р. Лены, в которой резко преобладает материал, мигрирующий из верховьев ее бассейна.

Процесс обогащения аллювия алмазами существовавших рек происходил главным образом за счет разрушения более древних промежуточных коллекторов и описанных выше «водораздельных галечников». На это прежде всего указывает состав галечного материала, в котором найдены алмазы. В галечнике присутствуют главным образом гальки разноцветных кремней и кварца, неизвестные в коренном залегании на этой территории. Установлено, что наибольшие находки алмазов связаны с галечниками, в основном состоящими из галек кварца и кремня

Характер минералов-спутников алмаза также говорит о том, что они претерпели перенос и неоднократное переотложение (мелкие размеры с сильным механическим износом).

По-видимому, в западной части территории существовали древние толщи аллювия, размывавшиеся верхнечетвертными реками. Часть алмазов привносилась также за счет размыва нижнеюрских базальных и внутриформационных галечников и конгломератов. Верхнеюрские алмазоносные конгломераты, по-видимому, не поставляли алмазов в эту древнюю долину, так как почти не были обнажены. Не исключено, что часть алмазов поступала из трубок Средне-Молодинского района.

Такой план гидросети и области сноса алмазов сохранился, видимо, до середины нижнечетвертного времени. В середине нижнечетвертного времени, в связи с интенсивными дифференцированными поднятиями на северо-востоке Сибирской платформы, происходили глубокий эрозионный врез и перестройка гидросети. Эти подвижки в пределах Оленекского поднятия привели к тому, что Муно-Кэлимэрская древняя долина была расчленена на два отрезка (рис. 47). Первый отрезок, который собирал бассейны рек Муны, Моторчуны, Сюнгюде и Молодо, стал впадать в р. Лену в районе пос. Сиктэх, второй — в р. Эекит и затем в р. Лену в районе пос. Булун. Остальные ее участки превратились в сухие омертвевшие долины.

В связи с перестройкой речной сети изменились и пути миграции алмазов, во многих случаях эти пути были сокращены. Река Муна эродировала в среднем течении базальные алмазоносные горизонты нижней юры, за счет которых алмазами обогащается аллювий современной четвертой террасы.

Река Моторчуна размывает нижнеюрские алмазоносные отложения, а в верховьях — кимберлитовую трубку Аэрогеологическую. В нижнем течении реки алмазы начинают поступать за счет разрушения нижневолжских алмазоносных конгломератов.

В бассейне р. Сюнгюде размываются нижне- и верхнеюрские алмазоносные конгломераты и «водораздельные галечники». Река Молодо размывала не только нижнеюрские алмазоносные горизонты, но и кимберлитовые тела. Алмазы в основном привносились с междуречья Оленека и Далдына (левого притока р. Молодо), на что указывают находки алмазов и минералов-спутников (Г. Ф. Дорганов). В бассейн р. Эекит алмазы поступают в основном из «водораздельных галечников», и лишь незначительная часть — из юрских образований.

Начало среднечетвертного времени характеризуется резким оживлением вреза. Возрастание энергии водотоков приводит к оживлению сноса и возможному накоплению алмазов в приплотиковой части аллювия так называемой бестяхской террасы. Остальная часть аллювия этой террасы, обычно песчаного, характеризуется спокойными условиями накопления.

С середины среднечетвертного отдела до современного времени в Приленскую область спускались с Верхоянья ледники. Они неоднократно теснили р. Лену, заставляя менять ее русло, и даже подпуживали реку, образуя застойные бассейны (Лунгерсгаузен, Леонов, 1959). Эпохи оледенений мало благоприятны для образования россыпей, а обширные подтопления приводят к накоплению мощных толщ очень тонких осадков. Большой интерес представляют отложения эпох межледниковья.

В начале верхнечетвертного времени (саняхтахское или казанцевское межледниковье) реки Муна и Моторчуна, по-видимому, прорывали узкие междуречья, существовавшие между древней долиной и р. Леной, и приобрели вид обособленных долин. Верховья рек продолжали осваивать междуречные пространства. В связи с этим, естественно, изменялись и области питания алмазами.

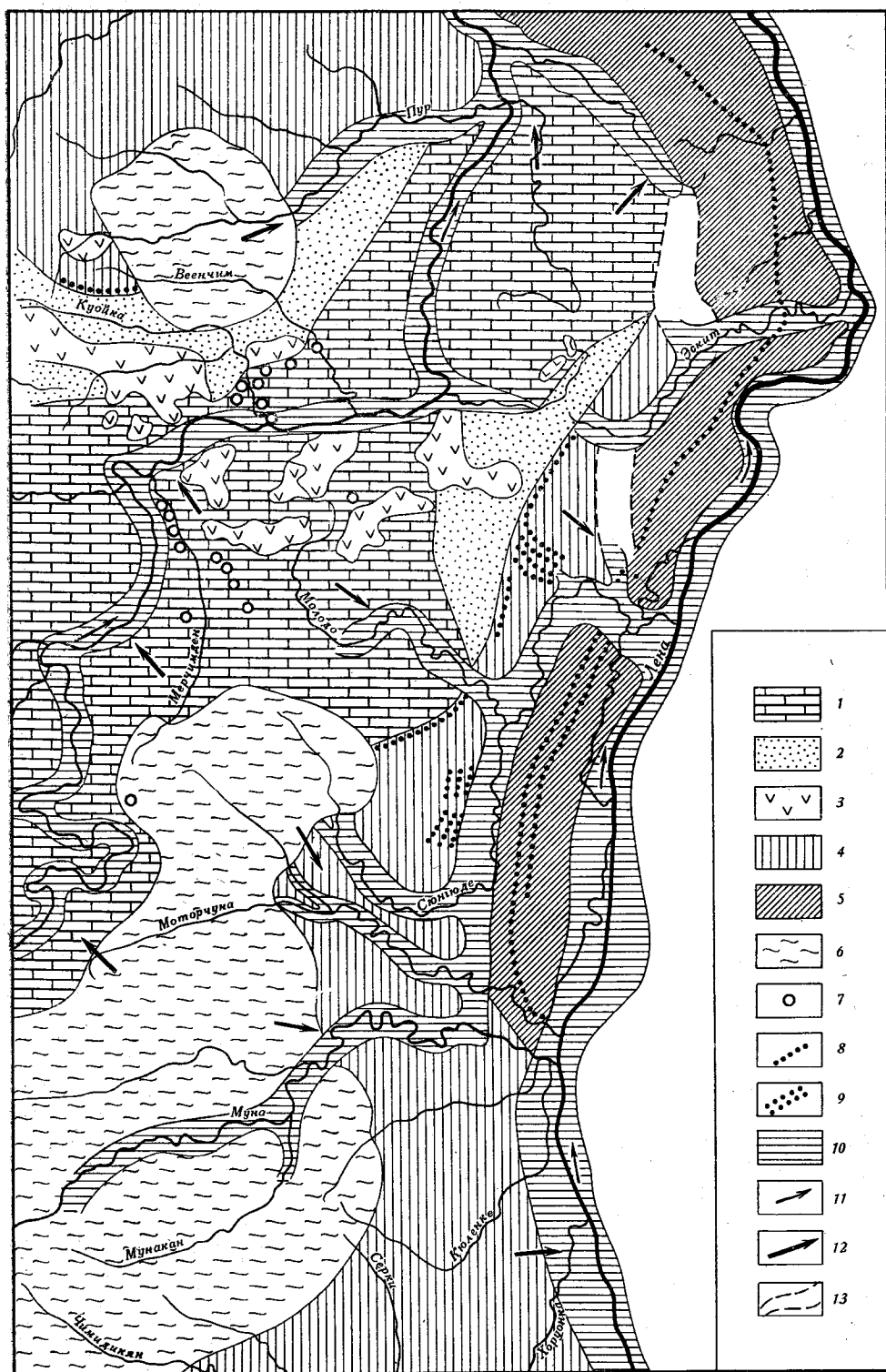


Рис. 47. Палеогеографическая схема середины нижнечетвертичного времени.

1 — междуречья, сложенные карбонатными породами палеозоя; 2 — междуречья, сложенные пермскими терригенными отложениями; 3 — междуречья, сложенные траппами; 4 — склоны и междуречья, сложенные нижнеюрскими осадками; 5 — склоны и междуречья, сложенные средне-верхнеюрскими и меловыми образованиями; 6 — плоские междуречья с покровными образованиями; 7 — кимберлитовые трубки; 8 — юрские конгломератные горизонты с убогой алмазностью; 9 — юрские горизонты с повышенной алмазностью; 10 — речные долины; 11 — направление течений рек; 12 — основные направления сноса; 13 — брошенные долины

В это время р. Муна размывала в своих верховьях кимберлитовые тела Улаах-Мунского района, о чем свидетельствует увеличение содержания минералов-спутников алмаза в отложениях третьей террасы по сравнению с четвертой. Находимые здесь зерна пикроильменита обычно имеют крупные размеры; пироп мало окатан, иногда на его поверхности наблюдаются следы скульптур. В бассейне р. Моторчуны области приноса алмазов остались прежними.

В формировании россыпей р. Сюнгюде большую роль в это время играли верхнеюрские конгломераты; однако их влияние распространялось только на среднее течение этой реки, ниже впадения р. Улахан-Орусуоки; по-видимому, последняя и поставляла алмазы из верхнеюрских конгломератов. В бассейне р. Эекит области размыва оставались прежними. Незначительное количество алмазов поступало из «водораздельных галечников» и из юрских отложений.

В середине верхнечетвертичного времени, в связи с наступлением натарского (зырянского) ледника, с Верхоянья произошло подпруживание р. Лены (Лунгерсгаузен, Леонов, 1959). Одновременно подпертыми оказались долины Муны, Моторчуны и Молодо. Воды прошли через брошенную древнюю долину (рис. 48), однако в бассейн р. Кэлимэр они не поступали, а направлялись к р. Оленек через древнюю долину р. Кютюнгде и в Лену через долину р. Эекит.

В бассейне Муны, Моторчуны, Сюнгюде и Молодо в результате этого подтопления накопилась мощная толща суглинков (10—20 м). Севернее р. Молодо, в бассейне рек Буор-Эекит, Кютюнгде, на реках Таас-Эекит и Эекит их водные потоки были активными; здесь сформировался нормальный аллювий, в основании которого залегают галечники, перекрытые песками; галечники алмазоносны; источником алмазных россыпей являлись в основном «водораздельные галечники» и алмазоносный аллювий высоких террас.

В конце верхнечетвертичного времени, в связи с отступлением ледника, речная сеть приобретает современный облик.

Алмазы поступают в аллювий за счет размыва более древних промежуточных коллекторов, в том числе и более древних четвертичных аллювиальных образований и коренных месторождений алмаза.

Оживленная эрозионная деятельность, связанная с новейшими тектоническими поднятиями, способствует быстрому разрушению древних алмазоносных отложений. Современная эпоха благоприятна в отношении формирования россыпей.

Следует отметить некоторые различия в представлениях исследователей относительно истории формирования кайнозойских россыпей.

Приведенные нами данные показывают, что, несмотря на большую сложность кайнозойской истории развития и смены существенно различных по условиям эпох, участки, где происходило образование россыпей, территориально очень тесно связаны с питающими их источниками (коренными и вторичными); кроме того, все наиболее значительные россыпи связаны с этапами оживления эрозионной деятельности.

Г. Ф. Лунгерсгаузен высказывает несколько иную точку зрения. По его мнению, в средне-верхнечетвертичное время в результате затрудненного стока во время оледенений и тектонических движений образовалась огромная система древних сквозных долин, являющихся частью гляцио-обсеквентных долин. Эта система долин оконтуривает весь северо-восток платформы. В указанные древние долины пра-Лены стремились потоки, дренирующие алмазоносную провинцию платформы и выносящие алмазосодержащий материал. Поэтому вся полоса этих древних долин является наиболее перспективной алмазоносной областью на северо-востоке платформы. Действительно, в ряде мест именно в этой полосе древних долин отмечаются обогащенные алмазами участки современных русел рек

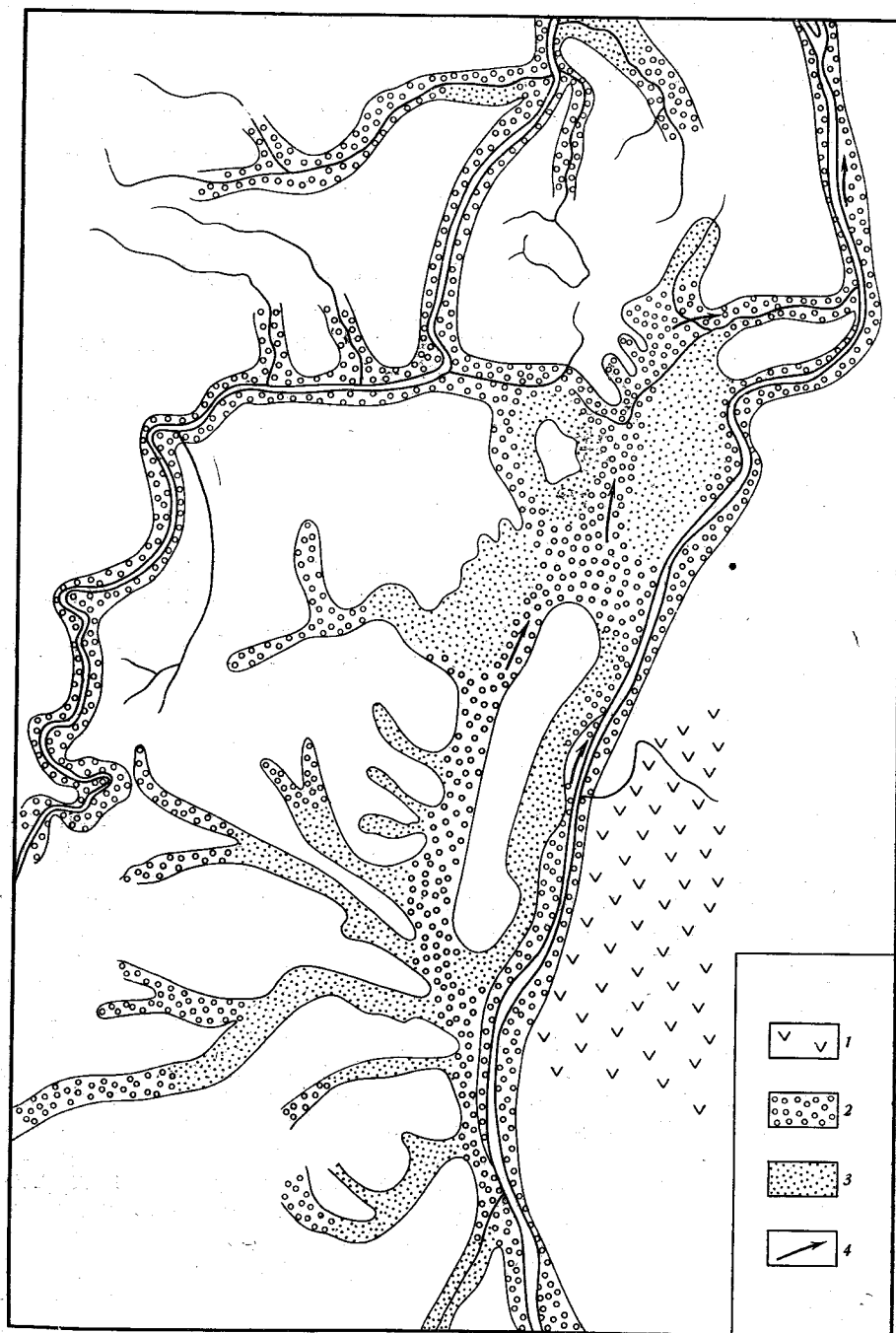


Рис. 48. Схема речной сети в верхнечетвертичное время.

