



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

Труды Всесоюзного научно-исследовательского института
пьезооптического минерального сырья

Том III

Выпуск I

Е. Я. КИЕВЛЕНКО

ИСЛАНДСКИЙ ШПАТ В ТРАППАХ СИБИРСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ

ВНИИГ
8-е Главное Управление

Москва 1959

Редакционная коллегия

В. П. Бутузов (отв. редактор), Н. Д. Меркурьев (зам отв.
редактора), Н. П. Ермаков, Б. Я. Меренков, Е. Я. Киевленко,
И. Н. Аникин, Г. В. Бабанов (отв. секретарь)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Исландский шпат — прозрачная крупнокристаллическая разновидность кальцита — широко применяется в оптической промышленности благодаря своему высокому двупреломлению. Все его крупнейшие месторождения в Исландии и Южной Африке генетически связаны с основными магматическими породами.

В Советском Союзе аналогичные месторождения известны на Сибирской платформе, в области распространения трапповой формации.

Исландский шпат на этой территории был известен еще с конца XVIII века, однако его месторождения, в связи с трудной доступностью, начали осваиваться только в 30—40-х годах текущего столетия.

Из числа геологов, вложивших много труда в непосредственное изучение кальцитонности сибирских траппов, в первую очередь необходимо отметить *К. К. Атабаева, В. Г. Бондаря, Н. Н. Будакова, В. В. Гуринова, Е. И. Гуринову, К. Ф. Гурьянова, Ю. И. Дмитриева, И. А. Золотухина, Ю. Я. Касьяна, И. А. Кирсанова, М. Е. Крекова, С. А. Кузовкина, Р. И. Милосердову, Р. Г. Раскину, Г. Б. Рудника, Б. А. Синельщикова, В. П. Ставровского, Л. И. Четверикова* и других. Важную роль в развитии представлений об условиях образования и генетических типах месторождений сыграли труды *В. П. Левского, В. Г. Дитмара, М. Г. Равича, Г. Г. Моора* и в особенности *А. В. Скропышева*.

Задача настоящей работы состоит в обобщении имеющихся данных по кальцитонности Сибирской платформы и в освещении закономерностей формирования и пространственного размещения месторождений. Результаты анализа большого фактического материала позволили предложить новую промышленно-генетическую классификацию месторождений и наметить основные черты низкотемпературного гидротермаль-

ного процесса, связанного с трапповой магмой и обусловившего образование исландского шпата и его спутников — цеолитов и халцедона.

Благоприятные геологические предпосылки дают возможность рекомендовать перспективные площади для поисков исландского шпата в пределах Сибирской платформы.

Автор считает своим долгом выразить искреннюю благодарность проф. *Н. И. Хитарову* за помощь в проведении ряда экспериментов и в их интерпретации, докторам геолого-минералогических наук *Н. П. Ермакову*, *А. П. Лебедеву*, *В. П. Петрову*, *Е. К. Устиеву*, главному геологу экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста *Н. В. Дренову* за ценные советы и замечания, а также *Н. И. Андрусенко*, выполнившей минерало-термометрические исследования.

ГЛАВА I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СИБИРСКОЙ КАЛЬЦИТОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Сибирской кальцитоносной провинцией автор называет обширную область в Енисейско-Ленском междуречье с многочисленными проявлениями исландского шпата в трапповой формации Сибирской платформы.

Границы провинции условно могут быть проведены от озер Хантайского и Агаты на севере до р. Ангары на юге и от низовьев р. Нижней Тунгуски на западе до среднего течения р. Вилюя на востоке (рис. 1).

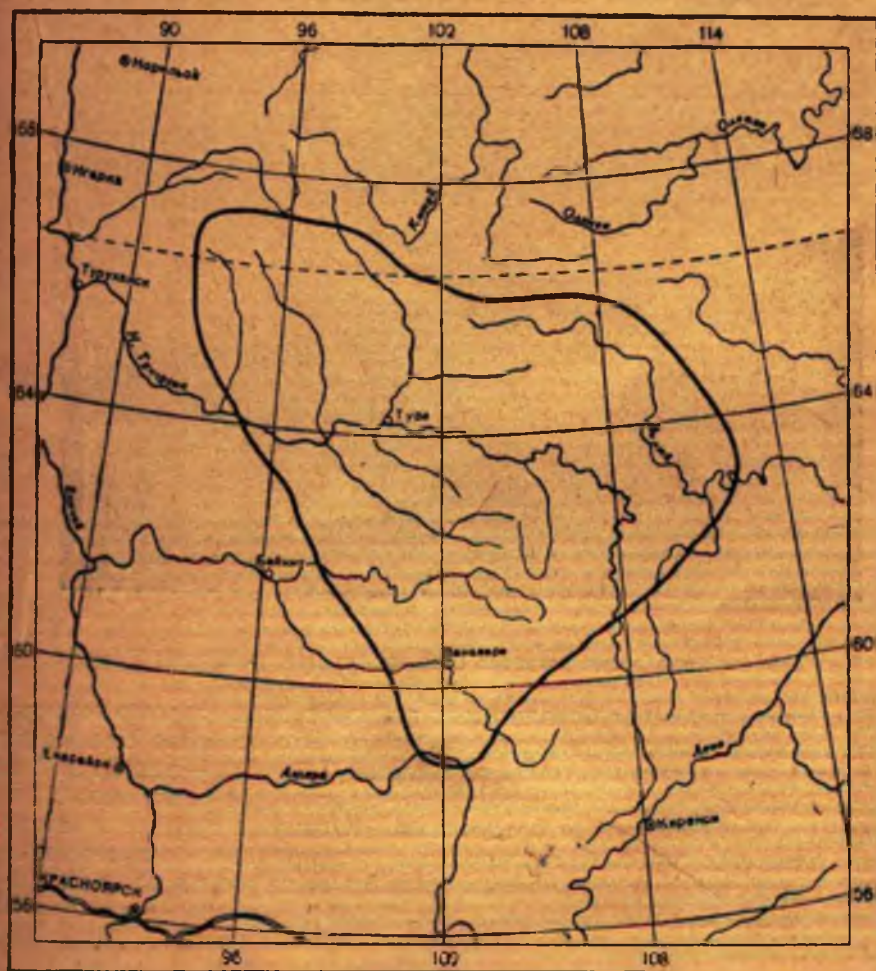


Рис. 1. Контуры Сибирской кальцитоносной провинции

Территория кальцитонной провинции представляет собой таежный малонаселенный край, административно относящийся к Эвенкийскому национальному округу и частично — к Иркутской области и Якутской АССР. Орографически она довольно однородна и является центральной частью Среднесибирского плоскогорья, иногда называемого также Енисейско-Ленской плоской возвышенностью.

Максимальной высоты плоскогорье достигает в горах Путорана у истоков рек Котуя и Хеты (гора Холокит — 1564 м, гора Камень — 1664 м), постепенно понижаясь по всем направлениям. На севере у Таймырско-Хатанской депрессии плоскогорье все еще сохраняет значительную абсолютную высоту, поднимаясь над ней уступом в 200—250 м. К югу, в долине р. Нижней Тунгуски абсолютные отметки редко превышают 700—800 м.

Характерная особенность плоскогорья заключается в тесной зависимости рельефа от геологического строения местности. Это было отмечено одним из первых исследователей Северной Сибири И. П. Толмачевым (69), писавшим: «Геологическое строение и рельеф здесь настолько тесно связаны друг с другом, что, имея в руках геологическую карту, очень часто можно было бы легко разобраться в орографии и наоборот».



Рис. 2. Рельеф в области развития базальтовых лав, р. Нижняя Тунгуска

В области развития базальтовых покровов очень хорошо выдерживается типичная плоская поверхность плато. Это особенно справедливо для верховьев правых притоков р. Нижней Тунгуски — рек Виви, Тембенчи и Кочечумы (плато Сыверма), где плоскогорье сравнительно слабо расчленено эрозионными процессами. Южнее, в среднем и нижнем течении этих рек глубокие и широкие долины разделяют плато на ряд разобщенных столовых гор, возвышающихся над уровнем воды на 250—500 м (рис. 2). Склоны долин обычно пологие, залесенные или крутые, скалистые с характерной ступенчатостью, причем каждый уступ часто соответствует отдельному покрову эффузивных траппов.

Области распространения туфогенных и осадочных пород эродированы, как правило, более сильно, и столовые или высокие островерхие

горы здесь сохранились только в местах выходов крупных интрузивных трапповых тел (рис. 3). Обычно это пластовые залежи, бронирующие водоразделы (хребты Анаон, Лавруска и Иох в бассейне р. Вилюя и другие), либо мощные дайки и штокообразные тела (хребты Тирар, Чемтырле по р. Илимпее и другие).



Рис. 3. Рельеф в области развития туфогенных пород. Столовая гора представляет собой «отпрепарированное» эрозией трапповое тело, р. Илимпея

В третичное и четвертичное время Среднесибирское плоскогорье испытывало значительное поднятие, о чем свидетельствует серия высоких террас в долинах рек. По мнению В. Н. Сакса (56), амплитуда только четвертичного поднятия местами достигала 300—500 м.

Первые сведения о наличии исландского шпата в Енисейско-Ленском междуречье относятся к 1794 г., когда сержант Якутской воинской команды Степан Попов, посланный в бассейн р. Вилюя «для розыска руд и цветных камней», доложил о находке на р. Ахтаранде скоплений этого минерала. Сообщение С. Попова впоследствии было подтверждено Р. Мааком, посетившим р. Вилюй в 1853—1854 гг. Немногом позднее, в 1873 г., А. Л. Чекановский (76) отметил присутствие прозрачной разновидности кальцита в траппах р. Нижней Тунгуски.

Первые образцы якутского оптического кальцита были доставлены промышленником Винокуровым в 1911 г. в Минералогический музей Академии наук и вызвали большой интерес. Однако трудная доступность района долгое время служила непреодолимым препятствием для исследования его кальцитонности.

Только после Великой Октябрьской социалистической революции началось систематическое изучение геологического строения и полезных ископаемых Сибирской платформы. В 20-х годах по инициативе П. Л. Драверта (13, 14, 15) был поднят вопрос о необходимости освоения Вилюйских месторождений исландского шпата. В 1927 г. состоялась успешная экспедиция в этот район, предпринятая Институтом прикладной минералогии под руководством П. А. Низковского. Тогда же на р. Нижней Тунгуске И. М. Суслов обнаружил скопления исландского

шпата, исследовавшиеся затем М. Кравковым (24) и В. П. Левским (32).

Следует отметить, что к этому времени ряд кальцитоносных проявлений был отмечен в ходе общегеологических исследований платформы С. В. Обручевым (50), В. Г. Дитмаром (12), В. С. Соболевым (65) и другими.

Выявленные перспективные районы в 40-х годах были обследованы экспедициями, возглавлявшимися А. В. Скропышевым (58) и А. Т. Жильцовым.

Перечисленными работами была заложена основа для дальнейшего широкого изучения месторождений исландского шпата Сибирской платформы.

ГЛАВА II

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Исландский шпат встречается в средней части Сибирской платформы, занимающей огромную территорию между реками Енисеем и Леной и характеризующейся спокойным залеганием осадочных пород.

Основа современных представлений о геологии района была заложена в 30-х годах, когда С. В. Обручев (50) опубликовал сводный отчет по изучению Тунгусского бассейна, Н. С. Шатский (79) предложил первую схему тектонического строения платформы, а В. С. Соболев (66) охарактеризовал петрологию траппов.

Из других исследований того периода важную роль сыграли работы В. Г. Дитмара (12) в верховьях р. Вилюя и две экспедиции Арктического научно-исследовательского института на р. Нижнюю Тунгуску в 1936—1937 гг. (Д. С. Гантман, И. В. Моисеев, В. П. Тебеньков, Б. И. Тест, Б. В. Ткаченко, Н. А. Шведов, О. Л. Эйно и другие).

К настоящему времени состояние геологической изученности района существенно продвинулось вперед благодаря геологическим съемкам, проведенным главным образом Всесоюзным аэрогеологическим трестом (И. Ф. Белостоцкая, А. А. Боручинкина, Г. Б. Дехтерев, Н. В. Дренов, Б. Н. Леонов, И. М. Фердман и другие) и Иркутским геологическим управлением (А. Г. Баянов, М. Ф. Кузнецов, М. М. Одинцов, Б. В. Успенский, И. А. Чернецкий и другие).

На материале этих съемок в 1955 г. была составлена под редакцией Т. Н. Спижарского сводная геологическая карта платформы в масштабе 1:1 500 000 и в 1958 г. — тектоническая карта в масштабе 1:2 500 000. Большое значение также имеют обобщающие работы А. П. Лебедева (30, 31), В. В. Ляховича (38, 39), М. Л. Лурье и С. В. Обручева (36) по петрографии и особенностям становления трапповой формации; И. И. Краснова и В. Л. Масайтиса (25), Н. С. Зайцева (20), П. Е. Оффмана (53) по тектонике и другим вопросам геологии платформы.

По существующим ныне представлениям, наиболее древними на платформе являются кристаллические сланцы, кварциты, гнейсы и граниты архея, обнажающиеся на ее окраинах в Анабарском и Алданском массивах. В строении складчатого фундамента, кроме того, как это впервые предположил Н. С. Шатский (79), участвуют дислоцированные отложения протерозоя и синия, выходящие на поверхность также в Енисейском крае, Туруханском массиве и главном антиклинории Восточного Саяна.

Осадочный чехол платформы в основном сложен спокойно залегающими морскими нижнепалеозойскими отложениями, а также континентальными и вулканогенными образованиями верхнепалеозойского и мезозойского возраста (рис. 4).

Нижнепалеозойские породы окаймляют выступы докембрийского фундамента, залегая на нем, как правило, с угловым несогласием. В их разрезе выделяются терригенные соленосные и карбонатные отложения

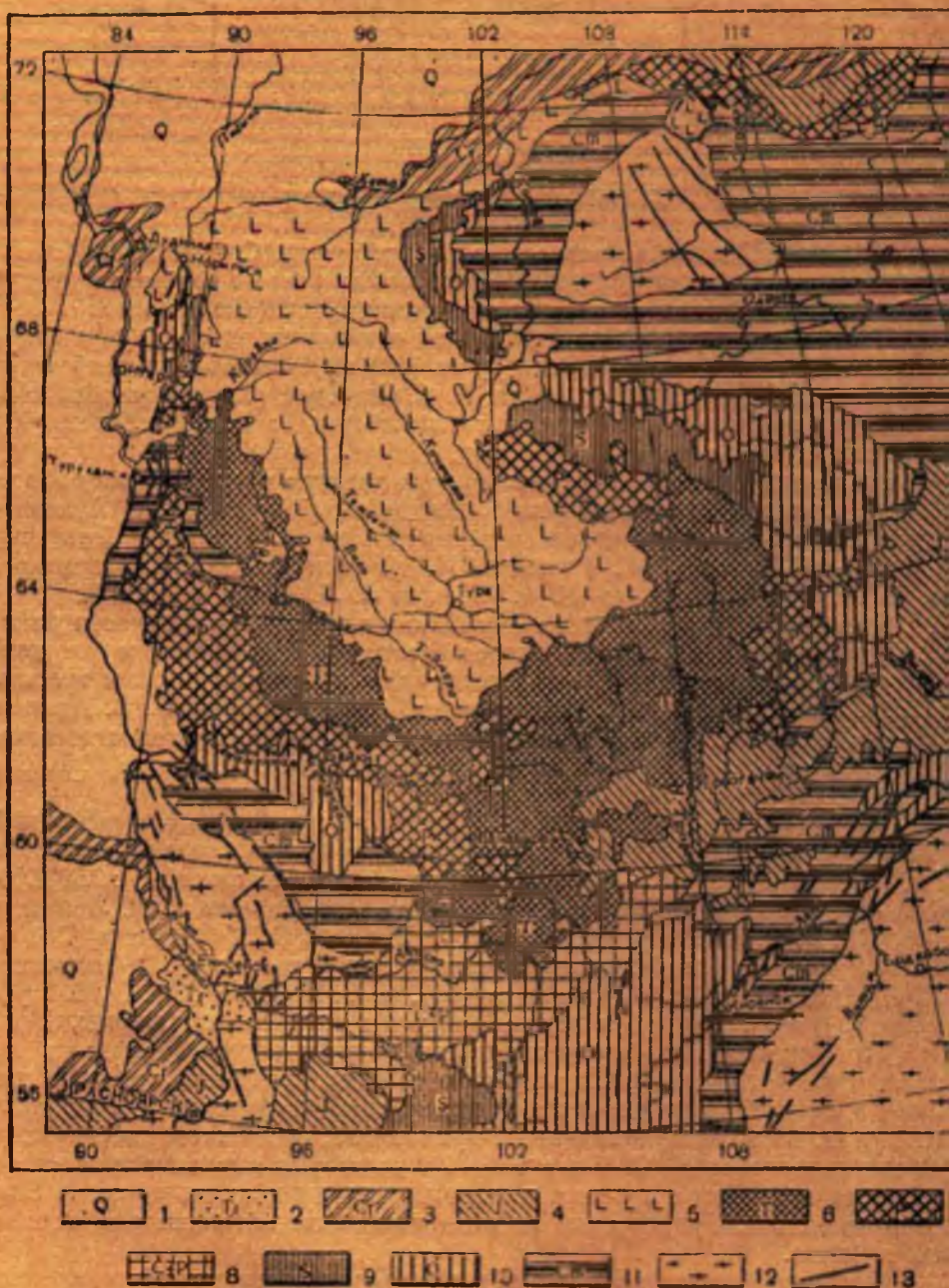


Рис. 4. Схема геологического строения Сибирской платформы (по геологической карте СССР м. 1 : 5 000 000, 1955 г.)
 1 — четвертичные отложения; 2 — третичные отложения; 3 — мел; 4 — юра; 5 — триас (лавовая толща); 6 — триас (туфогенная толща); 7 — пермь; 8 — пермо-карбон; 9 — силур; 10 — ордовик; 11 — кембрий; 12 — докембрий; 13 — крупнейшие тектонические нарушения

нижнего — среднего кембрия, общей мощностью около 2—2,5 км, и мелководные фациально изменчивые пестроцветные породы верхнего кембрия, ордовика и силура, мощность которых не превышает 0,7—1,0 км.

Менее распространены отложения девона и нижнего карбона (мергели и известняки с морской фауной живетского и турнейского ярусов), встречающиеся главным образом на западе платформы и в бассейне р. Мойеро.

Вся центральная часть платформы, от нижнего течения р. Ангара до верховьев р. Хеты, занята континентальными угленосными отложениями среднего — верхнего карбона — перми и туфогенной толщей нижнего триаса, венчающейся эффузивными покровами базальтов того же возраста. Этот комплекс пород, заполняющий обширную Тунгусскую синеклизу, имеет суммарную мощность до 2,5—3,0 км.

На востоке в бассейне среднего и нижнего течения р. Вилюя развиты главным образом нижнеюрские терригенные породы пресноводного происхождения, морские отложения доггера и континентальная угленосная толща верхней юры и мела.