1 — район подпруживания р. Лены ледником (по данным Г. Ф. Лунгерсгаузена); 2 — участки русел рек с нормальным течением; 3 — участки русел рек, затронутые подтоплением; 4 — направление течений потоков

(Сюнгуде, Моторчуна, Эекит). Однако это объясняется совпадением в расположении древних долин с окраинной зоной платформы, где на дневную поверхность выходят либо алмазоносные горизонты юры, либо неогеновые (?) галечники. Именно за счет размыва этих древних коллекторов происходит питание русловых россыпей. Сам же аллювий пралены, формировавшийся в условиях затрудненного стока, перспективен не более, чем современный аллювий р. Лены, в котором неизвестны сколько-нибудь значительные концентрации алмазов.

ЭПОХИ ФОРМИРОВАНИЯ РОССЫПЕЙ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Приведенный выше фактический материал относительно россыпной алмазности, результаты изучения кор выветривания, а также анализ истории развития алмазоносных районов дают основание сделать вывод о том, что на территории Западной Якутии существовали четыре крупные эпохи, благоприятные для образования россыпей:

- 1) допермская — пермская;
- 2) триас-юрская;
- 3) палеоген-неогеновая;
- 4) четвертичная.

Каждая из этих эпох состояла из трех неравнозначных, но отчетливо выраженных этапов: а) корообразования на выровненных поверхностях древнего пенеплена и высвобождения алмазов из кимберлитов и древних промежуточных коллекторов; б) поднятия территории, размыв кор выветривания (в том числе алмазоносных) и формирование россыпей; в) захоронения россыпей.

Допермская — пермская эпоха

Эта эпоха менее изучена. Прежде всего это объясняется тем, что ранее возраст кимберлитовых тел считали триасовым, поэтому на более древние отложения обращали мало внимания.

В последние годы собраны материалы, указывающие на возможность обнаружения карбон-пермских россыпей, о чем в первую очередь говорят находки алмазов и их минералов-спутников в Далдыно-Алакитской алмазоносной области. Так, содержание пироба в базальных конгломератах в районе трубки Сытыканская составляет 3,3%, а пикроильменита — 96,7% от общего веса тяжелой фракции. Большие концентрации этих минералов встречены в районе трубок Победа и Москвичка. Вследствие весьма слабой изученности карбон-пермских и пермских отложений рассматриваемой провинции в настоящее время можно высказать лишь общие соображения о возможной алмазности пород этого возраста.

Изучение алмазности Алакитского, Молодинского и других районов указывает на то, что находки алмазов на участках, где неизвестны кимберлитовые трубки, тяготеют к областям распространения пермских пород. Алмазоносными могут быть отложения как верхнего отдела перми, так и нижнего. Однако нижние горизонты, по-видимому, богаче алмазами и содержат более крупные алмазы.

В пермских отложениях имеются слои, прослои и линзы конгломератов и гравелитов, которые в первом приближении можно рассматривать как наиболее вероятные вторичные коллекторы алмазов. Эти конгломераты в большей своей части аллювиального происхождения, а на северо-востоке — прибрежно-морского и дельтового. В некоторых случаях по составу галек можно восстановить области сноса. Так, изучение конгломератов в Далдынском районе (Харьков, 1964) показало, что речные потоки пермского времени размывали местные кимберлитовые

вые тела, в связи с чем в этом районе можно ожидать наличие пермских россыпей. Сопоставляя места находок алмазов с выходами карбоно-пермских и пермских конгломератов, можно определить наиболее вероятные участки нахождения россыпей. Таким прежде всего является район Далдыно-Алакитских трубок.

Первоочередными исследованиями с целью выяснения намечающейся связи алмазов с карбоно-пермскими и пермскими отложениями следует считать:

- 1) реконструкцию речной сети и выявление путей миграции алмазов в Далдынской алмазоносной области;
- 2) изучение литологии отложений с целью установления грубокластических горизонтов (конгломератовых, галечных и гравийных);
- 3) опробование грубообломочных горизонтов с целью находок в них алмазов и их минералов-спутников.

Триас-юрская эпоха

Триас-юрская эпоха россыпеобразования изучена лучше допермской. Россыпи формируются с начала химического выветривания пород. Выветриванию подвергались и кимберлитовые тела. За время, в течение которого происходил процесс образования коры выветривания, большое количество алмазов высвободилось из связанного состояния и стало «свободным» от пород. В сохранившейся от размыва коре образовались элювиальные россыпи. При этом произошло некоторое обогащение алмазоносных пород за счет выноса тонкозернистых частиц продуктов коры выветривания. Выветриванию подвергались и все другие породы, а на карбонатных породах, кроме того, формировались карстовые западины и депрессии.

Поднятие территории привело к выносу алмазоносного материала в первую очередь в близлежащие понижения, в такие, например, как карстовые депрессии вблизи трубки Мир, а в районах, в дальнейшем подвергшихся трансгрессии моря, — в прибрежно-морские зоны.

Естественно, что отложения депрессий, расположенные близ кимберлитовых трубок, наиболее богаты алмазами. Примером являются россыпи месторождения Пятачок около трубки Мир и, по-видимому, на отдельных участках «железистые конгломераты» в Верхне-Мунском районе. Аналогичные россыпи могут быть найдены в Далдыно-Алакитском и Молодинском районах, где палеогеографическая обстановка была благоприятна для образования карстовых депрессий.

Прибрежно-морские россыпи нижнеюрского возраста могли образоваться только там, где прибрежная линия моря оставалась постоянной в течение длительного времени. Такие участки были во многих районах провинции. Однако до настоящего времени они сохранились только в бассейне нижнего течения р. Молодо, в верховьях рек Беенчима и Куойки и в бассейне среднего течения р. Анабар. В этих районах могут быть найдены и промышленные россыпи алмазов прибрежно-морского типа.

В другое время (плинсбахское, келловейское, нижеволжское) благоприятные условия для образования россыпей были на локальных участках. Так, образование дельтовых россыпей нижнего течения р. Молодо связано с тем, что в плинсбахское время Куойско-Далдынское поднятие представляло собой остров, где размывались алмазоносные породы; материал размыва накапливался в дельтах.

Образование прибрежно-морских россыпей в нижеволжское время связано с тем, что в Предверхоаянской алмазоносной области в преднижеволжское время также происходило образование коры выветривания, что привело к высвобождению алмазов из кимберлитов Молодинского

района, которые затем поступали в прибрежные зоны нижневолжского времени. Кроме того, часть алмазов была привнесена из нижнеюрских прибрежно-морских конгломератов. В нижневолжское время подверглись размыву и новые источники — наиболее молодые кимберлитовые тела (средне-верхнеюрского возраста), выявление которых предполагается в среднем течении р. Сянгюде.

Палеоген-неогеновая эпоха

В мелу и в большей части палеогена подавляющая часть территории рассматриваемой провинции представляла собой плоскую денудационную равнину, близкую к предельной поверхности выравнивания. В бассейне р. Мархи обнаружены остатки коры выветривания этого времени. Рельеф, рыхлые породы оставались законсервированными, и благоприятных предпосылок для формирования россыпей в это время не было. Интенсивные процессы выветривания подготовили к сносу значительную массу материала, в том числе и алмазоносного.

В палеогене (Марха-Тюнгская область) и неогене (Приленская область) происходили интенсивные поднятия и активизация процессов эрозии, а также накопления грубокластического алмазоносного материала в виде так называемых «водораздельных галечников». Последние залегают в виде плаща на огромных пространствах по периферии Средне-Сибирского плоскогорья. Образование отложений связано с относительно короткими и быстрыми водотоками, возникшими вследствие тектонических поднятий и некоторого увлажнения климата, размывавшими широко распространенную кору выветривания. Выходя на равнину, потоки растекались, мигрировали и создавали галечниковый шлейф. «Водораздельные галечники» по своему петрографическому и минеральному составу связаны с местными источниками сноса.

Оценка возможностей формирования алмазных россыпей в составе «водораздельных галечников» в какой-то степени противоречива. С одной стороны, благоприятной предпосылкой является подготовка материала к сносу (длительный этап континентального развития с процессами глубокого выветривания). Положительным моментом следует также считать энергичный врез и широкую планацию рельефа, обусловившие переработку большой массы первичного алмазоносного материала; с другой, такие условия приводили к миграции руслового потока, к изменению направления речного потока и соответственно накоплению материала, но не всегда обуславливали концентрацию алмазов. Россыпи могли формироваться только в особенно благоприятных условиях и на относительно небольшом расстоянии от первоисточников. Примером подобных россыпей могут служить отдельные участки «водораздельных галечников» бассейна р. Мархи, алмазоносность которых М. И. Плотникова и др. (1963) связывают с еще не открытыми кимберлитовыми трубками, а также участки в бассейне рек Моторчуны и Сянгюде, где интенсивно размывались ниже- и верхнеюрские прибрежно-морские россыпи. Участки в бассейне р. Молодо связываются с размывом кимберлитов и нижнеюрских прибрежно-морских и дельтовых россыпей.

Четвертичная эпоха

К началу четвертичного периода территория описываемой провинции представляла собой выровненную поверхность, близкую к пенеплену, на которой во многих местах сохранилась кора выветривания. Последующие тектонические блоковые поднятия привели к интенсивному, хотя и неглубокому (100—150 м) ее расчленению. Однако амплитуда поднятий в разных районах этой части платформы была неодинакова. Обилие

осадков в начале четвертичного периода способствовало образованию густой речной сети. Огромное количество рыхлого материала (кора выветривания) подвергалось размыву и переработке. Там, где размывались кимберлитовые трубки, образовывались богатые террасовые и русловые россыпи (лог Хабардина, реки Ирелях, Малая Ботуобия и др.).

Сопоставляя характер строения и алмазоносность террасовых отложений, можно высказать следующие соображения. Высокие террасы (VI и V) содержат продукты коры выветривания, а также размыва «водораздельных галечников». Особенно хорошо это видно в Марха-Тюнгской и в Приленской алмазоносной областях. Алмазоносность этих террас непосредственно зависит от алмазоносности древних отложений.

Общим для всех рек является повышенное содержание алмазов в галечниках четвертой террасы, что можно объяснить сравнительно глубоким врезанием и значительным перемывом и перетолжением больших масс алмазоносного материала. Примером их могут служить реки Муна, Молодо, Сюнгюде, в отложениях четвертых террас которых содержание алмазов и их минералов-спутников значительно выше, чем в более древних и более молодых террасах.

Кроме того, в ряде случаев в бассейнах отдельных рек значительную роль в обогащении или разубоживании алмазами террасовых россыпей сыграли местные факторы. Например, в Приленской области неоднократно перестройка речной сети на протяжении четвертичного периода сопровождалась сменой источников питания.

Особо следует рассматривать русловые и пойменные россыпи, формирование которых происходило в голоцене. Как известно, это время для территории Якутии характеризуется суровыми субполярными климатическими условиями и рельефом, который в основном соответствует современному. В суровых климатических условиях выветривание и денудационные процессы существенно отличаются от аналогичных процессов в условиях умеренного и, особенно, тропического климата. При субполярном климате породы полностью скованы мерзлотой; летом они оттаивают на склонах южной экспозиции на глубину до 1—4 м; на остальной территории оттаивание не превышает первых десятков сантиметров. Поэтому элювиальные и делювиальные россыпи почти не образуются. В непосредственной зоне действия водотока породы размываются относительно интенсивно. Более сильному размыву подвергаются отложения нижних террас, в результате чего их роль в образовании русловых россыпей очень велика. В это же время размыв коренных источников настолько незначителен, что даже вблизи очень богатых коренных месторождений крупные россыпи не образуются. Например, около трубок Удачная и Айхал россыпей почти нет.

Суровая климатическая обстановка создает особые условия и в гидродинамическом режиме по транспортировке влекомого реками материала. Известно, что зимой большинство рек промерзает до дна или в них сохраняется слабое подледное течение. Большую часть летнего времени реки маловодны, поэтому грубообломочный материал и вместе с ним алмазы остаются неподвижными. Транспортировка материала происходит в короткие (15—20 дней) периоды весенних и летних паводков. В соответствии с этим материал переносится на небольшие расстояния и осаждается в русле крайне неравномерно, вследствие чего русловые россыпи Якутской алмазоносной провинции характеризуются очень частым чередованием обогащенных и бедных участков россыпей. Выдержанные богатые россыпи очень редки.

КЛАССИФИКАЦИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

В пределах Якутской алмазоносной провинции можно выделить разновозрастные россыпи различных генетических и морфологических типов (табл. 90). Ниже дана краткая характеристика особенностей строения выделенных типов россыпей.

Карбон-пермские россыпи

Среди россыпей этого возраста выделяются элювиальный и аллювиальный типы.

Элювиальные россыпи

Они сохранились на трубке Сытыканская и перекрыты пермскими песчаными породами, а последние — породами траппового комплекса. Россыпи представлены дресвянистыми глинами мощностью от 1 до 3 м, песчано-глинистыми продуктами местами со щебенкой и глыбами слабо-выветрелых кимберлитов мощностью 2 м. На отдельных участках выделяются две зоны продуктов, отличающиеся различной степенью выветрелости пород. Выветрелые кимберлиты постепенно переходят в глыбовые, затем в трещиноватые, последние сменяются плотными кимберлитами. На некоторых трубках кора выветривания отсутствует, и пермские образования залегают непосредственно на плотных кимберлитах.

На трубке Сытыканская сохранились только нижние части элювиальных россыпей, верхние были размывы в верхнепермское время.

Анализируя имеющиеся материалы по продуктам опробования коры выветривания, можно полагать, что в нижней зоне выветрелых пород содержание алмазов почти в два раза больше, чем в плотных кимберлитах, а в верхней зоне, представленной песчано-глинистыми продуктами, содержание еще выше, чем в нижней.

*Аллювиальные россыпи*¹

Алмазные россыпи этого генезиса, относимые к карбоно-пермскому возрасту, представлены галечниками значительной мощности. По-видимому, реки заполняли аллювием уже существующие неровности рельефа. Для аллювия характерны линзовидное залегание и плохая сортировка материала. Россыпи многоярусные; имеются ложные плотники, представленные плотными глинами. Так, в 13-метровой толще аллювия в Алаkitском районе отмечено от шести до восьми ложных плотников. Как правило, на плотике лежит валунно-галечниковый материал. В районе распро-

¹ К россыпям отнесены условно, так как в них найдены только единичные алмазы.

Возрастные, генетические и морфологические типы алмазных россыпей Якутской провинции

Возрастная группа		Генетические типы	Морфологические типы	Местонахождение
Мезозойская	Карбон-пермь	Элювиальные	Плещевидные на поверхности когенных источников	Айхальский район
		Аллювиальные	Русловые	Далдыно-Алакитская область
	Рэт-лейасовая	Пролувиальные	Линзовидные пластовые в депрессиях	Мирненский район
		Элювиальные	Плещевидные	Там же
	Плинсбахская	Прибрежно-морские	Пляжевые	Тюнгская область, район рек Молодо, Куойки и Бееичиме
		Дельтовые	Линзовидные	Молодинский район
	Келловейская	Прибрежно-морские	Пляжевые	Там же
Нижневолжская	То же	То же	Бассейн рек Сюнгюде и Молодо	
	Палеоген-неогеновая	Аллювиальные	Русловые	Бассейн рек Мархи, Тюнга; Приленская алмазоносная область
Четвертичная		Элювиальные	Плещевидные на кимберлитовых трубках и древних россыпях	Мирненский район, Далдыно-Алакинская область
		Делювиальные	Плещевидные	Там же
		Аллювиально-делювиальные	Ложковые	» »
		Аллювиальные	Русловые	Повсеместно
			Долинные	»
	Террасовые	»		

странения допермских трубок выявлены некоторые закономерности распределения минералов-спутников алмаза. В базальном слое аллювиальных отложений на участке Окаменелостей А. Д. Харьковим (1964) установлено содержание пиропы 1—56% и пикроильменита 45,4% от общего веса тяжелых минералов; в районе трубки Сытыканская пиропы — 3,3%, пикроильменита — 96,7%.

Рэт-лейасовые россыпи

Среди россыпей этого возраста выделяются россыпи пролювиальные и элювиальные.

Пролувиальные россыпи

Этот тип россыпей встречен в районе трубки Мир. Как в плане, так и в вертикальном разрезе алмазоносная залежь не представляет собой единого тела, а состоит из отдельных линз, гнезд и неправильных участков различных размеров и мощности. Причем мощности продуктивных тел тесно связаны с рельефом плотика. Большая их мощность приурочена к западинам рельефа, меньшая — к положительным формам

плотика. Алмазы в россыпи распределены резко неравномерно. На примере россыпи Пятачок видно, что пролювиальные россыпи бывают сложно построенными. Здесь выделяется несколько продуктивных горизонтов, расположенных на различных уровнях. Это свидетельствует о частых изменениях направлений временных потоков, которые размывали в одних случаях алмазоносные, в других — неалмазоносные образования.

Продуктивные горизонты пролювиальных россыпей имеют очень сложное строение. Наибольшие концентрации алмазов приурочены к участкам, сложенным гравийно-галечным материалом. Алмазы также встречаются в незначительных количествах и в других отложениях.

Элювиальная россыпь

Эта россыпь развита в пределах контура трубки Мир. Она представляет собой древнюю кору выветривания кимберлитов; мощность россыпи 4—6 м; содержание алмазов неравномерное как в плане, так и по вертикальному разрезу.

Юрские россыпи алмазов

На территории описываемой провинции встречены россыпи прибрежно-морские и дельтовые.

Прибрежно-морские россыпи

Россыпи этого типа разновозрастные (нижнеюрские, келловейские; нижневолжские), однако все они сходны по своему строению; для них характерна небольшая (0,2—1 м) мощность продуктивного слоя; наблюдается его двучленное строение, причем нижние горизонты сложены более грубообломочным материалом и содержат больше алмазов, верхние представлены менее грубообломочным материалом, и алмазов в них меньше. С простиранием древней береговой линии связано линзовидное строение россыпей. Линзы, сложенные валунно-галечным материалом, сменяются линзами с песчаным или гравийно-галечным составом. Наибольшие концентрации алмазов и их минералов-спутников приурочены к линзам, сложенным грубообломочным материалом. Но и в этих обогащенных линзах алмазы приурочены к их нижним частям.

При детальном изучении в россыпях прибрежно-морского типа можно выделить участки, куда алмазоносный материал поступал с суши, и такие, в которых материал разносился позже прибрежными течениями. Естественно, что в первом случае россыпи будут более обогащенными. Примером этому могут служить хорошо изученные россыпи нижневолжского времени. Участок прибрежно-морской полосы, в которую поступал алмазоносный материал с суши, соответствует отрезку правобережья нижнего течения р. Сунгюде. Далее на север алмазы разносились прибрежно-морскими течениями.

Дельтовые россыпи

Россыпи этого типа изучены только в Сунгюде-Молодинском районе; их строение сложное, продуктивные горизонты, представленные галечниками и конгломератами, слагают быстро выклинивающиеся прослои и линзы мощностью от 0,1—0,3 до 1,5 м. Протяженность линз несколько метров, реже десятков метров.

В более мощных линзах видна косая слоистость дельтового типа. В основании линз сконцентрировано большое количество окатанных обломков и валунов размером до 0,3 м в поперечнике; в средних частях линз преобладает галька размером 3—5 см и гравий.

Верхние части линз сложены преимущественно песчано-гравийным материалом с небольшой примесью гальки. По простиранию линз состав и размеры обломочного материала остаются более или менее постоянными.

Продуктивные горизонты россыпи, представленные галечниками, очень быстро сменяются непродуктивными, сложенными алевритами. На 10 м вертикального разреза нижнеюрских отложений в бассейне р. Сюнгюде приходится от двух до пяти галечниковых линз, из которых наиболее мощные достигают до 1,5 м.

Алмазы и их минералы-спутники в продуктивных (галечниковых) горизонтах дельтовой россыпи распределены крайне неравномерно. Наиболее обогащены участки зоны, где береговая линия на протяжении длительного времени оставалась постоянной (например, в бассейне р. Баарки). В районах, где береговая линия часто перемещалась, алмазов в россыпях значительно меньше, хотя для этих россыпей источники были одни и те же.

Таким образом, наиболее ценными могут быть россыпи алмазов, образовавшиеся в районах с постоянной береговой линией и с близким к ним расположением коренных или более древних россыпных источников алмазов.

Палеоген-неогеновые россыпи

Аллювиальные россыпи этого возраста известны в различных участках провинции. В одних случаях они несложные и состоят только из продуктивных горизонтов (галечников), в других — продуктивные слои чередуются с непродуктивными. Первые представлены галечниками, вторые — песками. Для галечников характерна плохая сортировка материала. Изучение галечников показывает, что они образовались короткими и быстрыми потоками, возникшими в связи с тектоническим поднятием территории и некоторым увлажнением климата. Потоки размывали широко распространенные коры выветривания. Благодаря такому способу образования процесс обогащения аллювия алмазами происходил только там, где размывался элювий кимберлитов или более древние выветрелые промежуточные коллектора.

Условия образования россыпей рассматриваемого типа привели к тому, что в продуктивных горизонтах алмазы распределены почти равномерно по всей массе аллювия.

Четвертичные россыпи

Среди россыпей этого типа выделяются аллювиальные, аллювиально-делювиальные и элювиальные. Аллювиальные россыпи, в свою очередь, представлены русловыми, долиновыми и террасовыми морфологическими типами.

Русловые россыпи известны в руслах большинства рек. Россыпи промышленного значения установлены в руслах рек и ручьев: Иреляха, Малой Ботусбии, Хабардина, Пиропового, частично Молодо и др. Для этих россыпей характерна относительно небольшая мощность песков и часто полное отсутствие торфов. Рыхлые отложения отличаются преобладанием гравийно-галечного материала над мелкозернистым. Для них обычны валуны и иногда отдельные глыбы.

Петрографический состав крупнообломочного материала разнообразный, с преобладанием пород, развитых в бассейне питания реки.

Благоприятным фактором для образования русловых россыпей является интенсивный размыв ручьями и мелкими речками вышележащих алмазоносных террас и древних россыпей, развитых на склонах речных долин, с последующим сносом рыхлых продуктов в долину. Кроме того,

русловые россыпи Иреляха и Малой Ботуобии представляют собой продуктивный пласт долинных россыпей, в значительной мере перекрытый и в какой-то мере в верхней части перетолщенный современным русловым потоком, благодаря чему русловые отложения здесь наиболее богаты алмазами и их минералами-спутниками.

Долинные россыпи распространены широко и имеют наибольшее промышленное значение. К этому типу относятся россыпи аккумулятивных террас (пойменной и первой), где алмазоносный пласт залегает на общем для этой части долины сравнительно ровном днище. Россыпи расположены по обеим сторонам русла и в основном соответствуют контуру первой террасы. Долинные россыпи по сравнению с русловыми имеют большую мощность продуктивного горизонта и перекрыты песчано-глинистыми отложениями (торфами). Мощность рыхлых образований составляет 2,5—6 м, увеличиваясь по мере приближения к склонам за счет делювия. Размеры долинных россыпей разнообразны. По логу Хабардина длина россыпей соответствует длине лога, начиная от верхнего контура кимберлитовой трубки Мир до впадения лога в р. Ирелях. Долинная россыпь Иреляха прослеживается от устья лога Хабардина до впадения ее в Малую Ботуобию. Долинные россыпи Малой Ботуобии приурочены к отдельным отрезкам аккумулятивных террас этой реки. Ширина россыпей меняется от десятков до сотен метров. Наибольшая концентрация алмазов сосредоточена в песчано-глинистых галечниках, т. е. в отложениях русловой фации. В образованиях пойменной фации алмазы находятся в очень малых количествах, не представляющих практического интереса. Некоторая часть алмазов сосредоточивается и в верхних разрушенных частях коренных пород (в элювии плотика). В плане россыпи устанавливается одна или несколько полос, а иногда струй и гнезд, особенно обогащенных алмазами.

Террасовые россыпи залегают на террасовидных уступах (цоколе) коренных пород, слагающих склоны речных долин. В исследуемом районе известны россыпи II, III, IV и V террас. Коренное ложе россыпей находится выше уровня воды в реке. Размеры россыпей различные, что прежде всего зависит от размеров сохранившихся террас. Обычно большие размеры имеют вторые террасы; более высокие террасы чаще всего представлены отдельными останцами. В пределах террас, так же как и в долинных россыпях, концентрации алмазов большей частью приурочиваются к полосам и струям в песчано-глинистых галечниках. Мощность рыхлых и террасовых отложений зависит от сохранности террас.

Аллювиально-делювиальные россыпи представлены ложковыми россыпями, залегающими в долинах логов и мелких ключей с непостоянным водотоком. К таким россыпям относятся отложения некоторых логов, впадающих в реки Ирелях, Малую Ботуобию, Далдын и другие, которые размывают террасовые россыпи и древние водораздельные галечники. Отложения логов образуются при гравитационном смещении и частичном перемыве сезонными водотоками аллювия высоких террас. Ввиду этого ложковые отложения относятся к аллювиально-делювиальному типу.

К элювиальному и делювиальному типам относятся плачевидные россыпи, развитые по склонам лога Хабардина, ручья Пиропового, р. Далдын, в пределах кимберлитовых трубок Мир, Айхал и Удачная и в зоне рэт-лейасовых «водораздельных галечников».

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ АЛМАЗОВ И ИХ ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Сравнение алмазов разных районов рассматриваемой провинции проведено З. В. Бартошинским (1961). Нами изучались алмазы Приленской области (Прокопчук, 1964). Здесь рассматриваются только различия морфологических типов алмазов по отдельным алмазоносным районам и областям.

Форма кристаллов. Среди алмазов выделяются кристаллы октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного габитусов. Редко встречаются алмазы кубической формы. Данные о процентном содержании этих форм по отдельным областям и районам приведены в табл. 91.