Особую роль в строении платформы играет мезозойская трапповая формация, в состав которой входят пирокластические образования, лавовые покровы и гипабиссальные интрузии основной магмы. Среди них преобладают оливиновые базальты и долериты¹, гораздо реже встречаются пикритовые, гиперстеновые и троктолитовые долериты, тешениты, долерит-пегматиты и другие дифференциаты траппов нормального ряда. Основной формой залегания интрузивных траппов являются пластовые залежи (силлы), штокообразные тела, дайки и жилы. При этом для интенсивно слоистых палеозойских пород характерны мощные силлы, прослеживающиеся на десятки километров, а в туфогенной нижнетриасовой толще обычно встречаются пластообразные, неправильные по форме и различные секущие трапповые тела.

Ниже будут рассмотрены основные черты геологического строения бассейнов среднего течения р. Нижней Тунгуски и верхнего Вилюя, в пределах которых расположена большая часть проявлений исландского шпата.

1. Стратиграфия

В геологическом строении бассейна среднего течения р. Нижней Тунгуски и верховьев р. Вилюя участвуют главным образом горные породы нижнетриасового возраста, представленные преимущественно туфогенной и лавовой фациями траппов. Значительно реже встречаются пермские песчаные и угленосные отложения, а также мергели, известняки и доломиты нижнего палеозоя и континентальная толща нижней юры.

Как видно на рис. 5, суммарная мощность стратиграфического разреза перми и нижнего триаса увеличивается по направлению с востока на запад от 300 до 1000 м, что связано с глубоким погружением центральной части Тунгусской синеклизы.

Нижний палеозой

Разрез нижнего палеозоя в бассейне среднего течения р. Нижней Тунгуски и в верховьях Вилюя далеко не полон и ограничивается пермским кембрием, нижним ордовиком и нижним силуром.

¹ Здесь, как и при дальнейших описаниях, использована терминология траппов, предложенная М. Л. Лурье (35).

К этой же свите, вероятно, относятся и светлые известняки, переслаивающиеся с пластами плотного кристаллического гипса, обнаруженные Б. В. Ткаченко (68) среди туфогенных пород на р. Бурдуки в бассейне р. Большой Иридки (система р. Нижней Тунгуски).

Нижний ордовик (O_1). Отложения этого возраста известны в среднем течении р. Чоны и по рекам Ахтаранде, Аламджаху и Большой Ботуобии. Они представлены водорослевыми и доломитизированными известняками, доломитами, реже известковистыми полимиктовыми песчаниками, мощностью около 50 м, относящимися, вероятно, к усть-кутской свите (низы O_1). Характерно наличие пиритизированных прослоев, волноприбойных знаков и косой слоистости. В нижних горизонтах свиты встречаются красноцветные мергели, в связи с чем провести границу ее с подстилающей верхоленской свитой чаще всего невозможно.

Нижний силур (S_1). Фаунистически охарактеризованные отложения нижнего силура были встречены на р. Ейке (правый приток р. Нижней Тунгуски), около устьев рек Чалбанды и Тонкокте. Это буровато-красные мергели, песчаные и серые тонкозернистые органогенные известняки, содержащие обильные остатки брахиопод, пелеципод, морских лилий, кораллов и табулят (11).

По литологическому составу и фауне силурийские породы р. Ейки могут быть сопоставлены с отложениями органогенной (мейкской) свиты в среднем течении р. Вилюя (1).

К нижнему силуру, по-видимому, следует отнести также существенно карбонатные породы, многочисленные разобщенные выходы которых известны по рекам Большой Иридке, Илимпее, Учамы и Корбунчане.

Верхний палеозой

Сюда относятся угленосные пермо-карбоновые отложения, залегающие в основании верхнепалеозойского — нижнемезозойского структурного этажа платформы, который в свое время был назван И. П. Толмачевым (69) тунгусским ярусом, а позднее С. В. Обручевым (49, 51) — тунгусской свитой или комплексом.

Средний — верхний карбон и пермь (C_{2-3} —Р). Лагунно-континентальные отложения этого возраста слагают угленосную («продуктивную», по С. В. Обручеву) толщу, наиболее хорошо изученную в низовьях р. Нижней Тунгуски. В последнее время сопоставление сохранившихся в ней растительных остатков с аналогичными комплексами флоры Кузнецкого бассейна и других мест (46) позволило значительно упростить старые стратиграфические схемы (43, 55, 84) подразделением толщи на катскую (C_{2-3}), бургуклинскую (P_1) и пеляткинскую (P_2) свиты.

По литологическому составу они весьма однообразны и представлены в основном кварцево-полевошпатовыми песчаниками, чередующимися с прослоями аргиллитов, углистых сланцев и каменного угля. Наиболее угленосной является пеляткинская свита, особенно ее верхняя часть, характеризующаяся наличием пропластков мергелей и повышенным содержанием карбонатного материала в цементе песчаников (дегалинская подсвита).

В бассейне верхнего течения р. Вилюя угленосные отложения имеют значительное площадное распространение, хотя их видимая мощность не превышает 100 — 200 м. Здесь встречаются главным образом полевошпатово-кварцевые и полимиктовые песчаники, иногда заключающие прослои мелкогалечных конгломератов, аргиллитов, глинистых и глинисто-углистых сланцев с маломощными линзами каменного угля.

Для песчаников характерна псаммитовая структура, плохая окатанность и слабая отсортированность зерен по размерам. В их составе преобладают обломки кварца (обычно 50—60%), калиевых полевых шпатов (10—15%) и олигоклаза (5—10%), изредка встречаются слюды (мусковит, биотит) и очень редко апатит и циркон. Цемент обычно глинистый, карбонатно-глинистый или кремнисто-глинистый, типа базального или выполнения пор. В этой породе нередко наблюдается косая слоистость и шаровая или караваеобразная отдельность (рис. 6).



Рис. 6. Караваеобразная отдельность песчаника из угленосной толщи, р. Нижняя Тунгуска

По рекам Среднему и Нижнему Вилюйканам хорошо прослеживается разрез катской свиты (C_{2-3}) более чем 100-метровой мощности с обильными отпечатками флоры *Angarodendron obrutschevii* Zal. и *Gondwanidium sibiricum* (Petunin) Zal. В почти аналогичных песчаниках с рек Джекинды, Джункуна, Батара и Аламджаха обнаружены пыльцевые зерна *Cordaite*, *Lebachia* и споры *Azonotriletes trichacanthus* Luber, *Azonomonoletes vulgaris* (Lbr.) Lub., *Acanthotriletes spinosus* (Naum.) Walt (определение М. М. Одинцовой), вследствие чего угленосные отложения этого района следует относить к бургуклинской свите (P_1).

В восточной части бассейна р. Нижней Тунгуски отложения угленосной толщи обычно наблюдаются в небольших изолированных выходах, появление которых среди туфогенных пород В. С. Соболев (65) объясняет «комбинацией дизъюнктивной и слабой пликтивной дислокаций и отчасти налеганием туфов на неровную поверхность песчаников». Сравнительно обширные поля развития угленосных пород известны только на р. Илимее между ее притоками — реками Довогной и Довогноканом, и в верхнем течении р. Таймуры. Литологически они сходны с нижнепермскими песчано-угленосными отложениями р. Вилюя, но содержат в составе песчаников зерна основных плагиоклазов и заключают остатки флоры *Noeggerathiopsis candalepensis* Zal., *N. cf. aequalis* (Goerpp.) Zal., *N. angustifolia* Radcz. (сборы Ф. Ф. Ильина у фактории Инаригды, определение Н. И. Шведова), типичную для пеляткинской свиты (P_2).

На западе в бассейне р. Тутончаны разрез пермских отложений отличается значительным своеобразием и сложен чередующимися мелко-

обломочными серыми туфами и туфопесчаниками, выше сменяющимися углистыми сланцами с линзами каменного угля и кварцевыми песчаниками. По комплексу флоры, состоящему из *Noeggerathiopsis aequalis* (Goerr.) Zal., N. cf. *angustifolia* Neub., *Phyllothea* sp. nov., *Pursongia* (сборы Р. И. Милосердовой на р. Бильчаны, определение Е. С. Расказовой), они могут быть также отнесены к пеляткинской свите.

Видимая мощность угленосной толщи в среднем течении р. Нижней Тунгуски достигает 100 — 150 м.

Мезозой

В мезозойскую эру происходило накопление доминирующих в районе вулканогенных толщ нижнего триаса и после длительного перерыва — формирование континентальных отложений нижней юры, относящихся к следующему структурному этажу.

Нижний триас (Т₁). Вулканогенные образования этого отдела разделяются на туфогенную и лавовую толщи.

Туфогенная толща (Т₁) представляет собой чрезвычайно своеобразную серию существенно пирокластических пород. По сравнению с обычными пирокластическими образованиями базальтовые туфы Сибирской платформы отличаются рядом особенностей, к числу которых, по мнению М. Л. Лурье и С. В. Обручева (36), относится плохая сортированность большое количество крупных обломков подстилающих пород и значительная примесь обычного осадочного материала. Те же авторы указывают на почти полное отсутствие в туфогенной толще достоверных лавовых потоков и вулканических бомб; последнее, однако, не всегда справедливо.

Специфические условия образования сибирских туфов вызывают необходимость в некотором изменении обычной классификации вулканогенных пород. Так, представляется целесообразным отказаться от применения к ним термина «туффит», которым, как известно, обозначаются туфогенные породы, содержащие до 50—75% одновременно отложившегося осадочного материала (80,81). Иначе к туффитам придется относить и грубые туфобрекчии с большим количеством эруптивных обломков песчаника и других терригенных пород, что будет противоречить генетической сущности данного понятия. Этот термин теряет свое значение также и по отношению ко многим мелкозернистым разностям туфогенных пород, обогащавшихся осадочным материалом (кварцем, полевыми шпатами и др.) в результате распыления вулканическими взрывами нижележащих песчаников угленосной толщи. Подобную причину «засорения» туфов зернами кварца установил А. Гики для вулканических трубок Южной Африки (86).

В дальнейших описаниях принимается следующая номенклатура пирокластических пород. В первую очередь они подразделяются на брекчиевидные (агломератовые) и сравнительно равномернозернистые туфы, среди которых по величине обломков различаются:

Брекчиевидные туфы:

1. Туфобрекчии (вулканические агломераты), свыше 5 см
2. Агломератовые (крупнообломочные) туфы, 2—50 мм.

Равномернозернистые туфы:

1. Мелкообломочные туфы, 0,1—2 мм
2. Пепловые туфы, меньше 0,1 мм.

Равномернозернистые породы со следами переотложения и сортировки относятся к туфопесчаникам.

Стратиграфия туфогенной толщи разработана явно недостаточно. Отчасти это объясняется сильной фациальной изменчивостью пирокластических пород, особенно характерной для нижних частей разреза. Общепризнано, что распределение различных фаций туфов обусловлено главным образом их положением относительно каналов извержения и в значительной мере затушевывается явлениями последующего размыва и переотложения.

В то же время многие исследователи отмечают закономерную смену комплексов туфов по разрезу, т. е. определенную цикличность в отложении туфогенных пород. Так, для бассейна р. Чуни А. П. Лебедев (29) указывает на резкое повышение роли пирокластов по сравнению с осадочным материалом в верхних частях толщи, а для более южного района (реки Катанга и Ангара) В. В. Ляхович (38) дает обратное соотношение.

Наиболее полная стратиграфическая схема, предложенная Г. Х. Файнштейном (72), разработана на основании разреза по рекам Тэтэре, Чуне, Ереме и Илимпее. Туфогенная толща расчленяется им на два горизонта, в каждом из которых выделяется по две фации (снизу вверх):

1. Южно-чуньский горизонт:

а) Чуньская фация — пепловые туфопесчаники с прослоями туфов и туфобрекчий. Мощность 75—100 м.

б) Илимпейская фация — туфобрекчий и агломератовые туфы с прослоями и линзами пепловых туфов и туфопесчаников. Мощность 150 м.

2. Чичиканский горизонт:

а) Чуньская фация — агломератовые туфы с прослоями туфов, туфопесчаников и лав. Мощность 150—200 м.

б) Лимптэконская фация — тонкозернистые массивные туфы с прослойками и линзами пепловых туфопесчаников и агломератовых туфов. Мощность 350 м.

Схема хорошо иллюстрирует неоднородность строения толщи, но мало пригодна для практического использования из-за отсутствия маркирующих горизонтов. Общая мощность разреза, кроме того, представляется нам завышенной в полтора-два раза.

Более обоснованное деление туфогенной толщи выдвинуто Г. Б. Рудником для бассейна среднего течения р. Нижней Тунгуски на ее широтном отрезке между факториями Инаригдой и Кислоканом. Здесь толща сложена двумя горизонтами, нижний из которых в какой-то мере может быть сравнен с илимпейской или же с чуньской фацией чичиканского горизонта, а верхний — с лимптэконской фацией Г. Х. Файнштейна.

В нижнем горизонте, мощностью 100—150 м, преобладают агломератовые туфы и туфобрекчий с подчиненным количеством плотных пепловых пизолитовых туфов и туфопесчаников. Между ними наблюдаются как постепенные переходы, так и резкие контакты по крутопадающим, иногда почти вертикальным плоскостям.

Верхний горизонт представлен пемзовидными (шлаковыми) агломератовыми и мелкообломочными туфами мощностью 250—300 м с линзами и прослоями туфопесчаников.

Туфы обычно ложатся на подстилающую продуктивную толщу с явным угловым несогласием (рис. 7), хотя иногда стратиграфический перерыв выражен очень слабо (р. Нижняя Тунгуска, около устья р. Хинингны, р. Луку и другие).

Агломератовые туфы и туфобрекчии представляют собой массивные, реже грубослоистые образования, состоящие из эруптивных обломков различных пород и минералов, сцементированных тонкообломочным пепловым или алевро-пелитовым материалом. Доминируют обломки



Рис. 7. Несогласный контакт между песчаниками пеляткинской свиты (белое) и туфами, р. Илимпея

песчаников, аргиллитов и угля из нижележащей пермской толщи, а также различных туфов и траппов; местами встречаются обильные вулканические бомбы и лапилли. Очень редки включения нижнепалеозойских известняков, что, по-видимому, говорит о небольшой глубине заложения эруптивных каналов.

Размеры обломков песчаника в туфобрекчиях составляют до 15 м в поперечнике, траппов — 5—10 м, аргиллитов и угля — 0,5—1 м (р. Илимпея); форма их обычно угловатая, реже округлая. Цемент агломератовых туфов часто затронут процессами хлоритизации, ожелезнения и карбонатизации. Количество его очень непостоянно, и слабосцементированные агломераты легко разрушаются при выветривании, образуя причудливые башнеобразные останцы, разделенные глубокими промоинами (рис. 8.)

Мелкообломочные и пепловые туфы сравнительно однородны и имеют кристалло-витрокластическую, а также витро-кристаллокластическую и кристаллокластическую структуру. Они состоят в основном из обломков частично хлоритизированного вулканического стекла с примесью мелких осколков кварца, полевых шпатов, пироксена и рудного минерала. С увеличением количества и размера обломков пепловые туфы переходят в мелкообломочные, а затем в агломератовые разности. Отдельность их часто плитчатая, иногда скорлуповатая (рис. 9).

Среди пепловых туфов встречаются пизолитовые разновидности, содержащие шарообразные обособления пепла более темного цвета. Обычно им приписывается грязевое происхождение вследствие пропитывания влагой частиц вулканического пепла или пыли, взвешенных в атмосфере (83).

Как уже было отмечено, в восточной части среднего течения р. Нижней Тунгуски на обширных водораздельных площадях обнажаются пемзовидные туфы. Эти серовато-желтые витрокластические породы



Рис. 8. Типичное обнажение слабосцементированного вулканического агломерата, р. Илимпея

состоят из обломков пузырчатой лавы, погруженных в тонкопористую пепловую массу. Многочисленные поры туфа обычно выполнены цеолитами (томсонитом, натролитом, гейландитом), анальцитом, кальцитом и эпидотом.

Туфопесчаники чаще всего залегают в виде линз или образуют выдержанные протяженные прослои, известные, например, в междуречьях Вилуя и Туру. Им присуща псаммитовая или алевро-пелитовая структура, кластический материал которой представлен минералами, слагающими туфы: измененным вулканическим стеклом, кварцем, пироксенами, полевыми шпатами и другими. Цемент глинисто-хлоритовый, иногда карбонатный или халцедоновый.

В бассейне верхнего течения р. Вилуя развиты в основном агломератовые и мелкообломочные туфы, туфобрекчии и туфопесчаники нижнего горизонта толщи. Местами в верхних частях разреза появляются линзы пемзовидных туфов (р. Джункун, верховья р. Батара). Мощность толщи здесь не больше 150—200 м.

В западной части бассейна Нижней Тунгуски туфогенная толща часто описывается под названием корвунчанской свиты и состоит главным образом из агломератовых туфов с редкими линзами туфобрекчий и туфопесчаников. Мощность этих отложений колеблется от 60—70 до 200—250 м.

Нижнетриасовый возраст туфогенной толщи определяется на основании находок в туфопесчаниках и аргиллитах корвунчанской свиты на р. Нижней Тунгуске в 270 км ниже устья р. Илимпей остатков ископаемых рыб и эстерий (2, 37, 67), а также встреченных в разных местах отпечатков мезозойской флоры — *Cladophlebis* и *Elatocladus*.

В заключение следует упомянуть о распространенных в нижнем горизонте толщи так называемых кластических или песчаных жилах. Это крутопадающие трещины скола и растяжения, мощностью от нескольких сантиметров до 2—3 м, выполненные мелкозернистыми песчаниками с карбонатным или глинистым цементом, аргиллитами или туфопесчаниками, внедрившимися из нижележащих слоев.

Лавовая толща (T_1^1) слагает северо-западную часть платформы от среднего течения р. Нижней Тунгуски до верховьев р. Хеты и как самостоятельная стратиграфическая единица впервые выделена В. С. Соболевым (66). Она состоит из большого числа горизонтально залегающих



Рис. 9. Скорлуповатая отдельность мелкообломочного туфа, р. Хошо

базальтовых покровов, иногда переслаивающихся с туфами и туфопесчаниками (рис. 10). В бассейне рек Котуя и Хеты были встречены также ультраосновные и щелочные дифференциаты эффузивов: авгиты, пикритовые порфиристы, анальцимовые и мелилитовые базальты.

Максимальную мощность, около 2000 м, толща имеет на севере, в центральной части гор Путорана. Повсеместно ее подстилают отложения туфогенной толщи, и только на крайнем северо-востоке платформы лавы лежат непосредственно на кембрийских известняках.

В бассейне среднего течения р. Нижней Тунгуски мощность лавовой толщи не превышает 750 м. Здесь, по материалам экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста (И. Ф. Белостоцкая, А. А. Боручинкина, Р. И. Милосердова, Н. М. Фердман и другие), она разделена на три свиты: нижнюю — нидымскую, среднюю — кочечумскую и верхнюю — ямбуканскую. Необходимо отметить, что это деление хорошо отражает эволюцию эффузивного вулканизма во времени, но оно в значительной степени условно ввиду большой неоднородности в строении толщи.

Наиболее полный разрез лавовой толщи наблюдается в бассейне рек Ямбукана и Тембенчи; в долине самой Нижней Тунгуски и Ниды-

ма сохранилась нижняя — нидымская, а по р. Туру выходит только кочумская свита.