Таблица 91

Соотношение кристаллографических форм алмазов по отдельным россыпям, районам и областям

Алмазоносные области и районы	Формы кристаллов (в % к количеству алмазов)			
	октаэдры	переходные формы	ромбододекаэдры	кубы
Ботубинская область				
Мирненский район				
Россыпь Пятачок	71	23	5	1
Россыпь Ирелях	65	28	6	1
Вилуйский район	67	20,5	12,5	Редкие кристаллы
Далдыно-Алакитская область . .	22,8	15,0	66,2	То же
Марха-Тюнгская область				
Средне-Мархинский район . . .	38,1	27,8	34,1	—
Тюнгский район	26,1	7,2	66,7	—
Анабарская область				
Куонапский район	2	8	90	—
Нижне-Оленекский район . . .	8,1	4,2	87,7	—
Средне-Оленекский район . . .	10,9	4,8	84,3	—
Верхне-Мунский район	23,8	11,3	64,9	—
Приленская область				
Экитский район	7,5	12,5	80	—
Молодо-Сюнгиудинский район	29,6	22,3	45,1	3
Моторчунский район	22	10	67	1
Мунский район	21	9,7	69,3	—

Таблица 92

Соотношение основных морфологических типов алмазов по районам и областям Якутской алмазоносной провинции (в %)

Алмазоносные области и районы	Основные морфологические типы кристаллов									
	Плоско- гранные октаэдры	Алмазы, сло- женные три- гональными слоями роста	Алмазы, сло- женные дитри- гональными слоями роста	Алмазы с поли- центрическими растущими гранями	Алмазы с занозистой штриховкой	Округло- ступенчатые кристаллы	Кристаллы с блоковой скульптурой	Округлые алмазы	Алмазы кубического габитуса	Алмазы прочих типов
Ботуобинская область										
Мирненский район	19,5	1,6	9,4	35,7	25,6	3,5	1,0		1,0	2,7
Вилуйский районы	17,6	11,0	1,8	27,0	18,5	8,5	7,3	4,9	0,5	2,9
Далдыно-Алакитская область	3,5	3,4	7,4	11,3	42,5	0,8	7,2	19,8	0,7	0,5
Анабарская область										
Нижне-Оленекский район . .	0,4	2,3	4,0	1,9	19,5	1,1	13,4	55,5	1,1	0,8
Средне-Оленекский район . .	1,6	2,5	8,5	3,5	13,2	3,0	3,6	52,9	0,7	0,5
Верхне-Мунский район . . .	1,1	2,1	2,9	19,5	42,5	0,4	4,3	23,4	—	3,7
Марха-Тюнгская область										
Тюнгский район	1,7	3,0	4,9	15,2	35,3	2,0	8,1	27	—	2,8
Средне-Мархинский район	4,5	5,2	10,1	12,1	40,0	4,3	11,7	8,9	0,5	2,7
Приленская область	2,1	1,9	2,3	20,1	41,3	0,5	4,2	24,1	0,01	3,5

Они подчеркивают различия в процентных соотношениях форм кристаллов не только между областями, но и между районами в пределах одной и той же области. Наиболее резкие отличия установлены между южной и северной частями провинции. Так, в Ботуобинской области, расположенной на юге, октаэдры занимают 65—71%, а на севере, в пределах Анабарской области до 23,2%, в Верхне-Мунском и в Куонапском районах до 2%.

Морфологические особенности алмазов

З. В. Бартошинским (1961) изучались морфологические типы алмазов и подсчитано их процентное соотношение для всех районов, кроме Приленской области. Для последней работы по такой же методике проведены Б. И. Прокопчуком и др. (1964). По материалам этих исследований приводим сопоставление россыпей провинции (табл. 92).

Наиболее резкие различия по районам отмечаются в содержаниях алмазов, представляющих собой плоскогранные октаэдры алмазов с полицентрически растущими гранями и округлых алмазов. Плоскогранные октаэдры характерны для Ботуобинской области (19,5%); в других областях и районах их содержание не превышает 3,5% от общего количества алмазов. Округлые алмазы характерны для россыпей Анабарской области, Тюнгского района, отчасти Далдыно-Алакитской и Приленской областей. Алмазы с полицентрически растущими слоями роста типичны только для Ботуобинской области.

Сравнение алмазов из различных россыпей показывает, что намечающиеся отличия в какой-то мере могут указывать на источники, за счет которых эти россыпи образовались.

Устанавливаются определенные связи и однотипность алмазов из россыпей Ботуобинской и Далдыно-Алакитской областей и Верхне-Мунского района с алмазами кимберлитовых трубок, развитых в этих районах.

В россыпях Средне-Мархинского района часть алмазов отличается от алмазов из коренных месторождений Далдыно-Алакитской области, по-видимому, источники этих алмазов еще не выявлены.

Алмазы из россыпей Тюнгского района отличаются от алмазов из коренных источников, расположенных в соседних районах и областях, что указывает на возможность существования в Тюнгском районе еще не открытых кимберлитовых трубок. То же самое можно сказать и относительно севера провинции; здесь не найдены алмазоносные кимберлиты, алмазы которых по своим особенностям соответствовали бы алмазам, находимым в россыпях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании исследований, проведенных авторами, и литературных данных в истории геологического развития Якутской алмазоносной провинции в промежуток от среднего палеозоя до современного времени отчетливо выделяются четыре эпохи, благоприятные для образования россыпей. Первая соответствует допермскому времени, предположительно нижнему — среднему карбону; вторая — верхнему триасу — юре; третья — палеогену — неогену и четвертая — четвертичному периоду.

Допермская эпоха россыпеобразования фиксируется в настоящее время только в Далдыно-Алакитской области. Теплый аридный климат в конце нижнего и в начале среднего карбона (?) способствовал образованию площадной коры выветривания на всех породах, включая кимберлиты. Продукты коры выветривания кимберлитов, подвергаясь эрозии, являлись основным источником для образования аллювиальных (?) древних россыпей, которые локализовались в карстовых депрессиях и эрозионных ложбинах. Правда, в настоящее время известны только единичные находки кристаллов алмаза в грубообломочных терригенных отложениях пермо-карбонового возраста в Далдыно-Алакитской области. Однако анализ геологического строения и наличие эродированных допермских алмазоносных кимберлитовых трубок, а также перспективы обнаружения новых трубок под траппами позволяют высказать предположение, что вероятность нахождения россыпей пермо-карбонового возраста довольно значительна. Такие россыпи могут быть в западинах допермского рельефа, выполненных верхнепалеозойскими отложениями и бронированных траппами.

В связи с этим ближайшей задачей геологических исследований является палеогеографическое изучение с детальным освещением литологии верхнепалеозойских терригенных пород. В первую очередь эти работы надо проводить в области развития допермского кимберлитового магматизма и распространения верхнепалеозойских терригенных отложений — в северо-восточном обрамлении Тунгусской синеклизы.

Россыпеобразования верхнетриасовой юрской эпохи характерны для Ботуобинской и Предверхоаянской алмазоносных областей. В Ботуобинской области благоприятные климатические условия в поздне триасовое время (влажный и жаркий климат) способствовали образованию мощной коры выветривания на всех породах (включая и кимберлиты), выходявших к тому времени на поверхность. В рэт-лейасе климат становился более сухим. В то же время происходили небольшие поднятия, вызвавшие не очень интенсивную эрозионную деятельность. В связи с засушливым климатом в этой области не было рек с постоянным водотоком, только во время ливневых дождей образовывались временные потоки; с их действием связывается образование пролювиальных россыпей, которые

особенно широко распространены в эрозионно-карстовой депрессии, при-
мыкающей с востока к кимберлитовой трубке Мир.

Пролувиальные отложения, в составе которых находится устойчивый
к выветриванию материал кимберлитовых трубок, включая и алмазы,
обнаружены на расстоянии нескольких километров от кимберлитовой
трубки Мир. Однако имеются основания предполагать, что временными
потоками отложения могли переноситься на десятки километров.

Перспективы россыпей рэт-лейасового возраста зависят от количества
алмазов, поступавших из коренных месторождений. Расчеты показыва-
ют, что трубка Мир срезана примерно на 200—350 м; кроме того, имеют-
ся и другие трубки, в частности Спутник, а возможно, и новые, еще не
открытые, которые также могли поставлять алмазы в россыпи. Следо-
вательно, перспективы мезозойских алмазных россыпей более значитель-
ны, чем известные к настоящему времени. Правда, некоторая часть этих
россыпей полностью размыта, и их алмазы перешли в четвертичные от-
ложения.

Наиболее продуктивными являются пролувиальные гравийно-песча-
ные глины с гальками, которые должны привлекать внимание геологов,
но при этом надо учитывать, что они могут быть перекрыты озерно-бо-
лотными осадками. В связи с этим необходимо тщательно изучать весь
комплекс рэт-лейасовых отложений, развитых в районе трубки Мир в
радиусе 15—20 км.

В Предверхоянской области в рассматриваемую эпоху образовались
россыпи прибрежно-морского и дельтового типов.

Россыпи прибрежно-морского типа относятся к нижнеюрскому, кел-
ловейскому и нижневолжскому времени. Однако их строение однотипное.
Это маломощные (0,2—2 м) россыпи линзовидного строения, приурочен-
ные к базальным горизонтам трансгрессивных толщ; алмазы в них рас-
пределены очень неравномерно.

Результаты детального изучения прибрежно-морских россыпей ниж-
неюрского возраста показали, что наиболее обогащенные участки при-
урочены к территории современного нижнего течения р. Молодо. Именно
в эти прибрежные зоны нижнеюрского моря, как показывает анализ
палеогеографических условий, поступила основная масса алмазов с кон-
тинента. В этом районе могут быть найдены прибрежно-морские россыпи,
заслуживающие внимания.

Изучение вещественного состава келловейских прибрежно-морских
россыпей показало, что они образовались за счет привноса материала с
запада — с территории Анабарской антеклизы. Рассчитывать на возмож-
ность выявления здесь богатых протяженных россыпей нет оснований,
так как россыпи в оксфорде и кимеридже были размыты и сохранились
только в небольших западинах докелловейского рельефа.

Для прибрежно-морских россыпей нижневолжского времени установ-
лено, что привнос основной массы алмазов с суши происходил в район
современного Сунгюде-Ленского междуречья. Ширина обогащенной по-
лосы с юга на север тянется на 40—50 км. В ее пределах следует искать
россыпи с повышенными концентрациями алмазов. Далее на север от
этой полосы алмазов в россыпях становится все меньше, а на юге от нее
алмазы совершенно не отмечаются.

Каждой из прибрежно-морских россыпей указанного возраста пред-
шествовала эпоха корообразования. Наиболее продолжительной была
доюрская, менее продолжительной — донижневолжская и непродолжи-
тельной — докелловейская эпоха. В этой последовательности следует
рассматривать и перспективность прибрежно-морских россыпей в При-
ленской области.

Россыпи дельтового типа нижнеюрского возраста известны только в
Молодо-Сунгюдинском районе. Практическая их ценность небольшая.

Алмазы концентрируются в маломощных галечниках, разобщенных друг с другом мощной толщей неалмазонасных алевролитов и песков. Образованию дельтовых россыпей Приленской области способствовало то обстоятельство, что на протяжении плинсбахского времени в неглубоком море в виде острова выступило Куойкско-Далдынское поднятие, с которого реки поставляли алмазонасный материал и откладывали его в дельтах. Анализ палеогеографии показывает, что россыпи подобного типа могут быть в пределах Лено-Анабарского прогиба.

Марха-Тюнгская область в эту эпоху характеризовалась прибрежно-морскими россыпями. Однако россыпей промышленного значения ожидать здесь нет основания, так как к настоящему времени от размыва сохранились только прибрежно-морские отложения небольшой мощности (0,2—0,3 м), образовавшиеся вдали от береговой линии. Как известно, в такие зоны алмазы поступали в небольшом количестве.

В пределах Анабарской области (Ниже-Оленекский район) также известны отдельные находки алмазов в нижеюрских прибрежно-морских отложениях. Последние представлены маломощными (0,2—0,6 м) конгломератами. Перспективность этих россыпей и степень их алмазонасности пока не выяснена, так как они не опробовались и детально не изучались. В дальнейшем этот пробел необходимо восполнить.

Палеоген-неогеновая эпоха россыпеобразования обнаруживается в Марха-Тюнгской и Предверхоаянской областях, в пределах которых россыпи связаны с так называемыми «водораздельными галечниками». Последние как бы полукольцом окаймляют северо-восточную и южную части Анабарской антеклизы. Этой эпохе предшествовал длительный период корообразования, в результате которого из коренных источников и древних россыпей высвободилась значительная масса алмазов. В дальнейшем продукты кор выветривания размывались многоводными потоками, которые отлагали материал в плоских и широких долинах. В результате образовались аллювиальные россыпи. А так как потоки были короткими, то алмазонасность россыпей зависела от степени алмазонасности размываемых продуктов кор выветривания.

Анализ конкретных палеогеографических условий отдельных участков и районов позволил оценить перспективность этих россыпей и предложить некоторые рекомендации. Россыпи с повышенными концентрациями алмазов могут быть найдены в бассейне среднего течения р. Мархи, в районе, где М. И. Плотниковой и др. (1963) установлены повышенные содержания минералов-спутников алмаза крупных размеров и хорошей сохранности. В Приленской области перспективны «водораздельные галечники» бассейнов среднего течения р. Сюнгюде и нижнего течения р. Молодо.

Четвертичная эпоха россыпеобразования начинается с влажного климата и интенсивных региональных поднятий, которые способствовали заложению разветвленной речной сети и вызвали оживленную эрозионно-аккумулятивную деятельность, что привело к формированию аллювиальных россыпей. Однако в пределах каждой алмазонасной области, в зависимости от ее геологического строения, наличия коренных источников или промежуточных коллекторов алмазов, образование россыпей четвертичного возраста характеризовалось своими особенностями. В связи с этим различна и перспективность этих областей.

В Ботубинской области условия для образования четвертичных россыпей были весьма благоприятными. К началу четвертичного периода выровненная поверхность в значительной мере была покрыта континентальными мезозойскими отложениями, местами содержащими алмазонасные горизонты, которые наряду с коренными источниками подвергались усиленному размыву. Формирование россыпей началось в самый начальный период образования речной сети. По рекам Ирелях и Малой

Ботуобии алмазы обнаружены во всех террасах. Концентрация их увеличивалась в более молодых отложениях, соответствующих молодым циклам; наиболее богатыми являются долинные россыпи (аккумулятивной первой террасы и поймы). Сюда же входят и русловые россыпи, вскрытые части долинных россыпей. Алмазные россыпи, как правило, приурочены к песчано-гравийным галечникам, залегающим на коренном цоколе (плотике) и сверху перекрытым супесями и глинами. Наибольшая концентрация алмазов находится в россыпях в пределах 20—30 км от коренных источников.

Далдыно-Алакитская область в течение всего мезозоя и кайнозоя испытывала интенсивное поднятие, которое продолжается и в настоящее время. Но несмотря на это, коренные источники алмазов и древние россыпи почти не были эродированы, так как они перекрыты мощными толщами траппов, устойчивых к выветриванию. Выходящие ныне на дневную поверхность кимберлитовые трубки высвободились из-под покрова траппов, возможно, лишь в начале или середине четвертичного периода. О продолжающемся поднятии области свидетельствует отсутствие в долинах рек высоких террас, их плохая сохранность и крутые уклоны русел. Из-за отсутствия благоприятных условий небольшие россыпи четвертичного возраста локализуются здесь в непосредственной близости от коренных источников и в большинстве случаев представлены лишь делювиальными типами.

Аналогичная обстановка существовала и в Анабарской области, которая также испытывает интенсивные поднятия, начиная с палеозоя и мезозоя. В центральной части этой области установлена убогая алмазность русловых отложений. В Нижне-Оленекском районе в долинах рек Беечима и Куойки (в среднем течении) выявлены повышенные концентрации алмазов в русловом и террасовом аллювии. В последнее время в бассейне р. Эбелях (приток р. Анабара) найдены алмазоносные россыпи с высокими концентрациями алмазов.

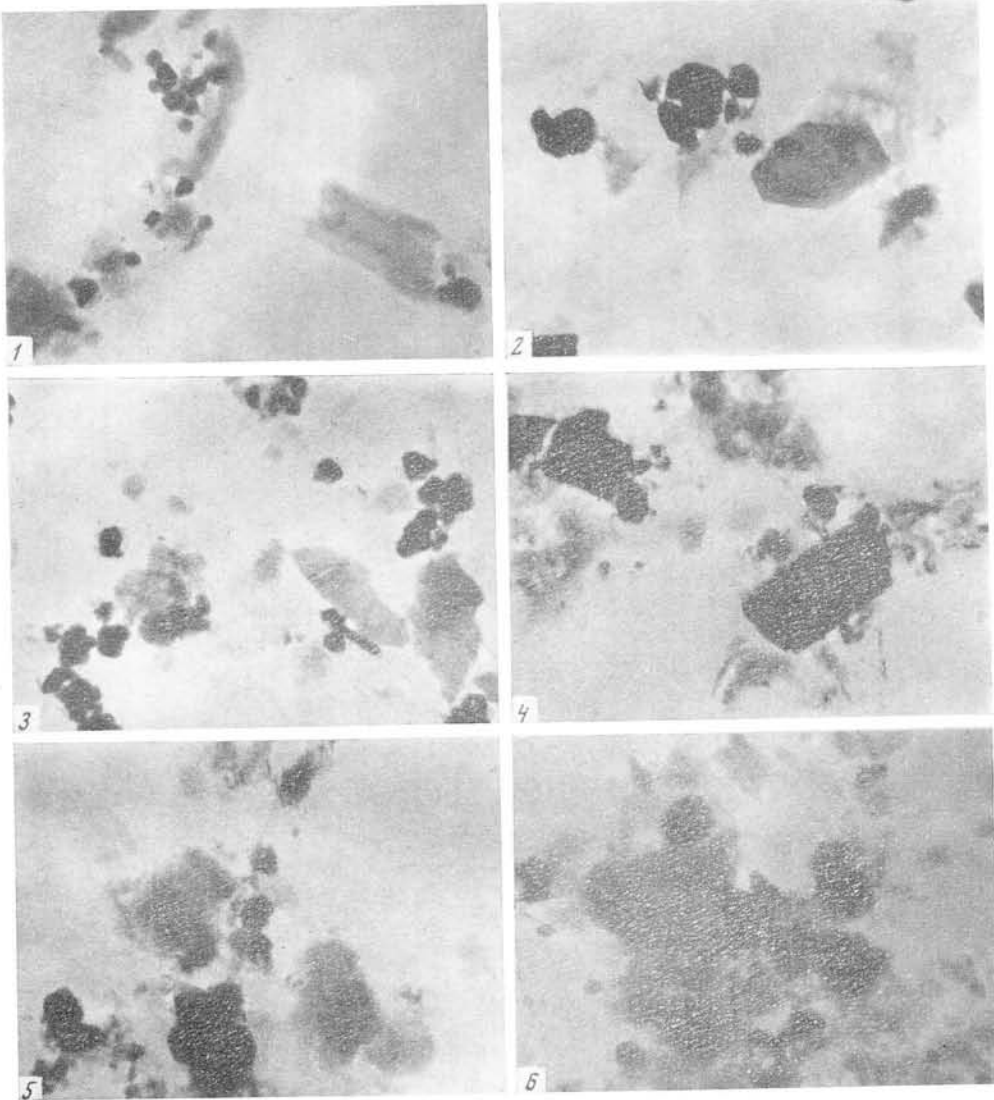
Источником питания этих россыпей считаются нижнеюрские алмазосодержащие прибрежно-морские конгломераты. В последние годы в Куонапском районе обнаружено большое количество кимберлитовых тел предположительно верхнетриасового возраста, одна часть которых непосредственно выходит на дневную поверхность, а другая — захоронена под среднечетвертными покровными илами мощностью до 8—12 м, под которыми обнаружена мощная (до 15—20 м) кора выветривания кимберлитов. Аналогичная кора выветривания обнаружена также и на вмещающих карбонатных породах синия. Отложения моложе кембрийских, за исключением четвертичных, в этом районе не установлены. Если учесть, что кимберлитовые тела, перекрытые илами среднечетвертного возраста, в настоящее время не размываются, а притоки р. Большой Куонапки все же несут в современный аллювий алмазы и их спутники, то может возникнуть вопрос об источниках этих минералов. Мы предполагаем, что такими источниками могут быть промежуточные коллектора послетриасового возраста, расположенные в зоне деятельности современной гидросети и выполняющие, по-видимому, понижения дочетвертичного рельефа, а также, возможно, еще не обнаруженные алмазоносные кимберлитовые тела.

В Марха-Тюнгской области установлены убогие аллювиальные россыпи по Мархе, Тюнгу и их притокам; их источниками предполагаются юрские прибрежно-морские алмазосодержащие конгломераты (для бассейна Тюнга) и частично верхнемеловые — палеоген-неогеновые «водораздельные галечники» (для бассейна Мархи). Кимберлитовые тела здесь неизвестны, хотя большинством исследователей, а также авторами не отрицается возможность их обнаружения. Перспективы данной области в отношении выявления четвертичных россыпей незначительны. Воз-

можно, что отдельные мелкие притоки и несут промышленные концентрации алмазов, но их запасы едва ли будут крупными.

Иные условия существуют в Приленской области, где повышенные концентрации алмазов в аллювии приурочены к региональной полосе, совпадающей с зоной сочленения Анабарской антеклизы с Предверхоанским прогибом. Эта зона характеризуется резким перегибом продольных профилей рек, которые составляют до 30—40 м по амплитуде на расстоянии от 30 до 60 км, что в несколько раз превышает средние уклоны рек. Ширина указанной зоны по рекам Муне и Моторчуне достигает 30—40 км, на реках Молодо и Эекит — 50—60 км; нижнее и среднее течение р. Сюнгюде находится в этой же зоне. Реки Кюскюрдьен, Баарка, Муогдан, Тит-Юрегэ, Усунку и другие, находящиеся в этой зоне, также характеризуются повышенным содержанием алмазов. Питание четвертичных россыпей происходит за счет перебива более древних россыпей (юрских прибрежно-морских и дельтовых, а также неогеновых «водораздельных галечников»). Промышленный интерес могут иметь россыпи по рекам Муне, Моторчуне, Молодо и Эекит, обладающие значительными запасами аллювия. За пределами зоны отложения рек характеризуются убогой алмазностью.

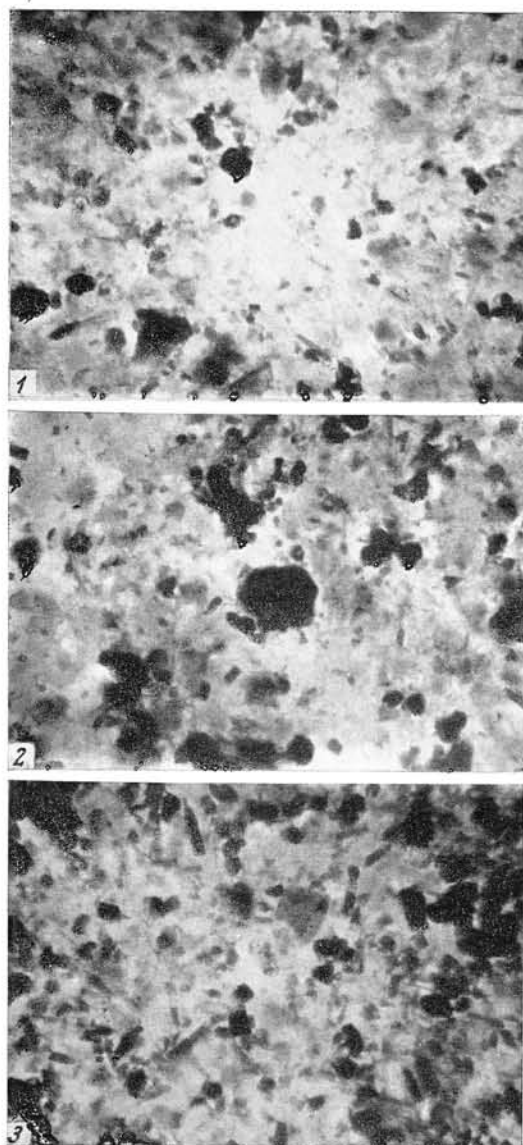
Проведенные исследования позволили выяснить условия образования и вещественный состав разновозрастных континентальных, прибрежно-морских и дельтовых отложений Западной Якутии и на основании этого установить генетические и морфологические типы алмазоносных россыпей, а также выделить перспективные площади и дать рекомендации по дальнейшему направлению поисковых работ.



Снимки формы частиц глинистых продуктов коры выветривания допермского возраста на известняках

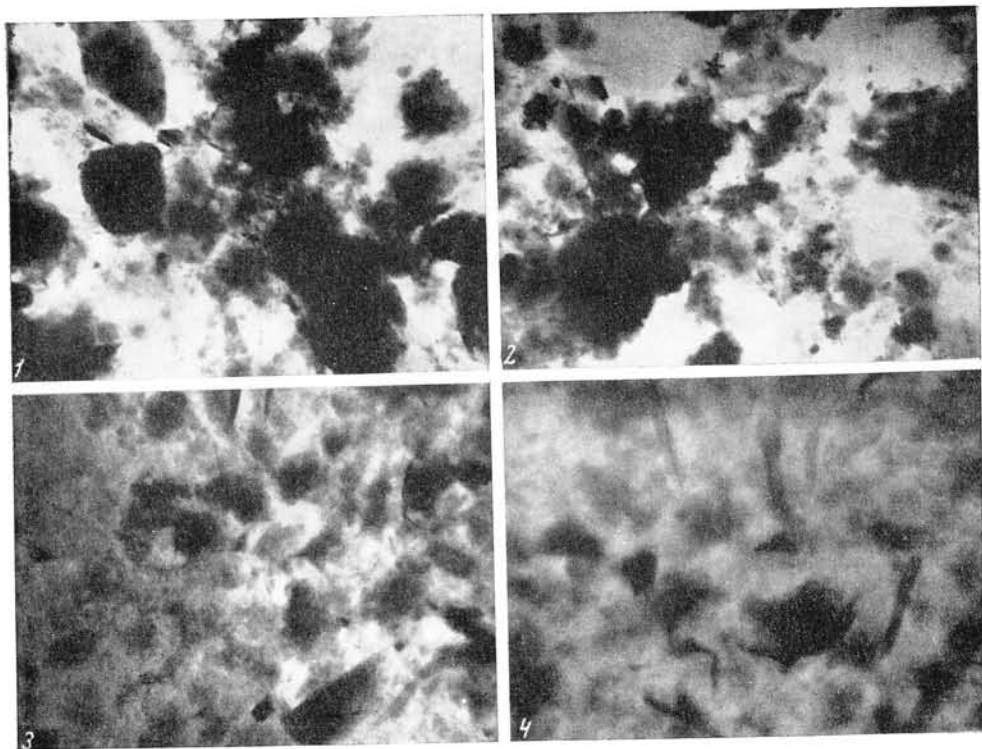
1-4 — гидрослюда. 5-6 — монтмориллонитизированная гидрослюда. 1 — обр. С-16, увел. 7500. 2 — обр. С-16, увел. 10 500. 3 — обр. С-16, увел. 7500. 4 — обр. С-81, увел. 15 000. 5 — обр. С-81, увел. 15 000. 6 — обр. С-89, увел. 13 200

Таблица II



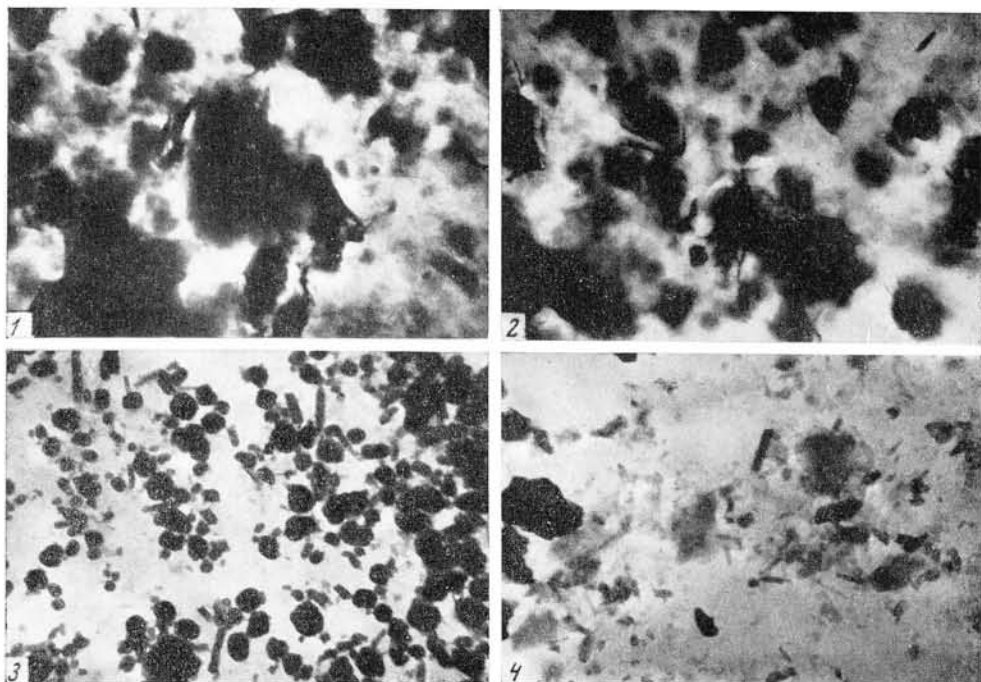
Снимки формы частиц глинистой фракции слабозыветрелых кимберлитов трубки Сытыканская