Нидымская свита образована многочисленными базальтовыми покровами, непосредственно налегающими друг на друга или разделенными туфогенными породами. Характерны небольшие мощности отдельных покровов (10—20 м), широкое развитие шаровых лав и наличие выдержанных прослоев туфопесчаников.

Наиболее распространены лавовые покровы, состоящие из однообразного мелкозернистого базальта со столбчатой или призматической отдельностью (рис. 11) и шлаковидной (мандельштейновой) коркой. Под микроскопом видно, что базальт обычно имеет пойкилофито-



Рис. 10. Большое обнажение эффузивных траппов, пересланяющихся с туфопесчаниками, р. Нижняя Тунгуска

интерсертальную структуру (рис. 12) и состоит из беспорядочно расположенных лейст плагиоклаза (40—50%) и изометричных зерен моноклинного пироксена — авгита или пижонита (30—40%) со включениями плагиоклаза, — погруженных в бурое вулканическое стекло (10—20%). Плагиоклазы представлены двумя генерациями: гломеропорфировыми выделениями битовнита № 70—75 и тонкими лейстами лабрадора № 55—60, включенными в стекло или в зерна пироксена. Второстепенное значение имеют оливин (1—5%), магнетит и титаномagnetит, очень редки сфен и апатит.

По направлению к верху покрова базальт приобретает сперва миндалекаменную, а затем пористую шлаковидную текстуру, переходя в так называемый мандельштейн. Мощность зоны мандельштейна обычно равна 1—3 м и может сильно изменяться даже в пределах одного покрова. Некоторые покровы местами почти нацело сложены мандельштейном. Отдельность его глыбовая или грубошаровая.

По сравнению с базальтом, эта порода значительно хуже раскристаллизована, имеет гиалопилитовую или интерсертальную структуру и на 50—70% состоит из стекла (рис. 13). Характерно интенсивное развитие вторичных процессов, заключающихся главным образом в хлоритизации стекла и цеолитизации плагиоклаза.

Мандельштейны содержат большое количество миндалин и пор самого различного размера, выполненных хлоритами, цеолитами, халцедоном, иногда кальцитом и палагонитом. По мере удаления от поверхности покрова размер миндалин возрастает, а их относительное количество уменьшается, что полностью соответствует закономерностям образования пористых текстур, намеченным Е. К. Устиевым (71) на примере молодых излияний трахибазальтов.

Значительно реже встречается волнистая или канатная поверхность базальтового покрова (волнистая пехой), образующаяся при спокойном застывании вязкой пластической лавы.

Нижняя часть лавовых покровов часто имеет зону закалики мощностью до 10—15 см, сложенную сливным афанитовым базальтом, с плитчатой или скорлуповатой отдельностью (рис. 14). В том случае, когда лава изливалась в водный бассейн, она в результате чрезвычайно резкого охлаждения разбивалась на отдельные сфероидальные блоки, приобретая типичную шаровую или подушечную (pillow) текстуру (рис 15). Из-за небольшой глубины водоемов шаровые текстуры, как правило, встречаются только в нижней части покровов, подстилающихся туфопесчаниками и выполняющих небольшие депрессии древнего рельефа. Обычно мощность шаровых лав не превышает 5—10 м при длине около 0,5—1 км, хотя иногда встречаются линзы, мощность которых достигает 30 м, а протяженность — 10 км (р. Нидым).

Шаровые лавы состоят из сфероидальных, эллипсоидальных и матрацевидных блоков базальта или мандельштейна, покрытых сильно стекловатой пористой коркой. Степень раскристаллизации сфероида по направлению к центру повышается.

Размеры отдельных блоков колеблются от 0,5 до 2—3 м в поперечнике. Промежутки между ними заполнены обломочным стекловатым (тахилитовым) материалом, скрепленным цеолитами (морденитом, гейландитом и т. д.), кальцитом, хлоритами, халцедоном в виде гнездообразных скоплений и ветвящихся прожилков. Интересно отметить, что в бассейне р. Тутончаны на р. Ванга в шаровой лаве Р. И. Милосердовой



Рис. 11. Призматическая отдельность базальта (белое — снег), р. Нижняя Тунгуска

были обнаружены погребенные *in situ* окаменевшие деревья, корни которых хорошо сохранились в нижележащих аргиллитах.

Участки покровов с шаровым строением постепенно переходят в обычные компактные мандельштейны и базальты путем быстрого уплотнения упаковки сфероидов и слияния отдельных блоков.

Некоторым аналогом гавайскому типу «аа», по-видимому, являются редкие глыбовые лавы, состоящие из скопления угловатых и вытянутых блоков афанитовых, мелкозернистых и миндалекаменных базальтов. Их кристаллизация, вероятно, начиналась несколько раньше излияния, и движущийся жидкий поток увлекал за собой уже затвердевшие глыбы базальта.



Рис. 12. Базальт пойкилоофито-интерсертальной структуры, р. Чунчек. Удлиненные лейсты лабрадора включены в ксеноморфные зерна моноклинного пироксена. Серое — вулканическое стекло. Диаметр поля зрения 2 мм (без анализатора)



Рис. 13. Мандельштейн. Гиалопилитовая структура, миндалекаменная текстура, р. Чунчек. В вулканическом стекле беспорядочно распределены кристаллики плагиоклаза. Неправильные ветвящиеся миндалины сложены кальцитом с каймой халцедона. Диаметр поля зрения 2 мм (без анализатора)

Туфопесчаники, встречающиеся между лавовыми покровами, представляют собой разнотернистые зеленовато-серые, бурые и обожженные кирпично-красные породы, нередко обнаруживающие тонкую полосчатость и косую слоистость. В состав их входят главным образом слабо окатанные обломки хлоритизированного вулканического стекла, базальта, мандельштейна, а также зерна пироксена, плагиоклаза и кварца. Цемент хлоритовый, кальцитовый, опаловый, глинистый.

Кочечумская свита лавовой толщи сложена несколькими мощными лавовыми покровами, между которыми залегают многочисленные тонкие покровы. Она повсеместно распространена к северу от пос. Туры и за пределами сплошного лавового поля сохранилась на водоразделах в виде останцов, лежащих на породах туфогенной толщи.

Лавовые покровы этой свиты отличаются однородным строением и слабо развитой миндалекаменной зоной. В выполнении миндалин главная роль принадлежит уже не кальциту и цеолитам, а минералам группы кремнезема: кварцу, халцедону, опалу. Крупные лавовые покровы имеют мощность до 70 м, а возможно более, и прослеживаются на десятки километров.

Далее следует указать на местные отклонения от приведенного разреза. Так, между р. Нижней Тунгуской и участком широтного течения р. Кочечумы вместо крупных покровов наблюдаются мощные линзы туфопесчаников (р. Унтуун) или агломератовых туфов (р. Инагли).

Суммарная мощность нидымской и кочечумской свит в бассейне р. Нижней Тунгуски равна 500—550 м, из них на долю кочечумской свиты приходится около 400 м.



Рис. 14. Скорлуповатая отдельность базальта в нижней части лавового покрова, р. Чунчек

Разрез лавовой толщи заканчивается ямбуканской свитой, развитой в междуречье Виви—Ямбукан—Тембенчи и, по-видимому, имеющей только местное значение. В ее основании лежит слой бурых разнотекстурированных туфопесчаников, мощностью около 20 м, а на нем — мощный (40—



Рис. 15. Типичная текстура шаровой лавы, р. Чунчек. Видны уплощенные базальтовые «подушки», пространство между которыми заполнено обломочным стекловатым материалом и выделениями цеолитов и кальцита (белое)

60 м) покров мелкозернистого порфировидного базальта. Выше следует пачка лавовых покровов, переслаивающихся с туфопесчаниками, мощность которых колеблется от 10 до 15 м.

Максимальной мощности в 120 м свита достигает на водоразделе Ямбукан — Тембенчи, где в ее строении участвуют четыре лавовых покрова и четыре прослоя туфопесчаника. Лавовые покровы сложены афанитовым или мелкозернистым базальтом с большим количеством порфировидных вкрапленников плагиоклаза и совершенно лишены миндалекаменной части. Базальт имеет офитовую, иногда пойкилоофито-интерсертальную структуру и состоит из лабрадора № 52—53 (во вкрапленниках № 60—68), авгита, сравнительно небольшого количества вулканического стекла (10—15%) и оливина (до 5—8%).

Возраст нижних горизонтов лавовой толщи устанавливается по находкам в прослоях туфопесчаника нижнетриасового комплекса флоры: *Gladophlebis* (*Sphenopteris*?), *Elatocladus* (сборы М. Я. Попова на р. Нижней Тунгуске, Скалы Суслова, определение М. Ф. Нейбург) и *Otozamites*, *Cladophlebis*, *Pecopteris* aff. *angusta* Нг., *Neocalamites* (?), (сборы А. А. Боручинкиной в верховьях р. Тутончаны, определение М. Ф. Нейбург).

Помимо того, Г. Г. Моором в туфопесчаниках Хавокипрских скал (р. Нижняя Тунгуска, 70 км ниже пос. Туры) обнаружены отпечатки эстерий (45), подтверждающие нижнетриасовый возраст лав.

Химический состав эффузивных траппов. О химическом составе лав можно судить по новым анализам базальтов из района пос. Туры, выполненным в лаборатории МОСГЕО (табл. 1). В четвертой графе таблицы для сравнения приведен средний состав нормального диабазы (долерита) Сибирской платформы, по В. С. Соболеву (66).

Таблица 1

Химический состав базальтов (в %)

Окислы	1	2	3	4
Si O ₂	46,04	46,20	45,80	48,89
Al ₂ O ₃	18,85	16,75	17,11	15,37
Fe ₂ O ₃	5,27	6,21	2,69	1,90
FeO	7,99	6,59	13,17	10,07
MnO	0,19	0,22	0,21	0,18
MgO	6,00	6,34	6,61	6,94
CaO	10,16	9,54	10,75	10,90
N ₂ O	1,70	1,89	1,79	1,97
K ₂ O	0,34	0,31	0,34	0,63
TiO ₂	0,05	0,07	0,10	1,29
P ₂ O ₅	0,18	0,24	0,22	0,17
П.п.п.	3,92	6,18	1,31	2,08
Сумма	100,69	100,54	100,10	100,39

Продолжение табл. 1

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому

Параметры	1	2	3	4
<i>a</i>	4,5	5,1	4,9	5,8
<i>c</i>	11,4	9,8	9,5	7,5
<i>a</i>	26,7	27,5	31,4	29,3
<i>S</i>	57,4	57,6	54,2	57,6
<i>Q</i>	-5,6	-4,8	-10,9	-4,1

1. Среднезернистый базальт из средней части лавового покрова (нидымская свита, р. Туру).

2. Миндалекаменный базальт (мандельштейн) из верхней части того же покрова.

3. Мелкозернистый базальт (кочечумская свита, р. Туру).

4. Средний состав нормального диабаза (долерита), по В. С. Соболеву (66).

Из табл. 1 видно, что исследованные породы близки к среднему составу нормального диабаза, по В. С. Соболеву. Обращает внимание несколько пониженное содержание кремнезема, вследствие чего эффузивные траппы следует отнести к группе слабо недосыщенных пород. При этом наиболее недосыщенным кремнекислотой оказался базальт из верхних частей разреза лавовой толщи.

Во всех случаях сохраняется типичный для траппов высокий коэффициент Fe/Mg и небольшое количество щелочей с явным преобладанием Na над K.

В базальте из нидымской свиты, и особенно в мандельштейне, много железа находится в окисной форме, что совершенно не характерно для нормальных траппов. Это, по-видимому, объясняется наличием плагонита и развитием процессов гидротермального изменения пород, сопровождающихся окислением железа.

Нижняя юра (J₁). Континентальные отложения этого возраста развиты в бассейнах рек Большой Еремы, Тетей и среднего течения р. Чоны, где они перекрывают туфогенную толщу нижнего триаса. В состав их входят песчаники и пески с прослоями и линзами аргиллитов, конгломератов и каменного угля, аналогичные отложениям пермо-карбоновой продуктивной толщи, от которых они отличаются только флорой (споро-пыльцевым комплексом) и стратиграфическим положением.

В среднем течении р. Чоны около пос. Мархая В. Л. Масайтисом (41) обнаружены также фаунистически охарактеризованные морские отложения верхнего лейаса (J₂¹), представленные рыхлыми и плотными серыми зеленовато-желтыми и бурыми песчаниками, гравелитами, конгломератами с галькой траппов и известковистыми гипсоносными аргиллитами.

Суммарная мощность юрских отложений в районе не превышает 100—150 м.

2. Интрузивные породы

В центральной части Сибирской платформы интрузивные породы представлены исключительно гипабиссальным комплексом трапповой магмы. Неглубокое застывание интрузивных тел определяется нали-

нием афанитовых оторочек, порфиroidными структурами и частым присутствием в породах вулканического стекла.

Преимущественно распространены долериты нормального ряда, по терминологии В. С. Соболева (66), который считает их продуктом кристаллизации недифференцированной исходной магмы. Значительно реже встречаются как более основные (протообогащенные), так и более кислые или щелочные дифференциаты траппов.

Особое место среди интрузивных пород принадлежит амфиболизированным долерито-базальтам, ссущим лавовую толщу и, по-видимому, заполняющим каналы излияния лав.

Траппы нормального ряда

По внешнему виду и минералогическому составу нормальные траппы довольно однообразны и разделяются главным образом по структурным особенностям. Так, обычно различаются три главные структурные разновидности, связанные постепенными переходами: 1) полнокристаллические крупнозернистые габбро-долериты с офитовой структурой; 2) средне- и мелкозернистые, часто порфиroidные долериты с пойкилоофитовой, офитовой и местами толеитовой структурой; 3) афанитовые долериты и долеритовые порфириты с микродолеритовой, гиалопилитовой или роговиковой структурой основной массы.

Из перечисленных разновидностей больше всего распространены мелко- и среднезернистые долериты и долеритовые порфириты, нацело слагающие многочисленные трапповые тела.

По форме и условиям залегания среди трапповых интрузий выделяются пластообразные горизонтальные или пологопадающие залежи и секущие, преимущественно вертикальные дайки, штоки, а также мелкие неправильные тела и жилы.

Пластообразные залежи. Такие интрузивные тела особенно характерны для ясно слоистых нижнепалеозойских пород, где они залегают иногда в несколько этажей. Сюда же относятся мощные, отпрепарированные эрозией ложные покровы долеритов, бронирующие водоразделы по левобережью верховьев р. Вилюя и р. Моркоки, ранее принятые В. А. Вакаром за эффузивы.

Необходимо иметь в виду, что условия внедрения пластовых интрузий в верхне- и нижнепалеозойские отложения были весьма близки к эффузивным, вследствие чего точно определить природу некоторых залежей невозможно. Особенно спорно определение характера пластовых залежей вблизи границы лавового поля (реки Ейка, Мункамбо, Туру, Таймура), где они обнаруживают большое сходство с мощными эффузивными покровами кочечумской и ямбуканской свит.

Несомненные пластовые интрузии с сохранившейся кровлей среди туфогенной толщи встречаются редко, будучи обычно приуроченными к контакту с пермскими угленосными породами или к границе раздела двух каких-либо разнородных фаций туфов. Мощность таких спокойно внедрившихся интрузивных тел по р. Илимпее и в восточной части среднего течения р. Нижней Тунгуски редко превышает 15—20 м (рис. 16).

Более мощные (50—70 м и выше) пластообразные залежи, развитые в бассейне верхнего течения р. Вилюя (реки Мархая, Джекинда, Джункун, Ахтаранда и другие), как показали детальные исследования, местами имеют пологосекущие и даже крутые контакты с вмещающими осадочно-вулканогенными породами. Подошва их в ряде случаев очень неровная, а в кровле часто наблюдаются секущие апофизы и небольшие апикальные купола.

Пластообразные тела обычно сложены мелко- и среднезернистым долеритом с офитовой, пойкилоофитовой и участками толеитовой структурой (рис. 17), состоящим из андезин-лабрадора № 45—60 (50—55%), моноклинного пироксена — авгита или пижонита (30—35%), оливина (5—1%), титаномagnetита (3—5%). Часто присутствует стекловатый



Рис. 16. Пластообразное долеритовое тело среди мелкообломочного туфа, р. Илимпея

базис в количестве до 10%, замещаемый иддингсито-хлоритовым веществом.

Секущие интрузии в туфах. К ним относятся дайки, штоки, жилы и различные неправильные тела с преимущественно крутыми углами падения.

Дайки обычно образуют группы и являются вертикальными плитообразными телами, мощностью от 5—10 до 100—150 м и протяженностью от 50—100 м до нескольких километров. Иногда встречаются кольцевые и полукольцевые дайки (реки Хошо, Мархая и другие), сложенные мелко- и среднезернистыми долеритами, с краевыми оторочками долеритового порфирита.

Контакт между зернистыми долеритами и порфиритом постепенный или резкий, в последнем случае, вероятно, за счет повторного раскрытия вмещающих трещин. Небольшие дайки иногда целиком сложены долеритовым порфиритом порфировой структуры с микродолеритовой, интерсертальной или гиалопилитовой основной массой. Текстура скрытокристаллическая массивная, иногда миндалекаменная. Вкрапленники составляют от 5 до 15% породы и представлены главным образом зональным плагиоклазом (края — андезин-лабрадор № 45—60, ядро — лабрадор-битовнит № 60—72), реже моноклинным пироксеном и очень редко округлыми зернами оливина (рис. 18).

Штокообразные интрузивные тела имеют в плане изометричную или несколько вытянутую форму и крутые углы падения на контакте с туфами. Размеры их колеблются в довольно широких пределах — от 100—150 м до 6—8 км (в поперечнике). Иногда они обладают зональным строением и содержат в центральной части обособления средне- и крупнозернистых габбро-долеритов с офитовой структурой. В ряде случаев

штоки долеритового порфирита и мелкозернистого долерита прорывают пластообразные интрузивы.

Жилообразные и неправильные тела с сильно изменяющейся формой и элементами залегания, вероятно, внедрялись в рыхлую еще толщу туфов. Они обычно являются сателлитами более крупных пластовых и штокообразных тел, залегающих на глубине. Некоторые жилы дифференцированы по размерам зерен — от долеритового порфирита в зальбандах до полнокристаллического габбро-долерита в середине тела.



Рис. 17. Оливиновый долерит пойкилофитовой структуры, р. Средняя Кочема. Лейсты лабрадора включены не только в моноклинный пироксен (косая штриховка), но и в изометричные зерна оливина. Черное — титано-магнетит. Диаметр поля зрения 3 мм (без анализатора)



Рис. 18. Гломеропорфировое скопление зерен оливина, почти полностью замещенного серпентином (серое) и магнетитом (черное), р. Средняя Кочема. Диаметр поля зрения 3 мм (без анализатора)

Необходимо особо отметить жилообразные тела миндалекаменного долерита, офитовой или интерсертальной структуры, иногда содержащего палагонит. Однако чаще миндалекаменная текстура наблюдается только в приконтактных зонах некоторых жил и даек, сложенных обычными долеритами.