1—3 — серпентин (темные удлиненные и изометричные частицы) и гидрослюда (серые полупрозрачные частицы). *1* — обр. С-52, увел. 10 500, *2* — обр. С-52, увел. 9000, *3* — обр. С-53, увел. 10 800

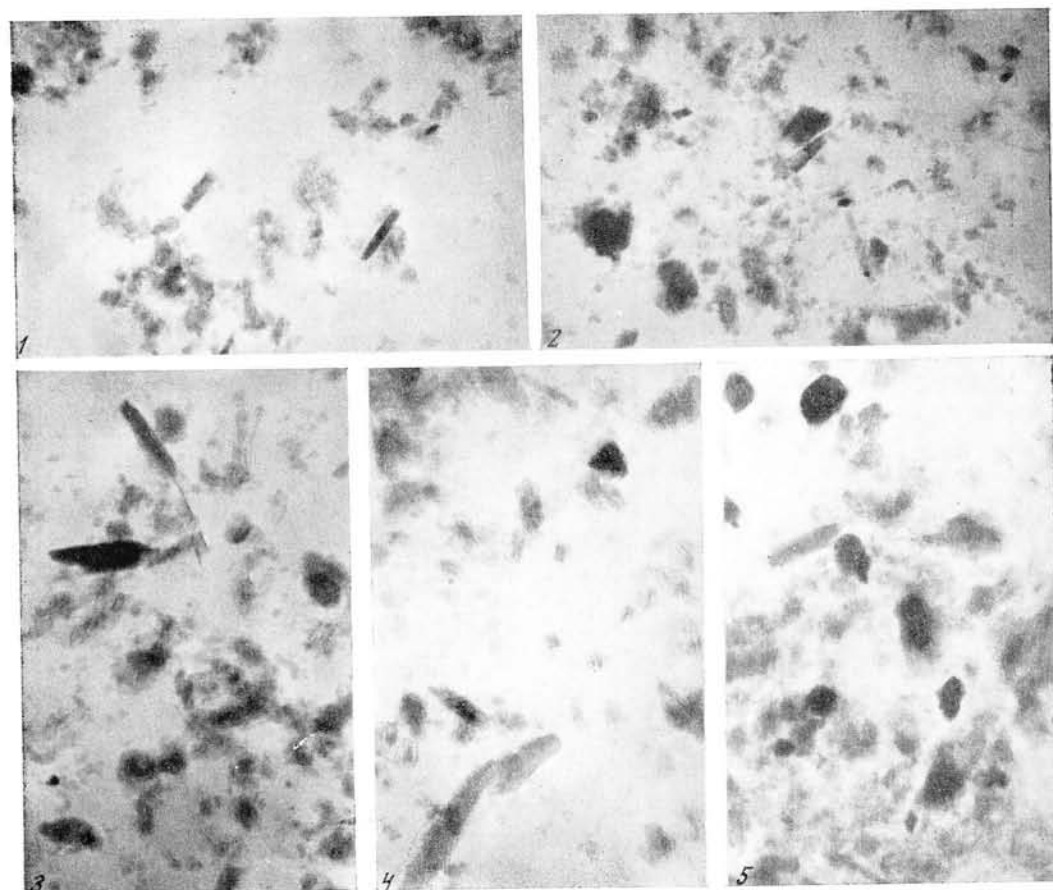


Снимки формы частиц глинистой фракции сильноветрелых кимберлитов трубки Сытыканская

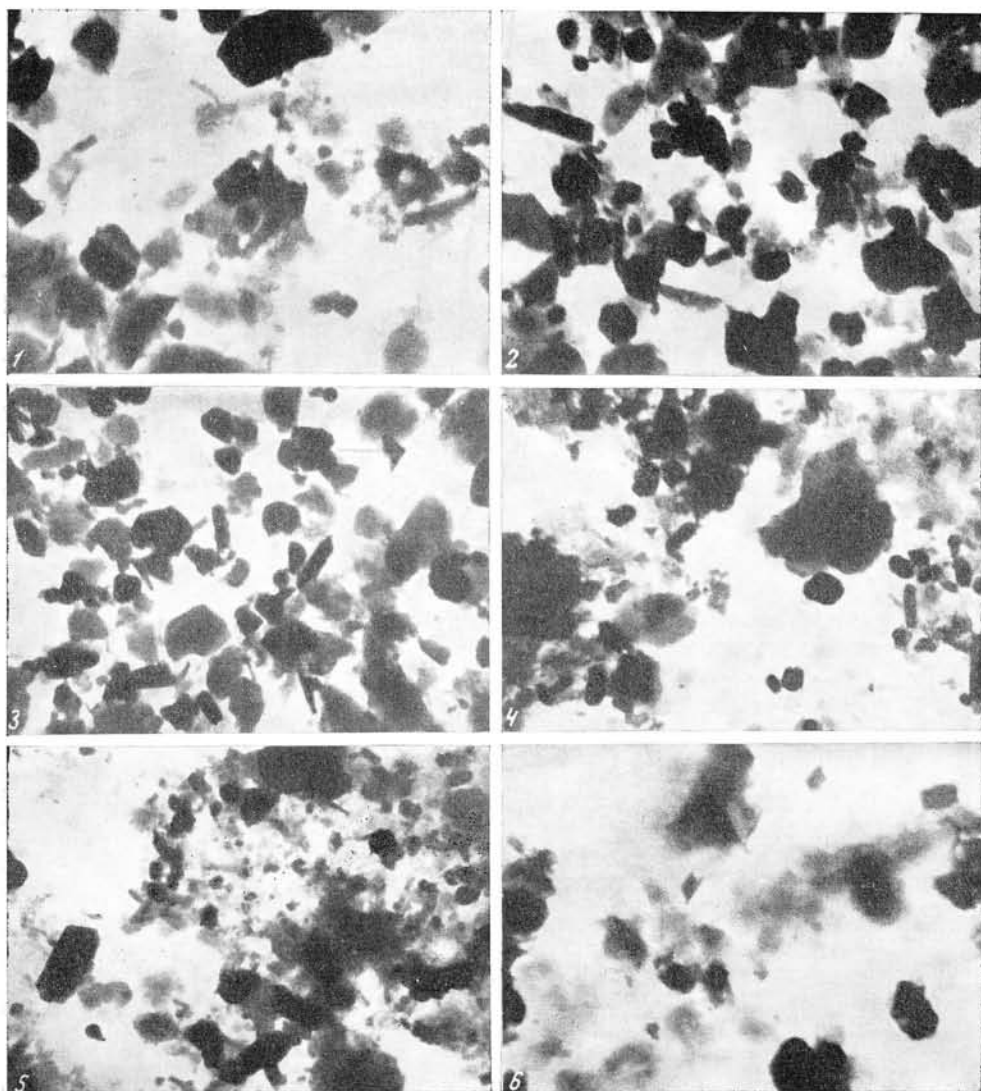
1 — монтмориллонит, обр. С-51, увел. 10 600, 2 — монтмориллонит с гетитом, обр. С-56, увел. 8000,
3 — сапонит, обр. С-57, увел. 7500, 4 — сапонит, обр. С-57, увел. 8200



Снимки формы частиц глинистой фракции из коры выветривания кимберлитов трубы
Айхал
1, 2 — монтмориллонит (сапонит), обр. 90, увел. 7500 и 8200, 3 — серпентин, обр. 91, увел. 9100,
4 — серпентин и монтмориллонит, обр. 100, увел. 9000

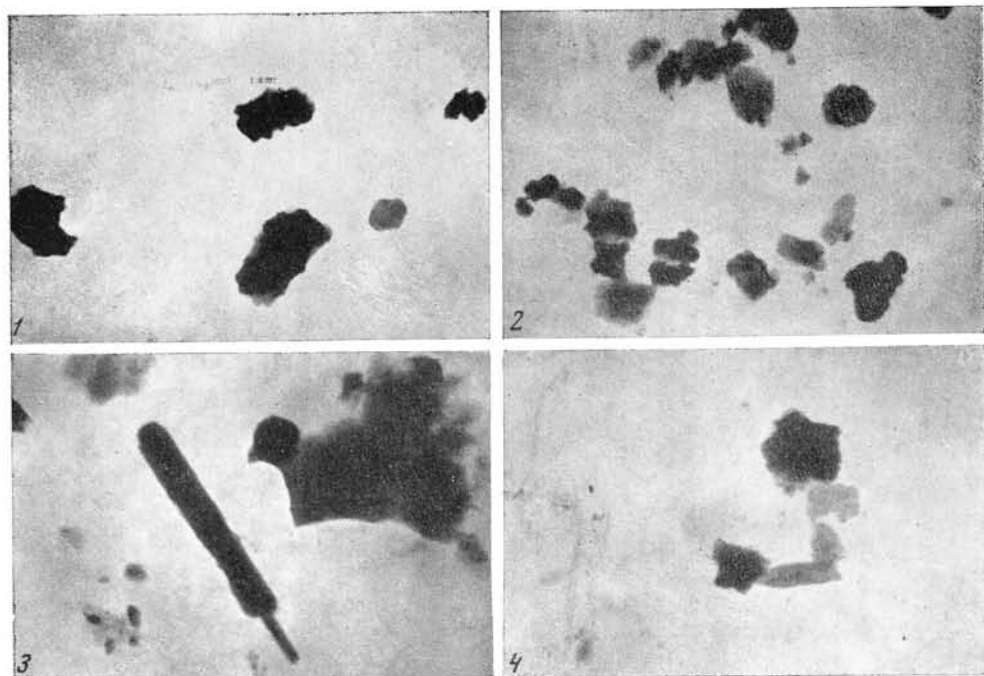


Снимки формы частиц гидрослюдистых продуктов коры выветривания на участке Пятачок
 1 — обр. М-92, увел. 10 500, 2 — обр. М-93, увел. 6250, 3 — обр. М-93, увел. 9000, 4 — обр. М-94, увел. 9000,
 5 — обр. М-95, увел. 6300.

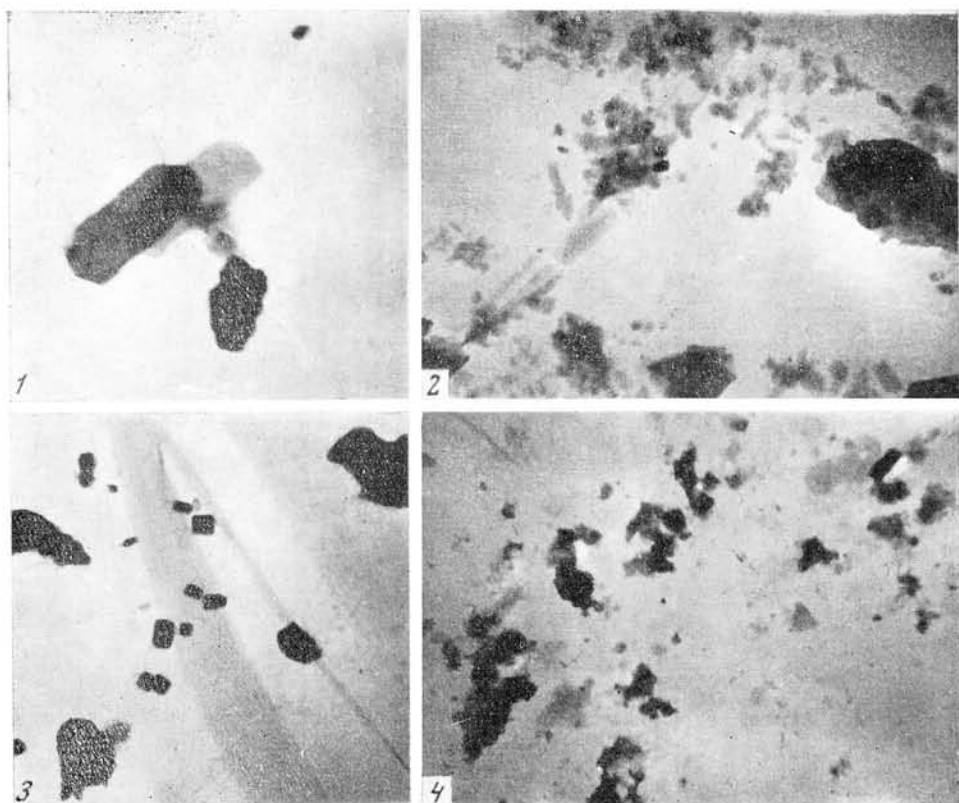


Снимки формы частиц глинистой фракции коры выветривания кимберлита трубки Ленинградская

1 — обр. С-22, увел. 9000, 2 — обр. С-22, увел. 10 500, 3 — обр. С-22, увел. 8200, 4 — обр. С-23, увел. 9300, 5 — обр. С-23, увел. 10 500, 6 — обр. С-26, увел. 10 500



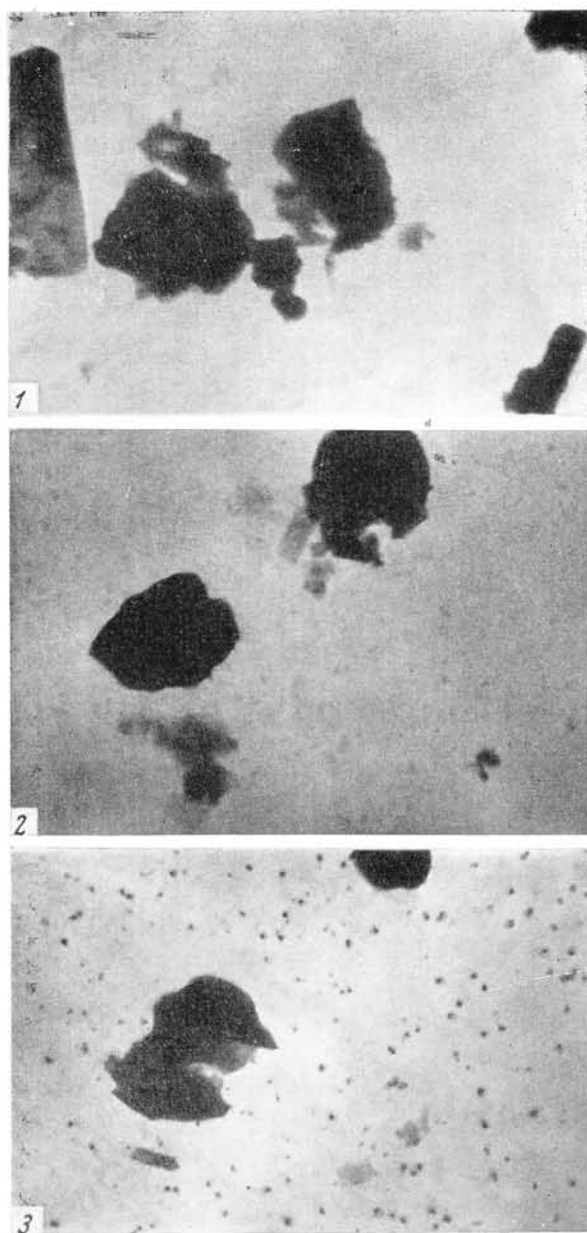
Снимки формы частиц глинистой фракции элювия кимберлита трубки Зарница
 1 — обр. С-31, увел. 8250, 2 — обр. С-32, увел. 6300, 3 — обр. С-33, увел. 10 700, 4 — обр. С-31,
 увел. 8500.



Снимки формы частиц глинистой фракции кимберлита типа «желтой земли» из трубки Мир

1 — крупные пластинки гидрослюда, обр. Т-1, увел. 9250, 2 — гидрослюда, обр. Т-2, увел. 3250, 3 — пирит, обр. Т-2, увел. 6300, 4 — хлорит, обр. Т-3, увел. 4250

Таблица IX



Снимки формы частиц глинистой фракции элювия кимберлита
трубки Дайковая

1 — увел. 8500, 2 — увел. 6300, 3 — увел. 7600

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев М. Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилуйской впадины и долины нижнего течения р. Лены. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Арсеньев А. А. Юрские отложения Тунгусско-Вилуйского прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1955, 105, № 1.
- Бабаян Г. Д., Бархатов Г. В., Бобров А. К. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность Якутской АССР. М., Гостоптехиздат, 1960.
- Бартошинский Э. В. Сравнительная характеристика алмазов из различных алмазоносных районов Западной Якутии.— Геол. и геофиз., 1961, № 6.
- Бессолицын Е. Г. Древние коры выветривания Иркутской области.— В сб.: «Кора выветривания», вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Бессолицын Е. Г., Файнштейн Г. Х. Некоторые данные о корях выветривания юга Сибирской платформы в границах Иркутской области. В кн.: «Кора выветривания», вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Битерман И. М. Стратиграфия синийских отложений Оленекского и Куойско-Далдынского поднятий.— Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. Тезисы докладов. Л., 1961.
- Битерман И. М., Кутейников Е. С., Леонов Б. Н., Натапов Л. М. Новые данные о нижнекаменноугольных отложениях северо-востока Сибирской платформы.— Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. Тезисы докладов. Л., 1961.
- Бобриневич А. П. и др. Алмазные месторождения Якутии. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Бобриневич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М., Изд-во «Недра», 1964.
- Бобриневич А. П., Соболев В. С. Кимберлитовая формация северной части Сибирской платформы. Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Борисов В. А. Кварцево-каолиновые образования северной части Рыбинской впадины.— В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края», вып. 2. Красноярское книжное изд-во, 1961.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., Изд-во «Наука», 1964.
- Боткунов А. И. Некоторые закономерности распределения алмазов в трубке Мир.— Записки Всес. мин. об-ва 1964, 93, № 4.
- Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных формаций. В кн.: «Петрография Восточной Сибири», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Валиетер А. П. О древних корях выветривания и некоторых вопросах континентальной истории на Северо-Востоке СССР.— Журнал «Колыма», 1965, № 1.
- Васильев В. Г., Ковальский В. В., Черский Н. В. Проблема происхождения алмазов. Якутское книжное изд-во, 1961.
- Вахрамеев В. А., Пушаровский Ю. М. О геологической истории Вилуйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба в мезозойское время. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Виноградов В. А., Кабаньков В. Я., Красильников А. А., Эрлих Э. Н. Стратиграфия синийских отложений северо-западной части Якутской АССР.— Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. Тезисы докладов. Л., 1961.
- Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. Изд-во МГУ, 1962.
- Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификации. В сб.: «Кора выветривания», вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гоньшакова В. И. Трапповая формация юго-восточной части Сибирской платформы. В кн.: «Петрография Восточной Сибири», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Гримм Р. Е. Минералогия глин. М., ИЛ, 1956.

- Думитрашко Н. В. Геоморфологический очерк долины верхней Лены.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1955, 65.
- Дьяков А. Г., Бартошинский З. В. Транспортировка и характер износа алмазов аллювиальных россыпей Западной Якутии. Алмазы Якутии.— Труды ЯФ СО АН СССР, серия геол., 1961, № 6.
- Егоров Л. С., Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. М. Гулинская интрузия ультраосновных щелочных пород.— Труды НИИГА, 1961, 122.
- Запорожцева А. С. Продукты коры выветривания в основании отложений мезозоя Усть-Енисейского района.— Труды НИИГА, 1956, 89, вып. 6.
- Зольников В. Г. Продукты метаморфизма на контакте кимберлитов с вмещающими породами и включениями.— Труды ЯФ СО АН СССР, 1963, сб. 9.
- Иванов Г. И. Древняя кора выветривания на кристаллических породах в бассейне р. Котуйкан (западный склон Анабарского поднятия).— Геол. и геофиз., 1964, № 2.
- Иванова В. П. Термограммы минералов.— Записки Всес. мин. об-ва серия 2, 1961, ч. 90.
- Изаров В. Т., Харьков А. Д., Черный Е. Д. О возрасте кимберлитовых тел Далдыно-Алакитского района.— Геол. и геофиз., 1963, № 9.
- Илупин И. П. Распространение и генезис некоторых гидротермальных и гипергенных минералов в кимберлитах Якутии.— Сов. геология, 1962, № 3.
- Кабаньков В. Я. Стратиграфия кембрийских отложений северо-восточного склона Анабарского поднятия.— Труды НИИГА, 1959, 101.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Ковальский В. В. Кимберлитовые породы Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Козлов И. Т., Щукин В. Н. Кора выветривания на трапах центральной части Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., 1964, № 2.
- Козловская С. Ф., Краснов И. И. Существуют ли поверхности выравнивания на Средне-Сибирском плоскогорье? М., Изд-во АН СССР, 1962, № 2.
- Коржув С. С. Морфоструктурные особенности рельефа Сибирской платформы и нестектоника.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1960, № 4.
- Коротун В. В. О древней коре выветривания пород доюрского фундамента Западно-Сибирской низменности.— Труды СНИИГИМС, 1962, вып. 26.
- Красильщиков А. А., Виноградов Л. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике докембрия центральной части Оленекского поднятия.— Информ. бюлл. НИИГА, 1960, вып. 22.
- Крутойрский М. А., Жуков В. В., Осипова Э. В., Пинчук Л. Я. Основные этапы и факторы формирования россыпей алмазов на Анабаро-Оленекском междуречье. В кн.: «Геология россыпей». М., Изд-во «Наука», 1965.
- Крутойрский М. А., Лопатин Б. Г., Быстрова Г. А. и др. Кимберлиты бассейнов рек Омонос и Укуит.— Труды НИИГА, 1959, 65, вып. 13.
- Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Лебедев А. П., Бердичевская М. Е. О кислых эффузивах в составе гальки нижнеюрских конгломератов среднего течения р. Вилюя.— Док. АН СССР, 1952, 86, № 2.
- Лебедев А. А., Смирнов Г. И. Серпентинизация в кимберлитах.— Труды ЯФ АН СССР, 1963, сб. 9.
- Левина А. П. О геоморфологии Мало-Ботуобинского алмазоносного района.— Материалы по геол. и полезным ископ. Якутской АССР, вып. 4. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Левина А. П. Геоморфология, стратиграфия аллювиальных отложений и основные этапы развития долины р. Вилюя.— Материалы по геол. и полезным ископ. Якутской АССР, вып. 11. М., Госгеолтехиздат, 1962а.
- Левина А. П. О строении и распространении аллювиальных отложений древних долин в бассейне Среднего Вилюя.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1962б, № 52.
- Леонов Б. Н. Геоморфологическое районирование и вопросы генезиса рельефа Сибирской платформы.— Труды ВАГТ, 1961, вып. 7.
- Леонов Б. Н. Основные черты геологии северо-востока Сибирской платформы.— Труды ВАГТ, 1962, вып. 8.
- Леонов Б. Н., Гогина Н. И., Галабала Р. О. Водораздельные галечники и эйские отложения в бассейне рек Мархи, Тунга. В кн.: «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Леонов Б. Н., Прокопчук Б. И. Россыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы и некоторые вопросы методики их поисков. В кн.: «Геология россыпей». М., Изд-во «Наука», 1965.
- Леонов Б. Н., Прокопчук Б. И., Орлов Ю. Л. Алмазы Приленской области. М., Изд-во «Наука», 1966.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Леонов Б. Н. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Сибирской платформы.— Труды Межедомств. совещания по разработке унифицированных схем Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1957.

- Лунгерсгаузен Г. Ф., Леонов Б. Н. Основные черты геоморфологии Сибирской платформы.— Материалы Второго геоморфол. совещания. М., 1959.
- Масайтис В. А. Новые данные о распространении юрских отложений в пределах Вилуйско-Ангарского прогиба.— Труды ВСЕГЕИ, 1957, вып. 7.
- Масайтис В. А. Интрузии расколов Вилуйско-Мархинской флексуры.— Труды ВСЕГЕИ, 1959, вып. 24.
- Масайтис В. А. Трапповая формация бассейна р. Вилуй. В кн.: «Петрография Восточной Сибири», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Мейнер В. В. Стратиграфия девонских отложений севера Тунгусской синеклизы.— Труды НИИГА, 1961, 125, вып. 17.
- Милашев В. А. Среднепалеозойская кора выветривания в Вилуйских горах.— Труды НИИГА, 1959, 101, вып. 10.
- Милашев В. А. Кимберлитовые породы Анабаро-Оленекского района и некоторые вопросы их генезиса.— Автореф. канд. дисс. Л., Изд-во ЛГУ, 1961.
- Милашев В. А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности.— Труды НИИГА, 1965, 139.
- Милашев В. А., Рабкин М. И. Кимберлиты Анабаро-Оленекской провинции и вопросы их генезиса.— Труды ЯФ СО АН СССР, 1963, сб. 9.
- Милашев В. И., Шульгина Н. И. Новые данные о возрасте кимберлитов Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1959, 126, № 6.
- Минаева Ю. И. О среднепалеозойской коре выветривания северо-востока Сибирской платформы.— Труды ВАГТ, 1962, вып. 8.
- Мирошников Л. Д. О происхождении и возрасте каолинов Северного Таймыра.— Записки Всес. мин. об-ва, 1960, ч. 89, вып. 4.
- Михалев Г. П., Аржаков Н. Д. Некоторые геологические особенности нижнеюрских алмазоносных отложений района кимберлитовой трубки Мир.— Научные сообщения ЯФ СО АН СССР, 1962, серия геол., вып. 7.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К. и др. Тектоническое строение Якутской АССР. М., Изд-во «Наука», 1964.
- Невяжский И. И., Биджиев Р. А. Эоловые формы рельефа Центральной Якутии.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1960, № 3.
- Одинцова М. М. Палеогеографические факторы россыпеобразования на границе позднего карбона и раннепермского времени на Оленекско-Мархинском междуречье.— Материалы по геол. и полезным ископ. Якутской АССР, 1962, вып. 10.
- Одинцова М. М., Смирнова О. К. Палеогеографические условия образования алмазных континентальных и морских россыпей в центральной и северо-восточной частях Сибирской платформы.— Труды ЯФ СО АН СССР, серия геол., 1963, № 9.
- Одинцова М. М., Смирнова О. К. Об алмазоносности верхнепалеозойских и нижнепалеозойских отложений Якутии. В кн.: «Геология россыпей». М., Изд-во «Наука», 1965.
- Одинцова М. М., Смирнова О. К., Мазилев В. И., Могутева Т. Т. Алмазоносность юрских отложений Приверхоянского прогиба.— Материалы по геол. и полезным ископ. Якутской АССР, 1962, вып. 10.
- Одинцова М. М., Файнштейн Г. Х. О геологии и возрасте древних алмазоносных россыпей в бассейне р. Малой Ботубини.— Труды ЯФ СО АН СССР, 1961, № 6.
- Орлов Ю. Л., Прокончук Б. И. Алмазы из русловых отложений р. Моторчуну (Приленская алмазоносная область). Труды Мин. музея им. А. Е. Ферсмана, 1965, вып. 16.
- Осипова З. В. Литология базальных горизонтов среднелайсовых отложений северо-восточной части Сибирской платформы в связи с их алмазоносностью.— Ученые записки НИИГА, 1963, вып. 1.
- Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. В кн.: «Тектоника СССР», т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1, 3.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 18. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия петр., 1948, вып. 95.
- Петрякова О. В. Минералогический состав глин юрских отложений Западной Якутии.— Материалы по геол. и полезным ископ. Якутской АССР, 1961, вып. 8.
- Плотникова М. И. О находке древней коры выветривания в верховьях р. Нижней Тунгуски.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1959, вып. 23.