Секущие интрузии в лавовой толще. В последние годы среди лавового поля удалось выявить аэрогеологическими методами секущие тела долерито-базальтов. Большая часть их расположена между реками Туру и Нижней Тунгуской; кроме того, они встречены в бассейнах рек Тембенчи и Кочечумы.

Штоки и дайки долерито-базальтов имеют большие размеры (дайки достигают мощности до 3 км при протяжении в 25 км и более; максимальный диаметр штоков часто превышает 8—10 км); они слагают в рельефе обособленные возвышенности, лишенные растительности, с крутыми ступенчатыми склонами и состоят из нескольких разновидностей пород: крупнозернистых хорошо раскристаллизованных и среднезернистых сильно метаморфизованных амфиболитизированных долеритов, измененного порфировидного базальта с большим количеством стекла и мелкозернистого миндалекаменного базальта, причем все они встречаются в одних и тех же телах. Среди них преобладают средне- и крупнозернистые долериты офитовой структуры с андезин-лабрадором № 45—

55, авгитом и большим количеством вторичных минералов, главным образом амфиболов (роговая обманка, реже актинолит), хлоритов, цеолитов, кальцита и биотита. В некоторых участках долеритов содержится до 10—15% рудного минерала.

По неопубликованным данным Н. В. Дренова, дайки и штоки измененных долерит-базальтов представляют сложные многофазные интрузивы, выполняющие каналы излияния лав. В пользу такого предположения свидетельствует близость стекловатых разностей пород к эффузивным базальтам, их сильная измененность постмагматическими гидротермами, а также неоднородный состав интрузивных тел и характерная ступенчатость обнажений, подчеркивающая неоднократность извержения.

Дифференциаты траппов нормального ряда

Основные направления дифференциации трапповой магмы были намечены В. С. Соболевым (66), полагавшим, что главная линия кристаллизации в конечном итоге приводит к кислым продуктам гранитного состава, а вторая, значительно более редкая, дает щелочные дериваты. Процесс кристаллизационной дифференциации, по В. С. Соболеву, представляется в следующем виде: 1) стадия протокристаллизации — выпадение весьма основного плагиоклаза и магнезиального оливина с образованием протообогащенных пород повышенной основности; 2) главная стадия — кристаллизация по офитовому типу с формированием нормальных траппов; 3) кристаллизация остаточного расплава с образованием долерит-пегматитов; 4) накопление кислого остатка с выделением микропегматита — гранофировых пород; 5) гидротермальная стадия — замещение ранее выпавших минералов хлоритом, альбитом, цеолитами, пренитом, кальцитом.

Значительные коррективы к этой схеме предложены А. П. Лебедевым (31), который различает локальную фракционно-кристаллизационную дифференциацию на месте застывания интрузий и абиссальную дифференциацию, обусловившую общие провинциальные особенности траппов. Большое значение А. П. Лебедев придает процессу ликвации трапповой магмы на ранней стадии кристаллизации, связывая с ним образование пегматоидных разностей траппов.

Протообогащенные породы характерны для наиболее глубоких фаций траппов, обогащенных оливином и почти не содержащих плагиоклаза (пикритовые долериты), либо пироксена (троктолитовые долериты), а также заключающих повышенное количество основного плагиоклаза (анортзитовые долериты). Такие породы широко распространены на северо-западе платформы (район Норильска и т. д.), а в интересующем нас районе встречаются редко, преимущественно в виде шпиров среди нормальных траппов.

Сравнительно крупные выходы протообогащенных пород известны здесь только в нескольких местах. Так, на р. Аламджах, в системе р. Вилюя подошва дифференцированного пластообразного интрузива сложена троктолитовым долеритом, содержащим до 65% плагиоклаза и 25% магнезиального оливина, а также оливиновым габбро-норитом (42).

Порфириовидные анортитовые долериты были описаны В. С. Соболевым (66) в слоистой интрузии скал Амо на р. Нижней Тунгуске. В их состав входят многочисленные вкрапленники весьма основного плагиоклаза (№ 80—95), сцементированные обычным пойкилоофитовым долеритом с лабрадором № 60.

Долерит-пегматиты отличаются крупно- или гигантозернистой структурой и образуют полого залегающие, реже почти вертикальные жильобразные тела в долеритах нормального облика. Характерно развитие крупных индивидов плагиоклаза и идиоморфного пироксена наряду с наличием мелкозернистого мезостазиса.

Из аксессуарных минералов обычно встречаются игольчатые кристаллы апатита, сфен, титано-магнетит. Мелкозернистый мезостазис представлен мелкоигольчатыми агрегатами моноклинного пироксена плагиоклаза и рудного минерала, заключенными в хлоритовой массе, а также кислым микропегматитом. Гранофир, отвечающий по химическому составу обыкновенному граниту, кроме того, иногда образует самостоятельные прожилки, а в исключительно редких случаях даже небольшие штокообразные тела (р. Таймура).

При постмагматическом изменении долерит-пегматитов развиваются больше всего процессы амфиболизации и биотизации пироксенов наряду с альбитизацией, пренитизацией или цеолитизацией плагиоклаза. В последнем случае образуются породы, почти полностью идентичные тешенитам.

Щелочные породы тяготеют к восточной части рассматриваемого района, т. е. к краевой зоне Тунгусской синеклизы. В бассейнах рек Чоны, Ахтаранды и других притоков р. Вилюя, а также на реках Илимпее и Средней Кочеме (система р. Нижней Тунгуски) встречены жилы и шпилы тешенитов, кринанитов, монцонитов и других щелочных дериватов основной магмы.

Наиболее распространены тешениты — средне- и крупнозернистые породы, состоящие в основном из плагиоклаза (андезина или лабрадора), моноклинного пироксена и анальцима. Вместо последнего иногда присутствуют первичные цеолиты (натролит, томсонит и другие), выполняющие интерстиции между лейстами плагиоклаза.

Очень интересны щелочные интрузии горы Туой-Хая около поселка того же названия на р. Чоне. Здесь находится большое обнажение серой мелкозернистой породы с красными и белыми вкрапленниками цеолитов и анальцима, которую можно назвать эссексит-долеритом (трахидолеритом). Под микроскопом видно, что она образована плагиоклазом-лабрадором № 55-60 (45%), моноклинным пироксеном (30—35%), анальцимом, шабазитом и томсонитом (15%), калиевым полевым шпатом (10%), сфеном и титаномagnetитом (5%). В качестве вторичных минералов развиты хлорит и изредка биотит. В эссексит-долерите встречаются жилы средне- и крупнозернистого лейкократового тешенита, в состав которого, кроме андезина № 40—45 и авгита, входят цеолиты (шабазит, томсонит) и анальцим.

Химический состав интрузивных траппов

Особенности химизма интрузивных пород трапповой формации подробно освещены в работах В. С. Соболева (66), Б. М. Куплетского (27), А. П. Лебедева (30), В. И. Гоньшаковой (6) и других исследователей. В табл. 2 приведено несколько неопубликованных анализов траппов нормального ряда и зоны каналов излияния лав, по данным Вилюйской экспедиции Государственного треста № 13 (1946) и Всесоюзного аэрогеологического треста.

Результаты анализов траппов нормального ряда (графы 1—3) принципиально мало чем отличаются друг от друга и от нормального состава диабаза (долерита), по В. С. Соболеву (см. табл. 1). Удивитель-

Таблица 2

Химический состав интрузивных траппов

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	49,14	50,44	49,60	48,25	45,17
Al ₂ O ₃	15,40	14,49	16,08	16,71	15,75
Fe ₂ O ₃	6,49	4,11	0,92	2,45	1,56
FeO	9,30	8,57	9,85	8,22	13,28
MnO	0,26	0,15	0,15	0,18	Следы
CaO	10,30	10,64	10,76	11,84	8,02
MgO	6,58	4,98	6,80	5,77	7,24
Na ₂ O	2,05	2,08	2,56	3,10	3,42
K ₂ O	—	1,08	0,64	0,47	0,44
TiO ₂	0,21	1,66	1,25	1,45	1,14
P ₂ O ₅	0,17	0,10	0,08	0,14	0,11
H ₂ O ⁺	0,61	0,80	0,64	1,28	3,01
H ₂ O ⁻	0,36	1,12	1,24	0,10	0,28
Сумма	100,87	100,17	100,57	99,96	99,43

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому

Параметры	1	2	3	4	5
a	5,3	6,2	6,6	7,6	8,3
c	7,7	6,8	7,5	7,6	6,8
b	30,8	27,5	27,8	27,4	30,5
S	56,2	59,9	58,0	57,4	54,4
Q	-5,9	+0,7	-4,7	-8,0	-14,6

1. Крупнозернистый габбро-долерит из центральной части мощной дайки (по И. Ф. Белостоцкой и другим).

2. Среднезернистый долерит (среднее течение р. Илимпеи, по А. Т. Жильцову и другим).

3. Афанитовый долерит (р. Нижняя Тунгуска, по А. Т. Жильцову и другим).

4. Крупнозернистый долерито-базальт из зоны каналов излияния лав (бассейн р. Туру, по И. Ф. Белостоцкой и другим).

5. Амфиболизированный долерит из зоны каналов излияния лав (по И. Ф. Белостоцкой и другим).

ная выдержанность химического состава составляет одну из примечательных особенностей трапповых формаций.

Анализы горных пород из зоны каналов излияния лав, и особенно амфиболизированного долерита (графа 5), показывают увеличение щелочности при одновременном падении насыщенности кремнекислотой. Большая часть железа продолжает оставаться в закисной форме, так как процесс амфиболизации не сопровождается его окислением.

Контактные явления и гидротермальный метаморфизм

Вмещающие породы на контакте с траппами в большинстве случаев изменены очень слабо, что можно объяснить потерей мармой летучих компонентов до начала кристаллизации в данной камере.

Эндоконтактовое изменение траппов чаще всего выражается в образовании закаленной зоны афанитового долерита, обладающего микродолеритовой или витропорфировой структурой. Иногда вдоль плоскости

контакта в закаленном траппе обнаруживаются полосчатые скопления миндалин и пор, заполненных палагонитом, хлоритом, цеолитами, анальцимом.

В зоне экзоконтакта песчаники угленосной толщи уплотнены, цемент их перекристаллизован и карбонатизирован, реже они преобразованы в сливную кварцитовидную породу. Туфы под воздействием траппов цеолитизированы и местами приобрели пятнистую текстуру в связи с наличием участков темного хлоритизированного роговика. Мощность зон приконтактового изменения туфов и песчаников обычно не превышает 0,5—1 м.

Интенсивный гидротермальный метаморфизм с глубоким переждением как боковых пород, так и самих траппов наблюдается в апикальных частях некоторых секущих интрузивных тел. Иногда гидротермально измененные породы встречаются без видимой связи с траппами и находятся на пути движения отщепленных магматических эманаций в трещинных зонах над интрузивными телами, еще не вскрытыми эрозией, и, возможно, в вулканических трубках.

При гидротермальной переработке туфы превращаются в эпидито-цеолитовые, кальцито-цеолитовые и хлорито-цеолитовые породы, а долериты—в пироксено-цеолитовые породы переменного состава. С минерализацией подобного типа бывают связаны скопления кристаллов кальцита.

Такие породы широко распространены в среднем течении р. Джекинды (левый приток р. Чоны). Некоторые из них очень своеобразны и состоят из сросшихся друг с другом «бобовин», каждая из которых представляет собой кристалл анальцима размером до 1—1,5 см, импрегнированный частицами измененного туфа и мелкозернистым карбонатом. Поры между «бобовинами» заполнены хлоритизированным и эпидотизированным материалом, а также выделениями десмина, гейландита, шабазита, томсонита и других цеолитов. Под микроскопом, кроме того, наблюдаются новообразования сфена, биотита и серпентина.

Иногда на месте туфов и туфопесчаников возникают существенно карбонатные и карбонатно-кремнистые породы со следами медно-сульфидной минерализации (пирит, халькопирит, малахит, азурит и т. д.).

Более высокотемпературный гидротермальный метаморфизм приводит к образованию гранатово-кальцитовых, гранатово-халцедоновых, везувиано-гранатовых, пироксено-гранатовых, кальцито-магнетитовых и других скарноподобных пород.

Все они содержат гранаты гроссуляро-андрадитового ряда, обычно обнаруживающие в шлифах зональное строение. Кроме граната, присутствуют мелкозернистые агрегаты кальцита, магнезиальный магнетит, хлорит, серпентин, диопсид, везувиан (вилуит), цеолиты и кварц, относительное количество которых сильно варьирует и во многом зависит от состава исходной породы.

На скарноподобные породы часто наложена железорудная минерализация ангаро-илимского типа (реки Илимпея, Паногна, Апка, Средняя Кочема и др.), реже с ними связаны кальцитовые жилы с сульфидами (р. Яду).

3. Основные черты тектонического строения района

В структурно-тектоническом отношении кальцитоносная провинция приурочена к центральной и юго-восточной частям Тунгусской синеклизы, являющейся крупнейшим геотектоническим элементом Сибирской платформы.

Тунгусская синеклиза относится к числу позднепалеозойских структур, и ее границы обычно проводятся по контуру угленосных отложений пермо-карбона. Однако время ее заложения, несомненно, более раннее, так как в северной части синеклизы угленосная толща подстилается отложениями девона, отсутствующими за ее пределами.

С севера синеклиза резко ограничивается мезозойской Хатангской впадиной, а с остальных сторон она окружена нижнепалеозойскими структурами или кембро-силурийским полем, по Н. С. Шатскому (79). В этот пояс, в соответствии с тектонической схемой Т. Н. Спичарского, входят Котуйская впадина, Оленекский внутриплатформенный прогиб, а также Приенисейский и Прибайкало-Саянский передовые прогибы с Мархинско-Катангским валом, отделяющие синеклизу от складчатых сооружений Байкальской системы и Анабарской антеклизы.

Формирование синеклизы в основном закончилось к концу нижнего триаса, хотя ее крайняя юго-восточная часть, по-видимому, продолжала испытывать некоторое погружение также и в ниже-среднеюрское время (Ангаро-Вилюйский наложенный прогиб).

Тектоническое строение Тунгусской синеклизы

За последние годы, благодаря большому числу геологических исследований и аэромагнитной съемке, получено много новых данных по тектонике и истории развития Тунгусской синеклизы. Несмотря на это, общая схема ее тектонического строения и детали структуры отдельных участков выяснены пока недостаточно.

По определению Н. С. Зайцева (20), Тунгусская синеклиза представляет плоский мульдообразный бассейн, неодинаково прогнутый в различных частях и разделенный сложной системой разрывов на серию более или менее крупных блоков.

Больше всего прогнута центральная и северная части синеклизы, примерно совпадающие с контуром лавового поля, где подошва структурного этажа находится на глубине свыше 1000 м. К юго-востоку в бассейнах р. Чуни и среднего и верхнего течения рек Нижней и Подкаменной Тунгусок мощность пермо-триасовых отложений колеблется от 200 до 1000 м, а непосредственно у границ синеклизы не превышает 100—200 м (рис. 19).

На фоне общего погружения дна синеклизы по направлению от периферии к центру в ряде мест отчетливо фиксируются локальные мульды и небольшие поднятия более древних в основном нижнепалеозойских пород (Чадобецкий массив, реки Ейка, Иридка и другие).

Горные породы, выполняющие синеклизу, залегают спокойно, почти горизонтально. Заметно дислоцирована только пермская угленосная толща в низовьях рек Нижней Тунгуски и Курейки. В туфогенных породах иногда наблюдаются пологие прерывистые куполовидные складки, отчасти обусловленные неровной поверхностью подстилающих отложений. В лавовой толще достоверных пликтивных дислокаций не отмечается.

Дизъюнктивные нарушения и в их числе глубинные разломы фундамента, как подчеркивал еще В. А. Обручев (48), играют в строении Сибирской платформы, и особенно Тунгусской синеклизы, огромную роль.

Наличие региональных зон разломов, расположенных вдоль границ синеклизы и служащих путями внедрения трапповой магмы, было предположено Г. Ф. Лунгерсгаузенom в 1950 г. Впоследствии эта мысль была развита И. И. Красновым, В. Л. Масайтисом (25) и Н. С. Зайце-

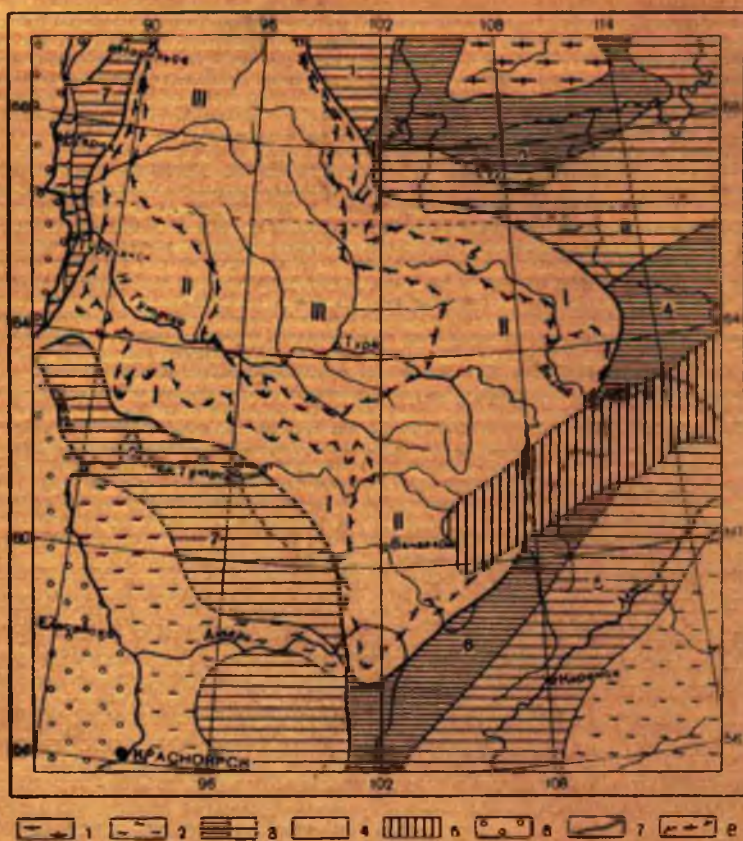


Рис. 19. Тектоническая схема Тунгусской синеклизы и прилегающих частей Сибирской платформы (по Т. Н. Спижарскому, 1958).

I — докембрийские тектонические структуры, обнажающиеся в антеклизе; 2 — Байкальская складчатая система; 3 — нижнепалеозойские структуры (цифры на карте: 1 — Котуйская впадина, 2 — Анабарская антеклиза, 3 — Оленекский внутри-платформенный прогиб, 4 — Мархинский вал, 5 — Прибайкало-Саянский передовой прогиб, 6 — Катангское поднятие, 7 — Приенисейский передовой прогиб); 4 — верхнепалеозойские структуры (Тунгусская синеклиза); 5 — мезозойские структуры (Ангаро-Вилуйский наложенный прогиб); 6 — Западно-Сибирская синеклиза; 7 — границы Тунгусской синеклизы; 8 — изогипсы залегания дна Тунгусской синеклизы: I — глубина залегания до 200 м, II — от 200 до 1000 м, III — свыше 1000 м

вым (20), выделившими в общей сложности три главные краевые зоны глубинных разломов: 1) Ангаро-Катангскую, проходящую по западной окраине платформы, от верховьев р. Вельмо через Большой порог на р. Подкаменной Тунгуске к устью р. Северной; 2) Ангаро-Вилуйскую, идущую по юго-восточному борту синеклизы от г. Братска в верховья р. Нижней Тунгуски и далее в бассейн среднего течения р. Вилуя; 3) Вилуйско-Котуйскую, протягивающуюся вдоль северо-восточной границы синеклизы, от водораздела рек Мархи и Моркоки к верхне-

му течению р. Оленек. Направление перечисленных зон устанавливалось по интенсивным магнитным аномалиям и площадям максимального скопления интрузивных траппов.

Несомненно, что Тунгусская синеклиза пересечена многочисленными разрывными тектоническими нарушениями, причем наиболее мощные разломы предполагаются в области лавового поля.

С краевыми разломами, по-видимому, связаны главным образом пластовые интрузии траппов в палеозойских отложениях, приуроченные к зоне флексурного сочленения Тунгусской синеклизы с прилегающими частями платформы.

Большая часть секущих трапповых тел расположена ближе к внутренним частям синеклизы и контролируется разнообразно ориентированными разломами, в совокупности образующими сложно разветвленную сеть с отдельными местными сгущениями.

Следы интенсивных тектонических нарушений хорошо прослеживаются также в краевых частях лавового поля во флексуре, ограничивающей центральный прогиб синеклизы. Здесь сконцентрировано большое число различных разрывов и установлено повышенное значение магнитного поля, скорее всего вызванное наличием слепых интрузивных тел.

Сюда же относятся локальные, но достаточно интенсивные тектонические нарушения верхнего горизонта туфогенной толщи и нижней части разреза лав, впервые отмеченные Г. Г. Моором (45) в районе пос. Туры, по берегам р. Нижней Тунгуски и ее притокам — рекам Нидыму, Ямбукану, Чунчеку и другим. Нарушенные пачки туфов и лав иногда имеют крутые углы падения ($50-60^\circ$) и перекрываются горизонтально лежащими лавовыми покровами. Подобные дислокации могут быть объяснены серией разрывов со ступенчатыми подвижками отдельных блоков, в связи с чем появляются местные наклоны слоев.

Мезо-кайнозойские тектонические движения. Не приходится сомневаться, что на Тунгусской синеклизе мезо-кайнозойские, и в том числе неотектонические, движения проявлялись в широких масштабах. Общее мезо-кайнозойское поднятие этой части Сибирской платформы было особенно значительным на северо-западе, в горах Путорана и сопровождалось образованием большого числа молодых расколов, часто подновлявших старые разломы.

Многие молодые расколы совмещены с современной речной системой. С молодыми тектоническими движениями, вероятно, связаны многочисленные сбросы небольших амплитуд, хорошо наблюдающиеся на аэрофотоснимках.

Фазы траппового вулканизма

Процесс траппового вулканизма в целом протекал весьма сложно, а отдельные фазы магматической деятельности в различных частях платформы иногда не совпадали во времени.

Различные схемы последовательности вулканизма Сибирской платформы предлагались С. В. Обручевым (50), В. С. Соболевым (66), А. П. Лебедевым (29), В. И. Гонышаковой (5,7), М. Л. Лурье и С. В. Обручевым (36) и другими. Ни одна из них в должной мере не обоснована и потому не может считаться окончательной. Наиболее полной является схема М. Л. Лурье и С. В. Обручева, хотя ее практическое значение сильно ограничено отсутствием четких критериев для отнесения интрузий к тому или иному магматическому циклу.

Общая картина развития трапповой формации представляется в следующем виде.

Первые проявления траппового вулканизма в интересующем нас районе относятся к началу верхней перми, о чем свидетельствуют редкие прослои пирокластических пород в пеляткинской свите. Кроме эпизодического выброса туфов, в эту фазу вулканической деятельности, вероятно, сформировалась также некоторая часть пластовых интрузий, внедрившихся в отложения нижнего палеозоя и нижние горизонты пермо-карбоновой угленосной толщи. Последнее доказывается наличием эруптивных обломков интрузивных долеритов в туфобрекчиях вышележащей туфогенной толщи.

Во вторую фазу вулканизма (нижний триас) происходило образование туфогенной толщи, осуществлявшееся путем эксплозионных извержений из многочисленных каналов центрального типа. За последние годы П. Е. Оффманом и некоторыми другими исследователями в бассейнах рек Подкаменной и Нижней Тунгусок, Чоны и Вилюя обнаружено большое число вулканических трубок, диаметром от 100 м до 1,5 км (52,36). Интересно отметить, что извержение громадного количества эруптивного материала и пирокластов почти не сопровождалось излияниями лав. В эту же фазу, по мнению М. Л. Лурье и С. В. Обручева, образовалась главная масса пластовых интрузий и даек долерита, залегающих в отложениях палеозоя.

К третьей фазе траппового вулканизма относятся площадные излияния базальтов, охватившие в нижнем триасе всю северо-западную часть Сибирской платформы. Эффузивная деятельность изменялась во времени от стадии многочисленных мелких излияний, богатых летучими компонентами базальтовых лав (нидымская свита), до мощных редких извержений, по-видимому, связанных с раскрытием широких трещин (ямбуканская свита). Возможно, что одновременно с образованием нижних частей лавовой толщи на востоке продолжался выброс туфогенного материала, главным образом насыщенных газами пемзовидных туфов.

В последнюю фазу вулканического цикла (триас—нижняя юра?) в лавовые покровы и подстилающие их туфогенные и песчано-угленосные отложения внедрились пластовые тела недифференцированных долеритов, а также дайки и штоки габбро-долеритов, тешенитов и других дифференцированных пород.

Последними, по мнению В. И. Гоньшаковой (7), являлись палагитовые долериты, долеритовые и атакситовые порфириды, как будто бы секущие отложения нижней юры (реки Большая Ерема и Нижняя Тунгуска, на отрезке между пос. Преображенкой и Ербогаченом).

ГЛАВА III

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИСЛАНДСКОГО ШПАТА

Проявления исландского шпата сконцентрированы преимущественно в центральной части Тунгусской синеклизы среди горных пород туфогенной и лавовой толщ, в бассейне среднего течения р. Нижней Тунгуски и верхнего течения р. Вилюя.

На этой площади имеются отдельные «узлы» кальцитовый минерализации. Среди них в настоящее время можно выделить Илимпейскую, Вилюйскую, Нидымскую и Нижнетунгусскую группы. Кроме того, некоторые проявления исландского шпата находятся в бассейнах рек Подкаменной Тунгуски и Ангары.

Ниже приводится описание типичных месторождений исландского шпата.

1. Месторождения Илимпейской группы

Почти всю площадь бассейна р. Илимпеи занимают отложения илимпейского и лимптэконского горизонтов туфогенной толщи (T_1), среди которых местами отмечаются небольшие выходы песчаников и углисто-глинистых сланцев пеляткинской свиты (P_2). Последние часто имеют тектонические контакты с туфами или обнажаются в ядрах пологих антиклинальных структур (например, «окно» песчаников между реками Давогной и Давогноканом).

В среднем и нижнем течении р. Илимпеи привлекает внимание очень широкое развитие агломератовых туфов и в особенности туфобрекчий, обнажения которых протягиваются по берегам реки на многие километры. О чрезвычайно активном проявлении траппового вулканизма свидетельствуют также многочисленные дайки и штоки долеритов, тяготеющие к определенным точкам, по-видимому, центрам извержения» (66). Наиболее крупные массивы траппов расположены в верховьях (хребты Лурчан, Тирар) и среднем течении р. Илимпеи (хребет Чемырле).

На водоразделе Лимптэкон — Илимпея и на гипсометрически высоких участках распространены пемзовидные (шлаковые) туфы лимптэконского горизонта.

Янгурактское месторождение

Геологическое строение месторождения. Район месторождения сложен главным образом туфогенными породами илимпейского горизонта, прорванными штоками и дайками долеритов и долеритовых порфириров. Наиболее распространены агломератовые туфы с пепловым цементом, туфобрекчии, а также мелкообломочные кристалло-витрокластические, пепловые и пизолитовые туфы.

Месторождение приурочено к скалистому обнажению туфогенных пород в доколе надпойменной скульптурной террасы, поверхность которой покрыта аллювиальными песчано-галечными отложениями. Кальцитовая минерализация наблюдается в юго-восточной части обнажения среди плотного крупнообломочного агломератового туфа, содержащего обособления пеплового и пизолитового туфов.

Агломератовый туф имеет пестрый литологический состав и содержит псефитовые обломки песчаников, траппов, глинистых и углистых сланцев, угля и мелкозернистых туфов, погруженных в более мелкозернистый агрегат таких же обломков. Последний, в свою очередь, цементируется тонким пепловым материалом. Порода лишена слоистости, и только в некоторых местах фиксируются прослои, обогащенные обломками угля.

Под микроскопом обнаруживается, что агломератовый туф чаще всего имеет смешанную лито-кристалло-витрокластическую структуру. Его главными компонентами являются обломки вулканического стекла (30—40%), туфов (10—15%), траппов (10—15%), кварца (10%), полевых шпатов (5%) и пепловый цемент (20—25%).

Вулканическое стекло неравномерно окрашено в бурый цвет, иногда интенсивно хлоритизировано. Оно в значительной мере подверглось раскристаллизации и нередко имеет сферолитовое или кристаллитовое строение.

Среди обломков траппов преобладают афанитовые долериты и долеритовые порфириты с интерсертальной структурой основной массы и мелкозернистые толеитовые долериты. Реже встречаются обломки стекловатой лавы, обладающей гялиновой или микролитовой структурой.

Обломки туфов характеризуются мелкозернистым строением и состоят из скоплений пепла, обычно замещенных тонкозернистым агрегатом кальцита, лимонита и хлорита.

В кристаллокластической части агломератового туфа преобладают остроугольные и округлые зерна кварца с мозаичным погасанием и таблитчатые кристаллы плагиоклазов от кислого (альбит-олигоклаз) до основного состава (битовнит). Плагиоклазы часто замещаются анальцимом и волокнистыми цеолитами. Кроме того, встречаются монаклинные пироксены (авгит, реже пижонит), калиевый полевой шпат, биотит и пирит. Цемент агломератового туфа состоит из аморфной пепловой массы с примесью тонкодисперсного пелитового материала.

Пизолитовый туф связан с агломератовым туфом постепенным переходом и представляет собой тонкозернистую сравнительно однородную породу с кристалло-витрокластической структурой, содержащую мелкие шаровидные обособления пепла.

На фоне спокойного залегания агломератового туфа иногда удается выявить небольшие пологие асимметричные складки северо-западного простираения, сопровождающиеся в куполах радиальными трещинами растяжения.

На месторождении фиксируется много сбросов и разнообразных трещин.

Среди них выделяются:

а) трещины кливажа, параллельные напластованию;

б) трещины скола, по которым часто отмечается перемещение отдельных блоков; они четко выдержаны по простираению и, несмотря на пестроту литологического состава агломератового туфа, секут, не изменяя направления, как цемент породы, так и заключенные в нем обломки; в случаях интенсивного развития сопряженных систем сколовых

трещин образуются зоны дробления, иногда достигающие по мощности 10—15 м;

в) трещины растяжения, лишенные четкой ориентировки, присущей сколовым трещинам, неправильные, ветвящиеся, часто зияющие. Некоторые из них выполнены мелкозернистым кальцитом.

Строение кальцитоносных зон. Исландский шпат на Янгурактском месторождении связан с двумя минерализованными зонами дробления агломератового туфа, расположенными неподалеку друг от друга (рис. 20).

Первая (главная) зона ориентирована на СВ 60°, имеет крутое, почти вертикальное падение и склонение под углом 75°. Контуры зоны очень нечеткие, по направлению к краевым частям раздробленные породы постепенно переходят в массивные.

В пределах главной зоны обломки агломератового туфа, размером от нескольких сантиметров до 1,5—2 м, сцементированы сильно измельченным глинисто-обломочным материалом, карбонатно-глинистыми образованиями и выделениями кальцита, гидроокислов железа, пирита, марказита и анальцима. Скопления сульфидов и продуктов их окисления придают зоне в отдельных участках облик типичной рудной брекчии.

Кроме механического дробления и перетирания, агломератовый туф в той или иной мере испытал гидротермальную переработку. Мелкие обломки часто изменены настолько интенсивно, что граница между ними и цементом брекчии трудно различима. Гидротермальное изменение начиналось осветлением стекловатой части туфа; затем его пепловый цемент замещался хлоритом и тонкозернистым кальцитом, а по плагиоклазам развивались цеолиты (натролит, морденит, гейландит) и анальцим.

Горными работами обнаружено, что на глубине мощность зоны и степень дробления агломератового туфа увеличивается (рис. 21).

В верхней части зоны четко выражены сколовые трещины. Здесь брекчирование развивалось полосами, ориентировка которых примерно совпадает с направлением трещин скола. Внизу на уровне 1-го уступа карьера туфы сильно раздроблены и перетерты, цемента в брекчии здесь больше, чем обломков, а в его составе заметно увеличивается количество карбонатно-глинистых образований.

Эти образования часто окружают обломки агломератового туфа, а также встречаются в виде вытянутых горизонтальных скоплений среди глинисто-обломочного материала или выполняют крутопадающие трещины. Они представляют однородную беловато-желтую породу, возникшую, очевидно, в результате кальцитизации глинок трения и состоящую из мельчайших зерен карбоната и пелитовых частиц.

В цементе брекчий широко развиты также различные гидротермальные минералы и продукты их изменения. Наиболее распространен кальцит, встречающийся в виде крупных желто-бурых или лимонно-желтых кристаллов и мелкозернистых агрегатов, выполняющих тонкие прожилки. Интересно отметить, что между бурым кальцитом и слабо окрашенным исландским шпатом отсутствуют промежуточные разновидности.

К числу распространенных в главной зоне минералов относятся сульфиды, представленные сплошными выделениями пирита, землистого марказита и единичными зернами халькопирита.

В нижних частях зоны наблюдаются черные натечные образования псиломелана, которые постоянно ассоциируются с рыхлым, сажистым пиролюзитом, окружающим кристаллы бурого кальцита.

Стенки трещин и полостей часто инкрустированы прозрачными и молочно-белыми кристаллами анальцима в форме правильных пентагон-



Рис. 20. Зарисовка стенки обнажения (по Р. Г. Раскиной). Янгурактское месторождение

1 — делювий; 2 — почвенный слой и аллювий надпойменной террасы; 3 — агломератовый туф; 4 — пизолитовый туф; 5 — обломки угля; 6 — минерализованные зоны дробления; 7 — долеритовый порфирит; 8 — кластические жилы; 9 — линии напластования; 10 — трещины скола и сбросы; 11 — трещина растяжения; 12 — контуры горных выработок; 13 — отвалы

триоктаэдров, размером до 1 см. Цеолиты обнаруживаются только под микроскопом и выполняют мелкие миндалины или замещают плагиоклазы в обломках агломератового туфа. Среди них определены натролит, морденит и мезолит.

В зоне очень много гипергенных минералов, в основном связанных с процессами окисления сульфидов, — окислов и гидроокислов железа и марганца, ярозита и гипса, особенно лимонита в виде землистых разновидностей бурого и буровато-желтого цвета, переходящих в ярко-желтый ярозит.

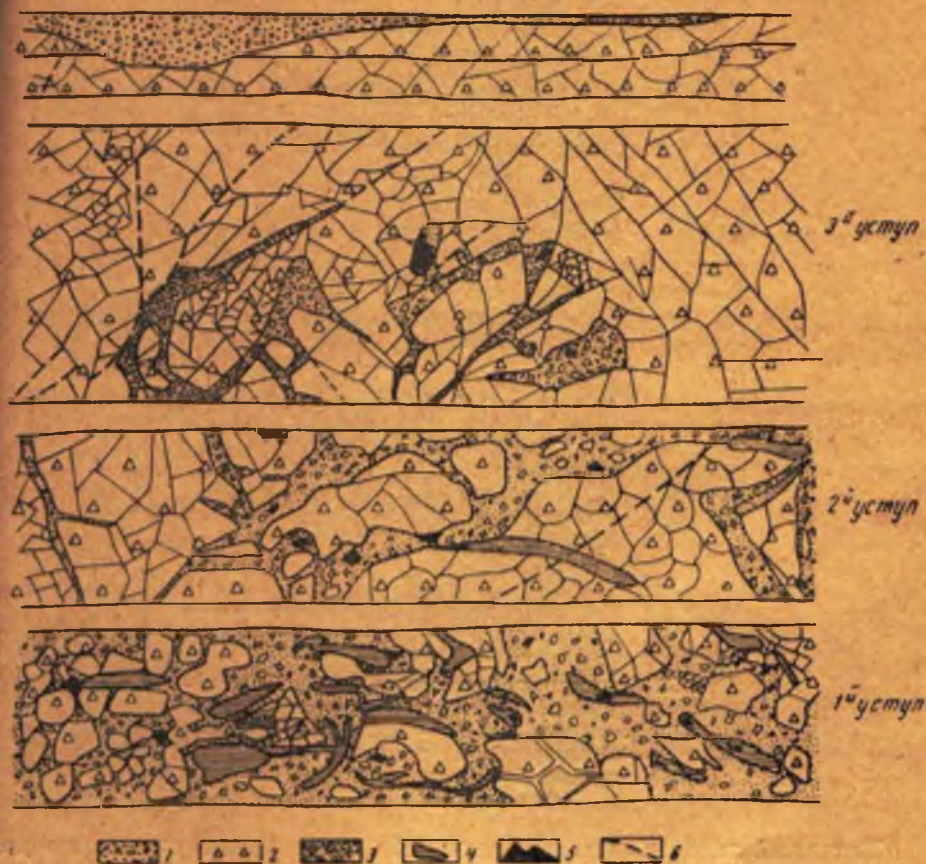


Рис. 21. Зарисовка забоев карьера (по К. К. Атабаеву). Янгурактское месторождение, первая зона

1 — аллювий террасы; 2 — агломератовый туф; 3 — глинисто-обломочный материал; 4 — карбонатно-глинистые образования; 5 — исландский шпат; 6 — трещины скола

Вторая зона расположена к юго-востоку от главной зоны. С северо-запада она срезана тектоническим нарушением, с северо-востока ограничена серией мелких нарушений, а в верхней части — маломощным пластовым телом долеритового порфирита, над которым находится неизмененный агломератовый туф.

Вторая зона (рис. 22) в целом по строению почти аналогична первой. Отличие заключается в составе цемента брекчий и в меньшей интенсивности сульфидной минерализации. Цементом здесь является массивная стекловатая порода с раковистым изломом, которая, как это

видно в шлифах, состоит из красновато-бурого основного вулканического стекла с беспорядочно разбросанными мелкими лейстами плагиоклаза, почти нацело замещенными цеолитами, анальцимом и хлоритом. Структура ее может быть названа витропорфировой с гиалиновой и кристаллитовой основной массой, текстура пузырчатая. В породе наблюдаются многочисленные инородные включения: обломки зерен кварца, кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата, пироксена. Зерна кварца и полевых шпатов обычно корродированы и сильно разрушены, зерна пироксена почти не изменены.