- Плотникова М. И., Кардопольцева О. И., Липатова В. А. и др. Палеогеография Приленского района в связи с формированием алмазных россыпей. В кн.: «Геология россыпей». М., Изд-во «Наука», 1965.
- Плотникова М. И., Кардопольцева О. И., Салтыков О. Г. и др. Стратиграфия и литология «водораздельных галечников» Мархино-Тюнгского междуречья и палеогеография времени их накопления в связи с историей формирования алмазоносных россыпей бассейна р. Мархи.— Труды ЯФ СО АН СССР, 1963, сб. 9.
- Плотникова М. И., Кардопольцева О. И., Салтыков О. Г., Уманец В. Н. Палеогеография междуречья рек Мархи и Тюнги в кайнозой в связи с историей формирования алмазоносных россыпей (Восточная Сибирь).— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1960, 90.
- Плотникова М. И., Уманец В. Н., Кардопольцева О. И. Результаты литологического исследования алмазоносных россыпей, связанных с «водораздельными галечниками» восточной части Сибирской платформы. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Прокопчук Б. И. Неотектоника Лено-Оленекского междуречья и влияние ее на размещение и обогащение аллювиальных россыпей алмазов.— Гсссл. и разведка, 1962, № 12.
- Прокопчук Б. И. Первая находка алмазов в келловейских отложениях северо-восточной части Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 9.
- Прокопчук Б. И. Кора выветривания оксфорд-кимериджского возраста на северо-востоке Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1965, 164, № 6.
- Прокопчук Б. И. К истории формирования разновозрастных россыпей алмазов на северо-востоке Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 4.
- Прокопчук Б. И., Израилев Л. М. Первые находки алмазов в нижнеюрских базальных конгломератах западного склона Приверхоанского краевого прогиба.— Докл. АН СССР, 1962, 147, № 4.
- Прокопчук Б. И., Израилев Л. М. Алмазы северо-восточной части Сибирской платформы, приуроченные к нижнеюрским внутриформационным конгломератам и галечникам.— Сов. геология, 1964, № 2.
- Прокопчук Б. И., Израилев Л. М., Ильин П. А. и др. Алмазоносность Приленского района.— Труды ЯФ СО АН СССР, серия геол., 1963, сб. 9.
- Прокопчук Б. И., Кострюков М. С., Королева Н. М. Сохранность пиропла в зависимости от условий транспортировки рыхлых отложений.— Геол. и разведка, 1964, № 5.
- Прокопчук Б. И., Сергиенко В. М., Макарова Н. В. Алмазы северо-восточной части Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1964, 154, № 2.
- Прокопчук Б. И., Сусов М. В. Алмазоносность верхнеюрских конгломератов на северо-востоке Сибирской платформы.— Разведка и охрана недр, 1960, № 6.
- Рабкин М. И. Докембрий Анабарского щита. В кн.: «Стратиграфия и корреляция докембрия». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Рабкин М. И., Виноградов В. А., Красильщиков А. А. Архейские и нижнепротерозойские образования севера Сибирской платформы.— Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. Л., ВСЕГЕИ. 1961.
- Рабкин М. И., Крутойский М. А., Милашев В. А. Классификация кимберлитовых пород Якутии и их номенклатура.— Труды НИИГА, 1962, 121, вып. 18.
- Ревердатто М. В. К геоморфологии древней долинной сети бассейна среднего течения р. Лены и террас рек Лены и Вилюя.— Геол. и геофиз., 1960, № 4.
- Рожков И. С. Основные факторы образования россыпей и характеристика их типов.— Разведка и охрана недр, 1955, № 6.
- Рожков И. С. Основы методики разведки россыпей. Якутское книжное изд-во, 1959.
- Рожков И. С. Закономерности формирования россыпных месторождений восточной части Сибирской платформы. В сб.: «Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах». М., Изд-во АН СССР, 1960а.
- Рожков И. С. Генетические типы алмазных россыпей Мало-Ботуобинского района Западной Якутии.— Геол. и геофиз., 1960б.
- Рожков И. С. Размещение древних ископаемых россыпей и факторы, контролирующие их образование. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960в.
- Рожков И. С. Геологические особенности алмазных месторождений и задачи научных исследований.— Труды ЯФ СО АН СССР, 1962, сб. 8.
- Рожков И. С. Древняя кора выветривания на кимберлитовых породах.— В сб.: «Кора выветривания», 1963, № 6.
- Рожков И. С. Условия образования и локализация алмазных россыпей. В сб.: «Проблемы генезиса руд». М., Изд-во «Недра», 1964а.
- Рожков И. С. Закономерности размещения россыпей и их коренных источников на территории Якутии. В сб.: «Геология россыпей Якутии». М., Изд-во «Наука», 1964б.

- Рожков И. С., Ковальский В. В. Условия образования и размещения кимберлитовых тел в восточной части Сибирской платформы. В кн.: «Вопросы металлогении». М., Изд-во «Недра», 1965.
- Рожков И. С., Михалев Г. П. О генетических типах алмазоносных россыпей Мало-Ботуобинского района.— Труды ЯФ СО АН СССР, 1963, сб. 9.
- Рожков И. С., Михалев Г. П., Зарецкий Л. М. Алмазоносные россыпи Мало-Ботуобинского района Западной Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Рожков И. С., Русанов Б. С. Значение геоморфологического районирования при поисках россыпей.— Труды геоморфол. комис. Изд-во МГУ, 1960.
- Савицкий В. Е. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-восточной части Сибирской платформы.— Автореф. канд. дисс. Л., 1959.
- Савицкий В. Е., Демокидов К. К., Кабаньков В. Я. и др. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З. О возможных размывах Сибирской платформы в мезозое.— Информ. бюлл. НИИГА, 1958, № 7.
- Сибирцев Ю. М., Прокопчук Б. И. Новые данные о возрасте кимберлитов северо-восточной части Сибирской платформы (бассейн р. Куойки).— Докл. АН СССР, 1962, 144, № 3.
- Смирнов Л. П. Древние коры выветривания на кристаллических породах Анабарского щита.— Ученые записки НИИГА, региональная геология, 1965, вып. 5.
- Смирнова О. К. Материалы к стратиграфии нижнеюрских алмазоносных отложений в долине р. Тюнг.— Труды ЯФ СО АН СССР, 1961, сб. 6.
- Соболев В. С. Геология меторождений алмазов Африки, Австралии, Борнео и Северной Америки. М., Госгеолтехиздат, 1951.
- Соболев В. С. Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии.— Геол. и геофиз., 1962, № 7.
- Соколов А. А. Гидрография СССР. Л., Гидрометеониздат, 1952.
- Соколов Б. Н., Шубин В. А. О возможностях выявления новых кимберлитовых тел в районе, прилегающем к трубке Мир.— Разведка и охрана недр, 1964, № 12.
- Стрелков С. А. Новые данные о рельефе и четвертичных отложениях долины р. Лены к северу от Полярного круга.— Труды НИИГА, 1957, 89, вып. 6.
- Стрелков С. А. Север Сибири, история развития рельефа. М., Изд-во «Наука», 1965.
- Тимофеев В. И., Гусев Г. С. К закономерностям размещения россыпных месторождений алмазов северо-восточной части Сибирской платформы. Труды ЯФ СО АН СССР, 1963, сб. 9.
- Тимофеев В. И., Михайлов В. А. Геоморфология и неотектоника Молодо-Сюгюдинского района и закономерности размещения современных алмазоносных россыпей. В сб.: «Геология россыпей Якутии». М., Изд-во «Наука», 1964.
- Трофимов В. С. Палеозойские кимберлиты на Сибирской платформе.— Докл. АН СССР, 1960, № 4.
- Трофимов В. С. Об источнике алмазов в россыпях р. Мархи.— Труды ЯФ СО АН СССР, 1961а, сб. 6.
- Трофимов В. С. Некоторые закономерности размещения алмазных месторождений на Сибирской платформе.— Труды ЯФ СО АН СССР, 1961б, сб. 6.
- Уманец В. Н. Древняя кора выветривания на трапах восточной части Сибирской платформы.— Материалы ВСЕГЕИ, 1960, вып. 40.
- Уханов А. В., Духанин С. Ф., Забурдин К. С. Кимберлиты бассейнов рек Омонос и Укуки.— Труды НИИГА, 1959, 65, вып. 13.
- Файнштейн Г. Х. Фации и палеогеография нижнелейасовых отложений алмазоносных районов северо-восточной части Ангара-Вилуйского прогиба.— Материалы по геол. и полезным ископ. Якутской АССР, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Файнштейн Г. Х. Закономерности формирования и размещения алмазных россыпей Западной Якутии.— Материалы по геол. и полезным ископ. Якутской АССР, вып. 9. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Файнштейн Г. Х. Палеогеографические условия формирования континентальных мезозойских россыпей южной и северо-восточной частей Сибирской платформы. В кн.: «Геология россыпей». М., Изд-во «Наука», 1965.
- Файнштейн Г. Х., Одинцова М. М. Закономерности размещения россыпных месторождений алмазов в северной и центральной частях Сибирской платформы. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Францессон Е. В. Состав и строение кимберлитовой трубки Мир.— Труды ЯФ СО АН СССР, 1962, сб. 8.
- Харьков А. Д. Геология, петрография и минералогия кимберлитов Мунского и Алаkit-Мархинского алмазоносных районов. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1964.
- Чистяков Г. Е. Водные ресурсы рек Якутии. М., Изд-во «Наука», 1964.
- Штех Г. И. Глубинная тектоника Вилуйской впадины.— Материалы по геол. и полезным ископ. Якутской АССР, вып. 4. Якутск, 1961.

- Штех Г. И. О докембрийском фундаменте Вилуйской впадины.— Материалы по геол. и полезным ископ. Якутской АССР, 1963, вып. 11.
- Эрлих Э. Н. О строении кристаллического фундамента Сибирской платформы в районе Суханского прогиба.— Труды НИИГА, 1962, 121, вып. 18.
- Stubicon V., Roy R. Isomorphous substitution and infra-red spectra of the layer silicates.— J. Amer. Mineralogist, 1961, 46, № 1—2.
- Stubicon V., Roy R. Infra-red spectra of the layer lattice silicates.— J. Amer. Ceram. Soc. 1961, 44, № 12.
- Stubicon V., Roy R. A new approach to assignment of the infra-red absorption bands in layer silicates.— J. Crystallography, 1966, 115, № 3—4.
- vivaldi T., Martin Z., Galdo M., Rodrigulz. Some problems in the identification of clay minerals in mixtures by x-ray diffraction.— Clay Minerals Bull. 1961, 4, № 26.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Геологическое строение и геоморфология Якутской алмазоносной провинции	5
Геологическое строение	5
Архейский комплекс	5
Синийский комплекс	6
Кембрий	7
Ордовик	9
Силур	10
Девон	10
Карбон	10
Пермь	10
Триас	10
Юра	12
Мел	12
Палеоген	13
Неоген	13
Антропоген	13
Магматизм	13
Кимберлиты	18
Геоморфологические особенности	23
Основные рельефообразующие факторы	24
Морфология рельефа	26
Геоморфология речных долин	34
Древние коры выветривания Якутской алмазоносной провинции	52
Кора выветривания допермского возраста	53
Кора выветривания на осадочных породах	54
Кора выветривания на кимберлитовых породах	61
Кора выветривания послепермского — доюрского возраста	75
Кора выветривания на осадочных породах	76
Кора выветривания на траппах	83
Кора выветривания на кимберлитах	88
Алмазоносные россыпи	106
Ботуобинская алмазоносная область	110
Алмазоносные районы Ботуобинской области	116
Мирненский алмазоносный район	116
Вилуйский алмазоносный район	127
История формирования рыхлых отложений и образование алмазоносных россыпей	131
Далдыно-Алакитская алмазоносная область	133
Алмазоносные районы Далдыно-Алакитской области	140
Айхальский алмазоносный район	141
Далдынский алмазоносный район	151
История формирования рыхлых отложений и образование алмазоносных россыпей	155
Анабарская алмазоносная область	156
Алмазоносные районы Анабарской области	163
Куонапский алмазоносный район	163
Нижне-Оленекский алмазоносный район	168
Средне-Оленекский алмазоносный район	175
Верхне-Мунский алмазоносный район	180
История формирования рыхлых отложений и образование алмазоносных россыпей	182
Марха-Тюнгская алмазоносная область	184
Алмазоносные районы Марха-Тюнгской области	187
Тюнгский алмазоносный район	187

Средне-Мархинский алмазоносный район	197
История формирования рыхлых отложений и образование алмазоносных россыпей	202
Приленская алмазоносная область	205
Алмазоносные районы Приленской области	211
Экитский алмазоносный район	211
Молодо-Сюнгюдинский алмазоносный район	214
Моторчунский алмазоносный район	232
Нижне-Мунский алмазоносный район	238
История формирования рыхлых отложений и образование алмазоносных россыпей	245
Эпохи формирования россыпей Западной Якутии	256
Допермская — пермская эпоха	256
Триас-юрская эпоха	257
Палеоген-неогеновая эпоха	258
Четвертичная эпоха	258
Классификация алмазоносных россыпей Западной Якутии	260
Карбон-пермские россыпи	260
Рэт-лейасовые россыпи	261
Юрские россыпи алмазов	262
Палеоген-неогеновые россыпи	263
Четвертичные россыпи	263
Морфологические типы алмазов и их отличительные особенности	265
Морфологические особенности алмазов	267
Заключение	268
Литература	273
Таблицы I—IX	279

И. С. Рожков, Г. П. Михалев, Б. И. Прокопчук, Э. А. Шамкина

Алмазоносные россыпи Западной Якутии

Утверждено к печати

*Институтом геологии Якутского филиала
Сибирского отделения АН СССР*

Редактор Издательства Долгушин И. Ю.
Технический редактор О. Г. Ульянова

Сдано в набор 10/VII—1967 г. Подп. к печ. 6/XI 1967 г. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1.
Усл. печ. 25,4. Уч.-изд. л. 25,4. Тираж 1500 экз. Тип. зак. 6818.

Цена 1 р. 89 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10