Рис. 22. Зарисовка забоя карьера (по Р. Г. Раскиной). Янгурактское месторождение, вторая зона
1 — аллювий террасы; 2 — долеритовый порфирит; 3 — агломератовый туф; 4 — измененная стекловатая лава; 5 — трещины скола; 6 — трещины с глиной

Типичный лавовый цемент брекчии большей частью сильно изменен и превращен в дресвовидно-землистую, пористую, карбонатизированную массу, пронизанную прожилками кальцита и анальцима.

В пустотах и порах измененной лавы встречаются бесформенные скопления буровато-желтого кальцита, кристаллы бесцветного исландского шпата и друзы водяно-прозрачного или молочно-белого анальцима, иногда замещенного ломонитом. Под микроскопом совместно с кальцитом и анальцимом обнаружены такие цеолиты, как десмин, натролит, гейландит и морденит. Сульфиды (пирит) распространены гораздо меньше, чем в первой зоне, и поэтому здесь сравнительно редки выделения ярозита и гипса.

Скопления исландского шпата. Исландский шпат образует гнездовые скопления в цементе брекчированных минерализованных зон. Большинство гнезд тяготеет к верхней части первой минерализованной зоны, где в строении брекчии преобладают крупные глыбы агломератового туфа. Среди мелкораздробленных пород более низких горизонтов

полости обычно невелики и выполнены не исландским шпатом, а трещиноватым бурым кальцитом. Продуктивные гнезда, как правило, заключают один сложно сдвойникованный сросток кристаллов исландского шпата (рис. 23).

Большие гнезда обычно расположены на стыке двух-трех глыб и грани кристаллов исландского шпата с одной стороны соприкасаются с массивными туфами, а с другой окаймлены тонким слоем буроватой



Рис. 23. Скопление кристаллов исландского шпата.

Янгуратское месторождение, первая зона

1 — агломератовый туф; 2 — глинисто-обломочный материал; 3 — кристаллы исландского шпата

глины и окружены глинисто-обломочным материалом. На стенках полостей часто встречаются выделения анальцима и пирита, иногда замещенного лимонитом. В некоторых гнездах исландский шпат имеет оторочку из среднекристаллического полупрозрачного кальцита.

Кристаллам исландского шпата из первой зоны свойственны изометричный облик с преобладающим развитием граней скаленоэдра ($2\bar{1}31$) и ромбоэдра (0221), лимонно-желтая окраска различной интенсивности и сдвойникованность по пинаконду (0001) и изредка по призме ($10\bar{1}0$).

Исландский шпат несет на себе следы постминерализационных подвижек: кристаллы его в коренном залегании обычно разбиты крупными трещинами на несколько блоков и содержат тонкие механические двойники. Изредка в нем наблюдаются мелкие сферокристаллы хлорита (?), оперенные тонкими трещинками, и жидкие включения. Во всех без исключения кристаллах присутствуют равномерно рассеянные мельчайшие точечные включения (пылевидная замутненность), видимые в сильном проходящем свете при помощи шестикратной лупы.

Во второй зоне исландский шпат встречается в пустотах среди измененного лавового цемента, в виде хорошо образованных ромбоэдри-

ческих кристаллов, как правило, совершенно бесцветных, но очень сильно растресканных и сплошь пораженных полисинтетическими механическими двойниками.

Последовательность минералообразования. Минерализованные зоны формировались путем дробления агломератовых туфов сопряженными трещинами скола с последующей цементацией раздробленных пород лавовым материалом (вторая зона) и продуктами деятельности восходящих гидротермальных растворов.

Процесс минералообразования отчетливо разделяется на четыре стадии:

1. Метасоматоз лавового цемента и мелкораздробленного материала брекчий с частичным замещением плагиоклазов и вулканического стекла анальцимом, цеолитами и хлоритами.

2. Выделение главной массы гидротермальных минералов: кальцита, сульфидов и анальцима в виде мелкозернистых скоплений; кальцитизация лавового цемента второй и глинисто-обломочного цемента первой зоны. В результате кальцитизации глинок трения возникают своеобразные карбонатно-глинистые образования.

3. Свободный рост в полостях хорошо образованных кристаллов анальцима, пирита, бурого кальцита и после некоторого перерыва — крупных прозрачных кристаллов исландского шпата.

4. Гипергенная стадия: окисление сульфидов и образование лимонита, ярозита, пиролюзита и гипса.

Месторождение Куктуле

Геологическое строение месторождения. В районе месторождения распространены туфогенные породы, собранные, по неопубликованным данным Г. Б. Рудника, в небольшие куполовидные складки с размахом крыльев 400—800 м и углами падения не более 25—30°.

Одна из таких складок обнаруживается непосредственно на участке месторождения. Ее ядро сложено серым и бурым агломератовым туфом, относящимся к илимпейскому горизонту туфогенной толщи, а в крыльях выходят пемзовидные туфы лимптэконского горизонта. Переход между ними постепенный, вследствие наличия промежуточных разностей агломератовых туфов со смешанным составом обломков.

Агломератовый туф в ядре складки состоит из остроугольных обломков базальта, долеритового порфирита и вулканического стекла, а также мелкозернистых туфов, кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и пироксена, сцементированных пепловой массой. Величина обломков варьирует от долей миллиметра до 1,5—2 см. Цемент туфа сильно изменен и содержит новообразования кальцита, халцедона, анальцима и цеолитов. Вулканическое стекло, как правило, нацело замещено хлоритом и идингситом.

Пемзовидные туфы представлены мелко- и крупнообломочными разновидностями, содержащими главным образом обломки светлой лавы с большим количеством пор, частично выполненных анальцимом и цеолитами. Изредка в них встречаются типичные вулканические бомбы, диаметром 0,2—0,5 м.

В южной части месторождения туфы секутся двумя тонкими (20—30 см) жилами долеритового порфирита, прослеживающимися на несколько десятков метров. В 0,8—1 км к востоку от месторождения находится сравнительно крупная дайка среднезернистого долерита, мощностью около 50 м, почти не оказавшая приконтактного воздействия на вмещающие ее туфы.

Строение кальцитоносной зоны. На месторождении прослежены четыре параллельные зоны тектонического дробления агломератового туфа, расположение которых, по мнению Г. Б. Рудника, повторяет контур куполовидной складки (рис. 24). Мощность зон меняется от 20—30 см до 2,5—3,5 м. Они представляют собой вытянутые полосы сильно раздробленных пород, скрепленных густой сетью пересекающихся кальцитовых прожилков и жил. Дроблению подверглись также жилы долеритового порфирита, заключенные в туфах. Сильнее всего породы раздроблены вблизи висячего бока минерализованных зон, контакт с монокристаллическими туфами здесь четкий и резкий. По направлению к лежащему боку брекчированность постепенно затухает.

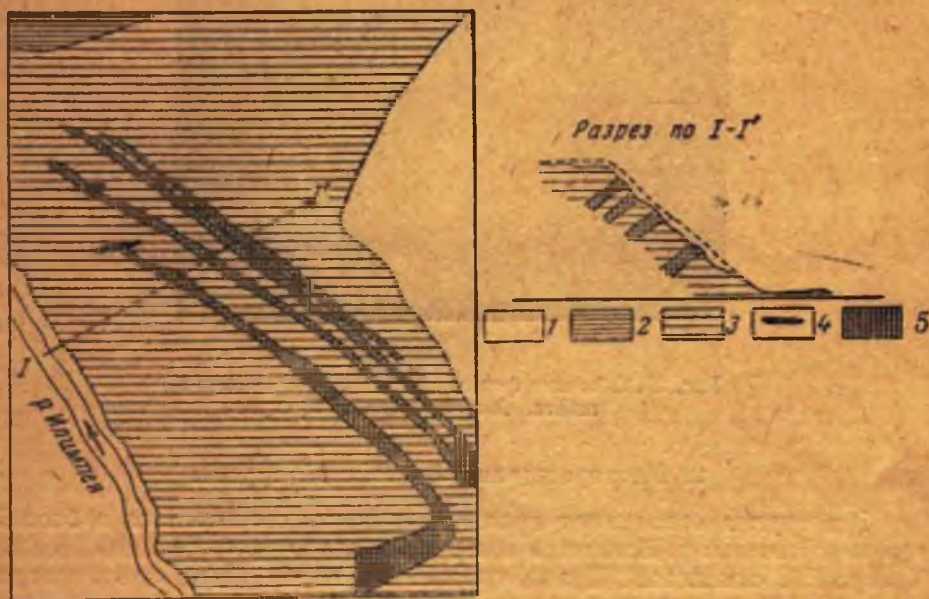


Рис. 24. Схема геологического строения месторождения Куктуле (по Г. Б. Руднику).

1 — четвертичные отложения; 2 — пемзовидный туф; 3 — агломератовый туф; 4 — жилы долеритового порфирита; 5 — минерализованные зоны дробления

Кальцитовые жилы и прожилки имеют неправильные очертания с раздувами до 1—2 м в поперечнике в местах взаимных пересечений. Их минеральный состав несложен: кроме мелко-среднезернистого шестоватого и крупнокристаллического кальцита, встречается молочно-белый и прозрачный анальцим, полусферические радиально-лучистые конкреции марказита и скопления гидроокислов железа. Марказит и гидроокислы железа обычно располагаются в лежащем боку и в местах выклинивания кальцитовых прожилков, а анальцим тяготеет к их висячему залъбанду. Цеолиты практически отсутствуют, и лишь в одном случае наблюдалось незначительное выделение морденита.

Скопления исландского шпата. Прозрачные кристаллы кальцита залегают в раздувах кальцитовых жил в полостях, часто имеющих клиновидную форму. На их стенках находятся хорошо ограниченные тетрагон-триоктаэдри анальцима и мелкие кристаллы белого полупрозрачного кальцита; ближе к центру располагаются крупные сростки кристаллов исландского шпата. Последние имеют уплощенно призма-

тический, а также скаленоэдрический, реже ромбоэдрический габитус (рис. 25) и окрашены в слабый желтый цвет, исчезающий под действием солнца или после искусственного ультрафиолетового облучения.

Большинство кристаллов сильно растрескано как вследствие приповерхностного выветривания, так и за счет проявления послеминерализационных тектонических движений. Очень распространенным дефектом кристаллосырья является также тонкая пылевидная замутненность.



Рис. 25. Обычные формы кристаллов исландского шпата. Месторождение Куктуле

2. Месторождения Вилуйской группы

Эта группа охватывает проявления исландского шпата в бассейне верхнего течения р. Вилуя на восточной слабо погруженной окраине Тунгусской синеклизы. Кроме туфогенных пород (T_1), здесь широко развиты песчаные угленосные отложения бургуклинской (P_1) и катской свит (C_2), а также мергели, известняки и доломиты усть-кутской (O_1) и верхоленской свит ($Ст_3$). Перечисленные отложения прорваны большим числом различных трапповых тел, среди которых преобладают пластообразные залежи мелко- и среднезернистых долеритов ранних фаз внедрения.

Данная часть синеклизы была захвачена более молодыми мезозойскими движениями (район Вилуйско-Ангарского мезозойского прогиба, по Т. Н. Спижарскому), в результате чего ее стратиграфический разрез завершается континентальными и частично морскими песчано-галечными отложениями J_1 , лежащими на размытой поверхности туфогенной толщи.

Джекидинское месторождение

Геологическое строение месторождения. В рассматриваемом районе развиты горные породы туфогенной толщи (T_1), среди которых встречаются изолированные выходы нижнепермских кварцево-полевошпатовых песчаников, углисто-глинистых сланцев и мелкогалечных конгломератов. Из туфов преобладают агломератовые разности, содержащие обломки витробазальта, вулканического стекла, плагиоклазов, кварца и других минералов, скрепленных пепловым материалом. Менее распространены пепловые и мелкообломочные туфы, относящиеся, по-видимому, к одному стратиграфическому горизонту.

В туфах местами заключены линзы туфогенных и кварцево-полевошпатовых песчаников с карбонатным и кремнистым цементом, обычно перекрытые пепловым туфом.

Многочисленные выходы траппов, по неопубликованным данным Ю. Я. Касьяна, относятся главным образом к секущим жилообразным телам сложной конфигурации с раздувами, пережимами и большим числом апофиз. Выходы траппов чаще всего имеют северо-западное простирание и характерное субпараллельное и кулисообразное расположение. Мощность тел большей частью колеблется от 20 до 70 м, изредка достигая 120 м (участок Таз-Тарутях). Состав тел отвечает долеритовым порфиридам и мелко-, средне- и крупнозернистым долеритам нормального ряда. Долеритовые порфириды часто обладают миндалекаменной текстурой, а зернистые долериты в той или иной степени цеолитизированы.

Район месторождения отличается интенсивным проявлением гидротермальной минерализации, локализованной преимущественно на контактах трапповых тел. В результате наложенного гидротермального метаморфизма туфы преобразованы в бобовидные эпидото-анальцимовые и хлорито-цеолито-кальцитовые породы, гранато-кальцитовые, гранато-магнетито-кальцитовые и магнетито-кальцитовые скарны, между которыми существуют постепенные переходы. Реже обнаруживается вилуито-гранатовая и халцедоно-кварцевая минерализация.

Гидротермальный метаморфизм траппов выражается в развитии граната, магнетита, хлоритов, а также пироксено-цеолитовых пород, образовавшихся вследствие полного замещения плагиоклазов цеолитами. Измененные породы обычно содержат многочисленные прожилки, жеоиды и гнезда кальцита и различных цеолитов.

Месторождение приурочено к апикальной куполовидной части жилообразного траппового тела, имеющего сложное зональное строение (рис. 26). Вмещающие туфы непосредственно на контакте с ним орого-виканы или сильно карбонатизированы и хлоритизированы. Кроме них, широко распространены бобовидные анальцимовые породы, находящиеся, по-видимому, над еще не вскрытой эрозией частью интрузивного тела. Несколько западнее Центрального карьера в долине ручья Малый Намур обнаружены слабо измененные агломератовые туфы и туфобрекчии с крупными (до 0,5—1 м) обломками мелкозернистых и агломератовых туфов, туфопесчаников, долеритов, угля, изредка серого известняка и кварцитов.

Интрузивное тело прослежено в юго-восточном направлении на 225 м и имеет максимальную мощность 70 м в месте заложения карьера; углы падения его крутые, порядка 70—85°.

В периферической части интрузивного тела наблюдается оторочка долеритового порфирита, содержащего рассеянную вкрапленность пирита и единичные миндалины, выполненные натролитом и анальцимом. По направлению к центру тела долеритовый порфирит сменяется мелкозернистым и порфиroidным среднезернистым долеритом, постепенно переходящим в крупнозернистый габбро-долерит. Для пород характерна долеритовая, пойкилоофитовая и офитовая структура с моноклинными пироксенами, представленными пижонит-авгитом или ферроавгитом ($2V = +54^\circ$, $cNg = 33-45^\circ$, $\rho > V$) и плагиоклазом-лабрадором № 51—68. Важно отметить наличие в некоторых шлифах ромбического пироксена (энстатита) в количестве 5—20% и оливина 5—10%. Все породы несут следы гидротермального воздействия.

Строение кальцитоносной зоны. В центральной части интрузива средне- и крупнозернистый долерит (габбро-долерит) интенсивно цеолитизирован и местами превращен в пироксено-цеолитовую породу. Последняя представлена рыхлыми, иногда глинистыми образованиями светло-зеленого или буро-зеленого цвета, заключающими реликтовые глыбы цеолитизированных долеритов.

Состав пироксено-цеолитовой породы довольно однообразен и выражается следующим процентным соотношением главных компонентов (по М. Г. Равичу, 54): 1) натриевые, натриево-кальциевые цеолиты и анальцим 60—75; 2) моноклинный пироксен 5—40; 3) ромбический пироксен — 0,35; 4) сфен и рудный минерал 2—10; 5) иддингсито-серпентино-хлоритовый агрегат 5—15; 6) эпидото-цонзитовый агрегат 1—5.

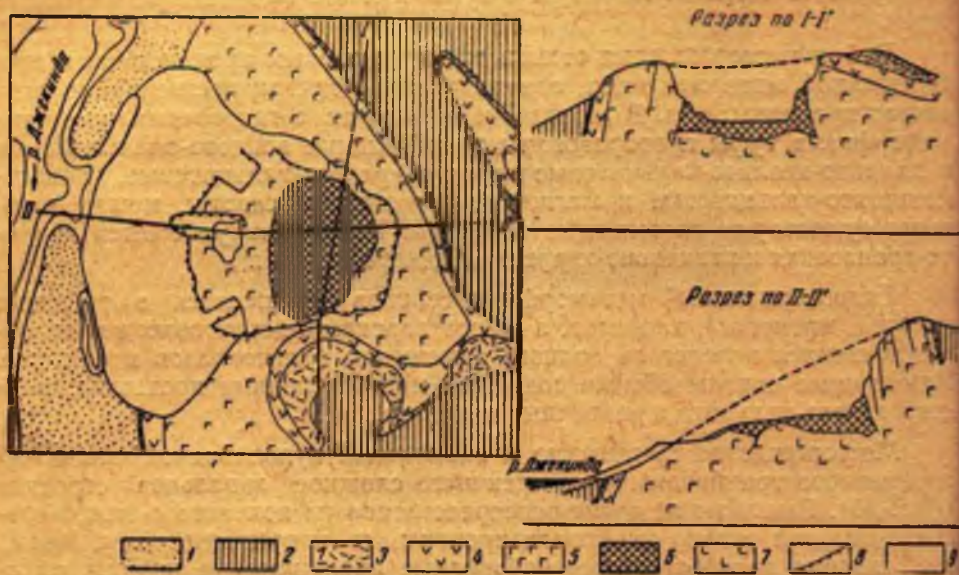


Рис. 26. Схема геологического строения Джекиндинского месторождения (участок Центрального карьера) (по К. Ф. Гурьянову)

1 — аллювий; 2 — гидротермально измененные туфы; 3 — долеритовый порфирит; 4 — мелкозернистый долерит; 5 — средне- и крупнозернистый долерит и габбро-долерит; 6 — пироксено-цеолитовая порода; 7 — анальцимизированный долерит; 8 — контуры карьера; 9 — отвалы

В цеолитизированных долеритах цеолиты развиваются главным образом по плагиоклазам, не затрагивая моноклинного пироксена (ферроавгит или субкальциевый ферроавгит с $2V=+48^\circ$ и $cNg=45-47^\circ$), который обычно замещается по краям каймой эгирин-авгита ($2V=+64^\circ$, $cNg=56^\circ$). По плагиоклазу и пироксену развиваются также мелкочешуйчатый хлорит и изредка эпидот, а рудные зерна часто окружены выделениями сфена.

Среди цеолитов преобладают гейландит ($Np=1,490\pm 0,004$), томсонит ($Ng=1,535\pm 0,002$) и сколецит ($Ng=1,513\pm 0,002$). В измененном габбро-долерите встречаются шпильки и тонкие прожилки долеритового пегматита с жеодами, выполненными крупными таблитчатыми кристаллами пироксена и красновато-бурого сфена, которые покрыты анальцимом и радиально-лучистыми агрегатами натролита. Здесь же наблюдаются хорошо ограненные кристаллы диопсида и граната.

Степень гидротермального изменения горных пород неравномерна и определялась их зернистостью и расположением трещин. Наиболее сильно цеолитизированы средне- и крупнозернистые разности долеритов; при этом изменение пород развивалось вдоль трещин и достигло максимальной интенсивности в местах их пересечения. Между трещинами иногда сохранились округлые блоки слабо измененного долерита (рис. 27). Полностью переработанные породы обычно прослеживаются в определенных направлениях, вероятно, соответствующих участкам максимальной трещиноватости долеритов.



Рис. 27. Пироксено-цеолитовая порода в стенке карьера. Видны трещины столбчатой отдельности, между которыми сохранились округлые блоки долерита. Справа внизу — устье штольни. Джекиндинское месторождение

Интересно отметить, что округлая форма реликтовых глыб долерита ввела в заблуждение А. В. Скропышева, который принял их за вулканические бомбы и на этом основании всю цеолитизированную зону считал вулканической трубкой. Ошибочность этого представления очевидна, так как долеритовые глыбы обладают полнокристаллической структурой и лишены стекловатой корки, характерной для вулканических бомб, а предположение о наличии эруптивного канала в центре траппового тела опровергается данными о быстром выклинивании минерализованной зоны на глубине.

Переход между слабоцеолитизированными долеритами и пироксено-цеолитовой породой постепенный, но на очень небольшом интервале; в одной штольне наблюдался также резкий контакт по трещине.

С глубиной интенсивность цеолитизации быстро затухает, и пироксено-цеолитовая порода занимает только редкие промежутки между

слабоизмененными блоками. Еще ниже зона гидротермальной переработки практически выклинивается, сменяясь почти свежими среднезернистыми долеритами, пронизанными по трещинам отдельности цеолитовыми прожилками.

В некоторых шурфах К. Ф. Гурьяновым отмечены на этой глубине серые мелкозернистые анальцимизированные долериты, долерит-монцо



Рис. 28. Выклинивание пироксено-цеолитовой породы на глубине. Джекиндинское месторождение, зарисовка стенок шурфа (по К. Ф. Гурьянову)

- 1 — цеолитизированный габбро-долерит;
2 — анальцимизированный долерит; 3 — пироксено-цеолитовая порода (крепкая);
4 — пироксено-цеолитовая порода (глинистая); 5 — цеолитовые прожилки

ниты и лейкократовые долериты, также с прожилками цеолитов и красными железистыми натеками (рис. 28). Для них типичны долеритовая структура и наличие анальцима, эгирин-авгита и иногда калиево-натриевого полевого шпата (анортотклаза), замещающего плагиоклаз.

Зона пироксено-цеолитовой породы имеет в плане овальную форму, крутое падение в противоположные стороны ($70-80^\circ$) и на глубине тупо

выклинивается. Она находится вверху куполовидной части интрузива, что подчеркивается сводовым расположением трещин отдельности, повторяющих конфигурацию купола. Измененные породы пронизаны густой сетью цеолитовых прожилков, мощностью от 0,5 до 3 см, увеличивающейся в раздувах до 10—15 см. В основном эти прожилки выполняют трещины отдельности, как первичные — прямолинейные, так и вторичные — псевдошаровые.

По составу прожилки преимущественно цеолитовые или кальцитово-цеолитовые с крустификационной текстурой. Наиболее ранним, по-видимому, являлся молочно-белый мелкокристаллический анальцит, слагающий края некоторых прожилков, затем белый радиально-лучистый натролит ($N_g=1,490\pm 0,004$; $N_p=1,479\pm 0,002$), оранжевый десмин ($N_g=1,505\pm 0,002$; $N_p=1,490\pm 0,002$), ломонтит, шабазит, кальцит и тончайшие прозрачные иголки натролита второй генерации. Ю. Я. Касьяном были определены также кальциевые цеолиты — лобанит и стеллерит, из которых последний встречается в качестве «рубашки» на кристаллах кальцита. Сульфидов очень мало, и только изредка наблюдаются бурые псевдоморфозы лимонита по пириту и рассеянная вкрапленность халькопирита. Интересно отметить относительно слабую распространенность мелкозернистого кальцита, а также халцедона и других минералов группы кварца.

Кальцит представлен в основном тремя модификациями: 1) обелисковидными (пирамидальными) кристаллами с гранями (1120); 2) «эвездчатыми» сростками, представляющими комбинацию sdвойникованных по (0001) индивидов, несущих грани ромбоэдра (2021)¹ и 3) кристаллами ромбоэдрического облика, наиболее распространенными.

Скопления исландского шпата. Качественные кристаллы извлекались из гнезд, расположенных в пироксено-цеолитовой породе между глыбами слабо измененного габбро-долерита. Большинство пустот заключало единичные монокристаллы скаленоэдрической формы. Стенки пустот были покрыты игольчатыми кристаллами цеолитов с призмами медной зелени и корочками малахита.

Кальцитоносные гнезда располагались в верхнем горизонте минерализованной зоны на глубине не более 7—8 м от поверхности. Встречавшиеся ниже пустоты не содержали кальцита и были целиком заполнены ископаемым льдом.

Кристаллы исландского шпата совершенно прозрачны, иногда с молочно-белыми и замутненными участками. Они отличаются полной бесцветностью, высоким светопропусканием в ультрафиолетовой области спектра и почти не содержат вростков других минералов; наиболее серьезным их дефектом являются мелкие жидкие включения, скопления которых иногда приводит к частичной замутненности кристалла. Незначительное развитие двойников, малое количество инородных включений и слабая трещиноватость обуславливают высокое качество минерала, как оптического сырья.

Последовательность минералообразования. Процессы гидротермального минералообразования на Джекиндинском месторождении можно разделить на три стадии. В первую стадию происходила гидротермальная переработка долеритов с образованием пироксено-цеолитовых пород (замещение плагиоклазов анальцитом, натролитом и отчасти гейландитом). Во вторую стадию среди измененных пород в полостях трещин отлагались натриево-кальциевые цеолиты, кальцит и сульфиды. И, наконец, в третью стадию осуществлялась свободная

¹ Установлено В. А. Мокневым.

кристаллизация крупных кристаллов исландского шпата, рост которых требовал особо благоприятных физико-химических условий.

Марханское месторождение

Геологическое строение месторождения. В районе месторождения развиты агломератовые и мелкообломочные туфы, прорванные трапповыми интрузиями преимущественно дайкообразной и жильной формы. Обнаруживаются и несколько небольших пластовых залежей долеритов, вероятно, являющихся частями большого расчлененного пластообразного интрузива.

Наибольший интерес представляют три концентрические полукольцевые дайки и расположенная вблизи них группа зональных штокообразных тел, следующих друг за другом по направлению линейного разлома. К последним и приурочены скопления исландского шпата.

В плане одно из таких интрузивных тел обладает сравнительно изометричной формой. Северный и южный контакты с туфами имеют крутое падение ($<50-55^\circ$) в сторону интрузивного тела, восточный — также крутое (азимут падения $110^\circ < 58^\circ$), западный — пологое (азимут падения $85^\circ < 10^\circ$).

Как видно на рис. 29, интрузивное тело характеризуется зональным строением и по направлению от периферии к центру сложено долеритовым порфиритом и мелкозернистым долеритом, сменяющимся сперва цеолитсодержащим, а затем палагонитовым долеритом. В центральной части тела обнаружена зона интенсивной гидротермальной переработки долеритов.

Долеритовый порфирит и мелкозернистый долерит имеют долеритовую, пойкилоофитовую и интерсертальную структуру, содержат 15—20% оливина и до 30% частично раскристаллизованного стекла. Моноклинный пироксен в них представлен пижонит-авгитом или субкальциевым ферроавгитом ($2V = +46-50^\circ$, $cNg = 42-45^\circ$), а плагиоклаз — лабрадором № 59—66, причем в краях зональных зерен его состав соответствует андезину № 45.

Значительно более своеобразен долерит, содержащий до 30% натролита, цеолитов и опала. Отмечается обогащение рудным минералом и наличие первичного анальцима, почему эта порода может быть отнесена к щелочному (тешениновому) ряду.

Ближе к центру интрузива мелкозернистый долерит переходит в палагонитовую разность с многочисленными вкрапленниками смоляно-черного палагонита, превращающегося при выветривании в ржаво-бурную массу. Под микроскопом наблюдается пойкилоофитовая и интерсертальная структура с выполнением интерстиций бурым изотропным и частично раскристаллизованным палагонитом, составляющим около 10% площади шлифа. Вокруг зональных зерен плагиоклаза (ядро — битовнит № 77—78, края — лабрадор № 51—54) иногда наблюдается микропегматитовая оторочка. По оптическим константам пироксен относится к пижонит-авгиту или ферроавгиту ($2V = +48-53^\circ$, $cNg = 42-46^\circ$).

Строение кальцитонной зоны. Зона гидротермальной переработки долерита в центре интрузива вытянута в северо-западном направлении и имеет крутое падение, причем падение ее восточного и западного боков совпадает с направлением контактов интрузивного тела, а падение северного и южного боков имеет обратное контактам направление.

Среди гидротермально переработанной породы можно выделить несколько разновидностей, незначительно отличающихся друг от друга по величине зернистости и степени постмагматической минерализации.

Преобладает серовато-коричневый измененный цеолитизированный и хлоритизированный долерит с равномерно распределенными выделениями розового десмина ($Ng=1,502\pm 0,002$, $Np=1,492\pm 0,002$), размером до 3—4 мм. Количество десмина и других цеолитов местами достигает 70—80% объема породы. При выветривании порода легко превращается в рыхлый серовато-зеленый и бурый песчано-глинистый материал.

В шлифах наблюдается интенсивное замещение всех породообразующих минералов и широкое развитие новообразований цеолитов, кальцита, хлорита и бурого биотитоподобного вещества. Моноклинный пироксен представлен субкальциевым ферроавгитом ($2V=+49^\circ$, $cNg=40^\circ$), его таблитчатые кристаллы замещаются агрегатом желтовато-зеленого хлорита.

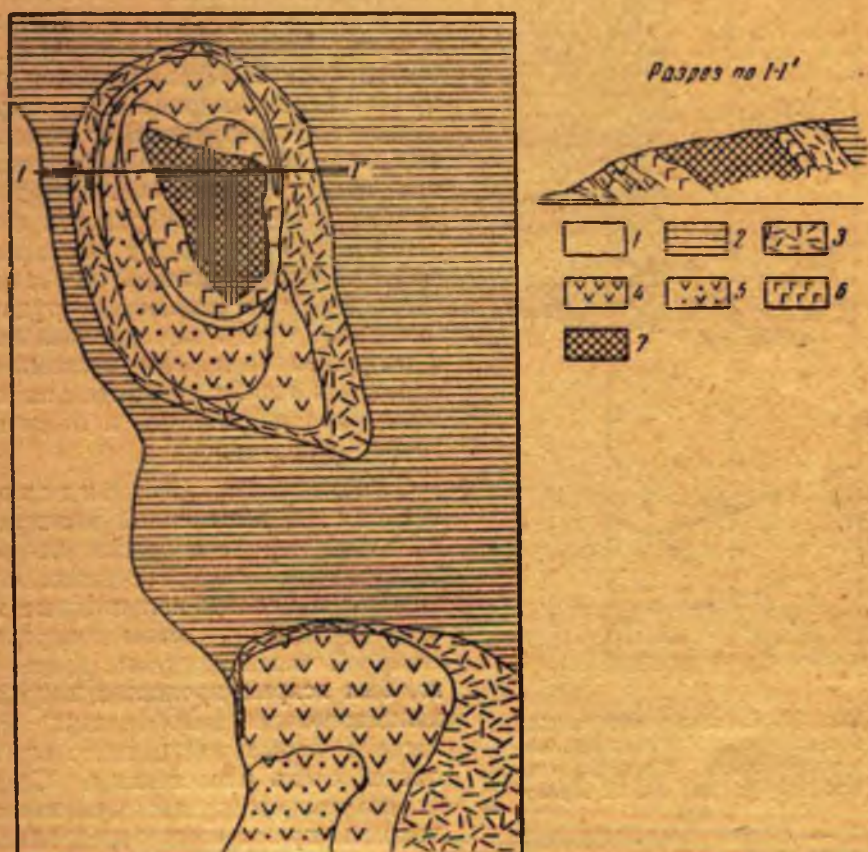


Рис. 29. Схема геологического строения Мархинского месторождения (по М. Е. Крекову)

1 — четвертичные отложения; 2 — агломератовый туф; 3 — долеритовый порфирит; 4 — мелкозернистый долерит; 5 — мелкозернистый цеолито-державший долерит; 6 — палагонитовый долерит; 7 — зона гидротермально переработанного долерита

Плагноклазы по составу колеблются от андезина № 45 до лабрадора № 54 и обычно полностью или только в центральной части зерен замещены цеолитами, с включениями пелитизированного карбоната, и мелкочешуйчатым хлоритоподобным минералом. Весьма обильны цеолиты (десмин, гармотом, натролит, томсонит, гейландит) и в меньшей

Аламджахское месторождение

Геологическое строение месторождения. В районе Аламджахского месторождения распространен главным образом агломератовый литовитрокластический туф, состоящий из обломков долеритового порфирита и бурого вулканического стекла. Реже встречается витрокластический туф, в котором обломки хлоритизированного и цеолитизированного вулканического стекла сцементированы тонкой пепловой массой.



Рис. 31. Сложная форма кристалла исландского шпата. Марханское месторождение

Туфогенные породы прорваны серией долеритовых жило- и дайкообразных тел, ориентированных преимущественно в субмеридиональном направлении. Наиболее крупная дайка средне- и крупнозернистого долерита имеет мощность от 70 до 110 м.

На контакте трапповых тел с туфами повсеместно проявлены процессы цеолитизации и карбонатизации плагиоклазов и вулканического стекла. Местами туфы превращены в скарнообразные гранатовые породы, содержащие гроссуляр, эпидот и серпентин.

Месторождение исландского шпата приурочено к лежащему боку трапповой жилы, простирающейся по азимуту $340-345^\circ$ с падением на юго-запад под углом $30-50^\circ$. Жила имеет неправильную конфигурацию и сложное зональное строение (рис. 32).

Висячем боку жилы залегает агломератовый туф, а в лежащем боку — тонкообломочный пепловый туф, переходящий к востоку в более грубозернистые и агломератовые разности.

В строении жилы участвуют (от центра к периферии) крупно- и среднезернистый габбро-долерит, мелкозернистый долерит и тонкозернистый долеритовый порфирит. Все перечисленные разновидности связаны постепенными трудно уловимыми переходами. Состав их примерно одинаков и выражается следующими процентными соотношениями: плагиоклазы 40—45, моноклинный пироксен — 40, оливин 2—5, палагонит — 5, магнетит — 5, раскристаллизованное стекло 1—3.

Плагиоклаз представлен двумя генерациями: коротко-столбчатыми зернами лабрадора № 60—64 и узкими лейстами лабрадор-андезина № 46—60. Моноклинный пироксен по оптическим константам ($2V=+48^\circ$,

$cNg=24^\circ$) относится к авгиту. В габбро-долеритах и среднезернистых долеритах интерстиции часто заполнены смоляно-черным (в шлифах красно-бурым и буровато-коричневым) палагонитом. Он же вместе с кальцитом образует идеально правильные круглые миндалины и проникает по тончайшим трещинкам в зерна плагиоклаза. В промежутках между породообразующими минералами встречается, кроме того, бурое раскристаллизованное стекло и иногда микропегматит.

В лежащем боку интрузивного тела развит «краевой долеритовый порфирит» (стекловатый туф, по Н. Н. Буданову), возникший за счет пропитывания агломератового туфа магматическим материалом. Внешне он почти не отличим от обычного афанитового долерита, но под микроскопом в нем обнаруживаются мелкие обломки базальта, кварца и кислых плагиоклазов. Гибридный характер породы подтверждается ее

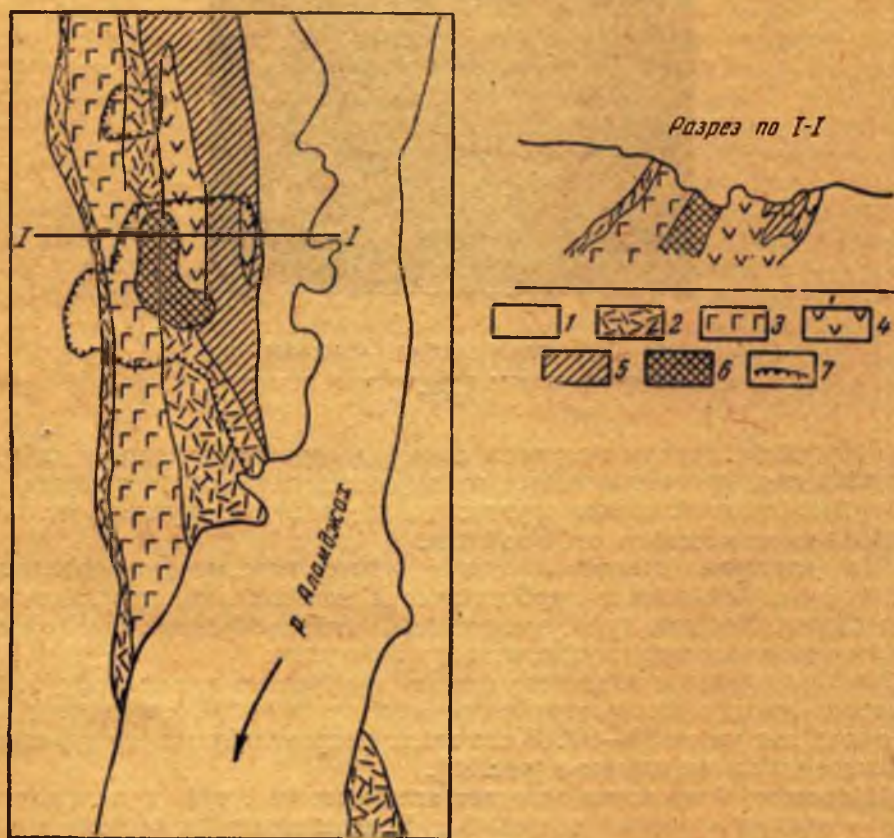


Рис. 32. Схема геологического строения Аламджахского месторождения (по В. Г. Бондарю)

1—агломератовый туф; 2—долеритовый порфирит; 3—средне- и крупнозернистый долерит; 4 — мелкозернистый долерит и порфирит восточной жилы; 5 — карбонатизированные и цеолитизированные породы; 6 — кальцитонесная зона; 7 — контуры карьеров

атакситово-брекчиевидным сложением, обусловленным различной структурой основной массы: гиалиновой, гялопилитовой, криптокристаллической, микролитовой и т. п.

Восточнее основного интрузива В. Г. Бондарем обнаружена вторая трапповая жила, мощностью около 8 м, простирающаяся по азимуту СВ 5° с падением на СЗ, $\angle 45-60^\circ$. На участке, вскрытом карьером, происходит сближение и частичное пересечение обоих интрузивных тел. Восточная жила, по-видимому, является более поздним образованием и дает апофизы долеритов, обогащенных кальцитом и палагонитом, секущие мелко- и среднезернистый долерит основного траппового тела.

Строение кальцитоносной зоны. По направлению восточной жилы прослеживается зона дробления и интенсивного изменения горных пород. Здесь, несомненно, находится тектоническое нарушение типа разлома, по которому происходило поступление гидротермальных растворов.

Агломератовый туф в зоне разлома сильно раздроблен, цеолитизирован и пересечен густой сетью ветвящихся жил и прожилков кальцито-цеолитового, реже кремнисто-кальцитового состава. Мощность самых больших жил достигает в раздувах 40 см. Здесь встречаются скопления небольших полупрозрачных и сильно трещиноватых кристаллов кальцита; из цеолитов более всего распространены гейландит и десмин.

Максимальное проявление гидротермальной минерализации наблюдается в месте пересечения основной долеритовой жилы с зоной разлома и сочленения ее с восточной жилой; этот участок и является местом рождения исландского шпата.

Кальцитовая минерализация локализована в интенсивно брекчированном краевом долеритовом порфирите и частично в мелкозернистом долерите лежащего бока основной жилы, которая, вероятно, экранировала восходящие гидротермальные растворы.

К. Ф. Гурьяновым и Ю. Я. Касьяном отмечена определенная зональность в распределении гидротермальных минералов. В центральной части зоны дробления в полосе, мощностью около 2 м, развита преимущественно пироксено-цеолитовая порода с обильными выделениями гейландита, десмина, томсонита (?), анальцита и в меньшем количестве кальцита. Эта горная порода представляет рыхлое, местами глиноподобное образование, кое-где сохраняющее реликты первичной крупнокристаллической структуры. На фоне зеленовато-серой основной массы, состоящей главным образом из агрегатов различных цеолитов, отчетливо выделяются черные зерна пироксена и миндалевидные бурые включения палагонитообразного вещества.

Далее следует брекчия, пронизанная кальцито-цеолитовыми прожилками, имеющими крустификационную текстуру, сложный минеральный состав и небольшую мощность от 1—5 мм до нескольких сантиметров. По составу различаются кальцито-цеолитовые, кальцитовые, кальцито-халцедоновые и цеолито-кальцито-халцедоновые прожилки, краевые части которых обычно сложены цеолитами, а центральные — кальцитом и халцедоном. Вмещающая порода представлена сильно измененным краевым долеритовым порфиритом, пропитанным кальцитом.

Еще дальше расположена зона преимущественно кальцитовой минерализации, заключающая гнезда исландского шпата (рис. 33). Минерализация прожилкового типа здесь практически отсутствует, и вместо нее наблюдается сплошное замещение кальцитом стекловатых участков краевого долеритового порфирита и пеплового туфа. В массе карбонатизированного рыхлого материала залегают линзы мелкозернистого и неравномернозернистого кальцита, а также гнезда крупных кристаллов полупрозрачного кальцита и исландского шпата. Эта зона постепенно сменяется сравнительно свежим мелко- и среднезернистым долеритом и габбро-долеритом с многочисленными миндалинами каль-

цита и палагонита, в свою очередь быстро переходящими в нормальные свежие долериты.

Площадь проявления описанной кальцитово-цеолитовой минерализации уменьшается с глубиной.

Скопления исландского шпата. На месторождении в зоне кальцитово-цеолитовой минерализации гнезда с кристаллами исландского шпата обнаружены только вблизи поверхности эрозионного среза, что связано с уменьшением интенсивности минерализации на глубине.

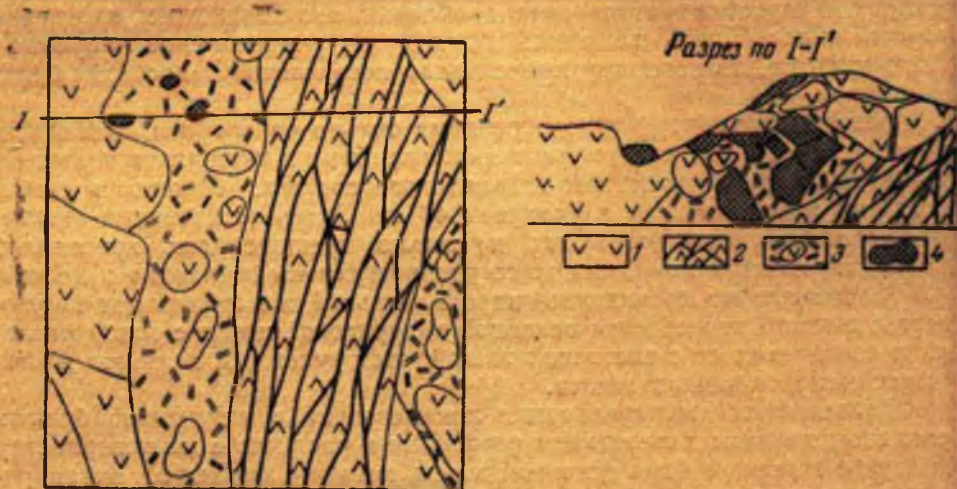


Рис. 33. Строение минерализованной зоны. Аламджакское месторождение, зарисовка почвы карьера (по В. Г. Бондарю)

1 — среднезернистый долерит; 2 — зона интенсивной кальцито-цеолитовой минерализации прожилкового типа; 3 — гидротермально измененная (карбонатизированная) порода; 4 — скопления кальцита

По составу эти гнезда мономинеральны и представляют скопления нескольких кристаллов полупрозрачного кальцита и исландского шпата, главным образом ромбоэдрического габитуса, тесно сросшихся друг с другом и отделенных глинистым материалом от глыб слабо измененных вмещающих пород. По периферии гнезд наблюдается глинистая карбонатизированная оторочка, мощностью от 2 до 10 см.

Исландский шпат в основном бесцветен и только иногда окрашен в светло-желтый и еще реже в сероватый цвет. Изредка встречаются кристаллы-фантомы с ярко оранжевой внутренней и бесцветной наружной частью. Широко распространены зональные включения зеленоватого или белого пелитового материала, которыми переполнены кристаллы сероватого кальцита, не имеющие правильной огранки.

Основными дефектами кристаллосырья являются сильная трещиноватость и большое число механических двойников.

3. Месторождения Нижнетунгусской группы

Геологическое строение района Нижнетунгусских месторождений за последнее время значительно уточнено в результате детальных поисково-съёмочных работ К. К. Атабаева, Е. И. Гуриновой, С. В. Елецкого и Н. С. Макаренко.

По полученным данным, здесь развиты туфогенные отложения верхов корвунчанской свиты (T_1^1) и лавовые покровы с прослоями туфо-

песчаников и туфов, относящихся к нидымской свите (T^1). Верхняя часть стратиграфического разреза скорее всего относится к кочечумской свите (T^1).

Мощность отдельных базальтовых покровов варьирует от 0,5 до 30 м и обычно составляет около 10—15 м. По мере удаления от каналов излияния она постепенно уменьшается в среднем на 1—2 м на каждый километр. Многие лавовые покровы прослеживаются без перерывов более чем на 30 км, другие, как правило, менее мощные, сравнительно быстро выклиниваются. Вверху покровы обладают миндалекаменной и шлаковидной текстурой, а в основании некоторых из них находятся линзы шаровых лав, протяженностью до нескольких километров и мощностью от 1 до 10—20 м.

Туфогенные породы, переслаивающиеся с лавовыми покровами, представлены в основном мелкообломочными витрокластическими, иногда пизолитовыми туфами и туфопесчаниками с тонкой параллельной и косой слоистостью. Мощность их непостоянна и колеблется от нескольких сантиметров до 25—30 м. Замечено, что количество пепловых туфов возрастает в верхней части стратиграфического разреза.

В районе месторождений выделяются семь протяженных лавовых покровов и восемь прослоев туфогенных пород, между которыми заключены пачки из двух-пяти маломощных покровов или потоков.

Скопления исландского шпата обнаружены во втором (месторождение Артек), третьем (Хавакипрские скалы), четвертом, пятом (месторождение Скалы Суслова) и некоторых промежуточных маломощных покровов (месторождения Шпат и Поледжикит).

Залегающие в нижней части стратиграфического разреза первый и второй лавовые покровы и первый и второй туфогенные прослои местами дислоцированы и, по мнению К. К. Атабаева и Е. И. Гуриновой, относятся к корвунчанской свите. Для подобного вывода, однако, нет достаточных оснований, и этой свите (T^1), вероятно, принадлежат только гипсометрически самые нижние туфогенные отложения (первый туфогенный прослой), вскрытые в русле Нижней Тунгуски и в устьевой части ее притоков.

Следующие затем лавовые покровы с туфогенными прослоями лежат почти горизонтально, с углами падения 1—2° и местами до 10° при общем наклоне на северо-восток. Иногда они обнаруживают региональную пологую волнистость, обусловленную неровной поверхностью подстилающей их туфогенной толщи. Влияние долавого рельефа сказывалось до четвертого туфогенного прослоя (граница нижнетуринского шпатоносного горизонта, по К. К. Атабаеву и Е. И. Гуриновой), за которым покровы имеют преимущественно моноклиальное падение под углом от 30° до 1—2° и почти не содержат шаровых лав.

Мощные базальтовые покровы, лишенные миндалекаменной корки и обнаженные в наиболее высоких участках района (Скалы Суслова и др.), следует относить к кочечумской свите.

Месторождение Скалы Суслова

Геологическое строение месторождения. Непосредственно в районе месторождения, в нижней части склона долины прослеживаются одиннадцать лавовых покровов, местами разделенных прослоями туфопесчаников с остатками флоры нижнего триаса. Покровы сложены темным базальтом со столбчатой и призматической отдель-

ностью и в верхних частях имеют хорошо развитые зоны мандельштейна. Мощность отдельных покровов колеблется от 20 до 2—5 м, мощность мандельштейна — в среднем составляет 1,5—2 м. Четвертый, девятый и частично второй покровы (считая от уровня воды) сложены шаровыми лавами, выше переходящими в компактный базальт и затем мандельштейн (рис. 34). Все покровы залегают почти горизонтально.

Проявления гидротермальной минерализации (кальцит, цеолиты, халцедон) наблюдаются в мандельштейнах во всех без исключения покровов, но они наиболее интенсивны в шаровых лавах. Крупные скопления исландского шпата находятся в шаровой лаве, слагающей основание девятого покрова (пятый покров по стратиграфической схеме К. К. Атабаева и других).

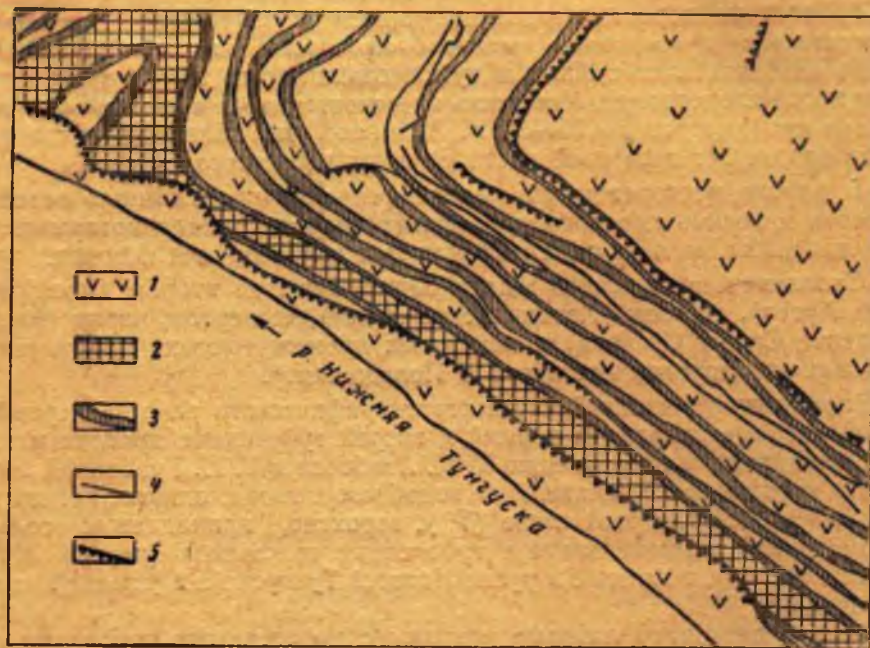


Рис. 34. Схема геологического строения месторождения Скалы Суслова (по А. В. Скропышеву с дополнениями)

1 — базальт; 2 — мандельштейн; 3 — шаровая лава; 4 — контуры горных выработок; 5 — обрывы

Этот покров имеет мощность около 8 м. Строение его неоднородно, в основании прослеживается горизонт шаровой лавы, подстилающийся тонким прерывистым прослоем туфопесчаника. Последний обычно ясно слоистый, алевроитовой, реже алевро-пелитовой структуры, состоит из обломков мандельштейна, хлоритизированного вулканического стекла, плагиоклазов, пироксена, кварца, скрепленных хлоритовым или халцедоно-хлоритовым цементом, и местами содержит много гальки из такого же туфопесчаника.

Средняя часть покрова сложена темно-серым мелкозернистым базальтом, сверху сменяющимся бурым мандельштейном. Базальту приущи призматическая, а в нижней части покрова глыбовая форма отдельности и пойкилоофито-интерсертальная структура. В состав породы входят плагиоклазы (лабрадор № 66 — битовнит № 73), авгит ($2V = +59^\circ$, $cNg = 43-45^\circ$, $Ng-Np = 0,025-0,027$), вулканическое стекло, слабо рас-

кристаллизованное и замещенное хлоритоподобным веществом, и небольшое количество оливина и титано-магнетита.

Строение кальцитоносного горизонта. Кальцитоносным горизонтом месторождения является шаровая лава девятого (пятого) покрова. От нижележащего мандельштейна она отделена прерывистым прослоем туфопесчаника, мощностью 5—6, редко до 20 см. Поверхность контакта между шаровой лавой и предыдущим покровом слабо волнистая, почти ровная. В то же время граница шаровой лавы с базальтом внутри покрова весьма неровная, вследствие чего ее мощность колеблется от нескольких сантиметров до 2 м и в среднем составляет 0,5 м.

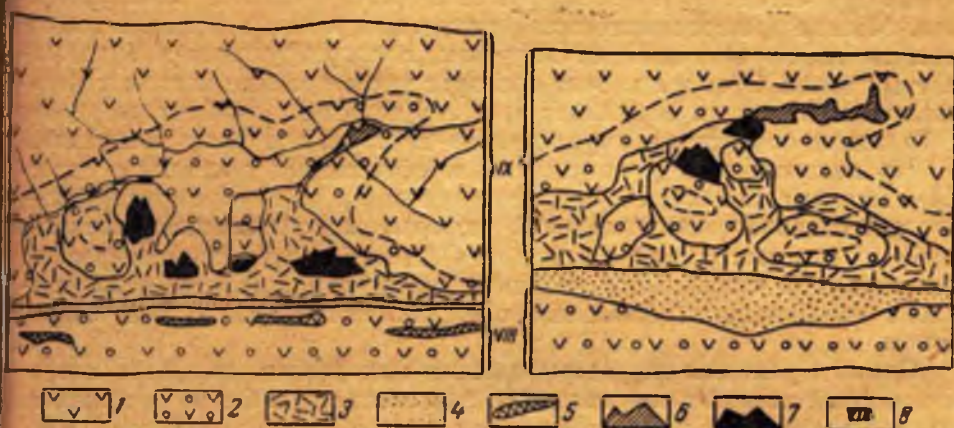


Рис. 35. Детали строения кальцитоносного горизонта. Месторождение Скалы Сулова (по К. К. Атабаеву)

1 — базальт; 2 — мандельштейн; 3 — дресва; 4 — туфопесчаник; 5 — халцедон; 6 — непрозрачный кальцит; 7 — исландский шпат; 8 — номера покровов (по А. В. Скропышеву)

Шаровая лава обычно состоит из сфероидов и «подушек» мандельштейна, а также пропитанного гидротермальными минералами стекловатого обломочного материала (дресвы). Вверху подушки сливаются в зону сплошного мандельштейна, который постепенно, но на коротком интервале переходит в обычный мелкозернистый базальт (рис. 35).

Типичная шаровая текстура с отдельными изолированными сфероидными, погруженными в дресву, обнаруживается, впрочем, не так часто. Как правило, встречаются только крупные матрацевидные или подушечные глыбы, соединенные с лежащим выше мандельштейном. В этом случае скопления дресвы между глыбами имеют причудливые формы. Зона сплошного мандельштейна иногда опускается вниз до основания покрова, вследствие чего в шаровой лаве появляются участки, практически лишенные дресвы. Протяженность таких участков местами достигает 3—5 м.

Крупные подушки и сфероиды, размером от 0,3—0,5 м и более, в центральной части сложены базальтом интерсертальной структуры, переходящим по краям глыб в сильно пористый мандельштейн. Мелкие сфероиды целиком образованы мандельштейном. Глыбы часто покрыты тонкой закаленной коркой.

Мандельштейн, слагающий сплошную зону и отдельные глыбы, имеет серовато-бурый цвет и пористую миндалекаменную текстуру. Под микроскопом видно, что он обладает гиалопилитовой и гиалиновой

структурой и состоит из разложенного вулканического стекла, содержащего мелкие лейсты и микролиты плагиоклаза. Хуже всего раскристаллизован мандельштейн в краевых частях сфероидов (80—85%) стекла.

Стекловатая часть породы содержит скопления бурого почти изотропного палагонита и замещается буровато-зеленым хлоритом. Лейсты плагиоклаза очень сильно изменены, главным образом цеолитизированы, иногда хлоритизированы или замещены кальцитом.

Многочисленные миндалины и поры мандельштейна целиком или частично выполнены кальцитом, халцедоном, волокнистым хлоритом, цеолитами (морденит, гейландит). Форма миндалин и пор округлая, иногда трубчатая, ветвящаяся, строение, как правило, концентрическое. Мелкие (микроскопические) миндалины обычно целиком выполнены поперечно волокнистым хлоритом, плеохроирующим в буровато-зеленых тонах. Этот же хлорит образует узкие краевые каемки в большинстве миндалин и выстилает поры. Халцедон, кальцит, морденит и гейландит слагают преимущественно центральную часть миндалин.

Промежутки между подушками и сфероидами заполнены дресвой — мелкими (не более 1 см) остроугольными обломками тахилита — стекловатой палагонитизированной породы, напоминающей мандельштейн из краевых частей сфероидов. Обломки плотно сцементированы прожилками и стяжениями кальцита, морденита, хлорита, реже халцедона и гейландита. Анальцит обнаруживается только под микроскопом.

Самыми ранними гидротермальными минералами являются хлориты и черный яшмовидный халцедон, слагающие зальбанды прожилков. Кальцит наблюдается в виде мелкозернистого плотного агрегата, мелких полупрозрачных скаленоэдров и крупных кристаллов исландского шпата.

С исландским шпатом тесно ассоциируется морденит, спутанно-волокнистые агрегаты которого заполняют центральные части прожилков и выстилают кальцитоносные полости. Иглы морденита часто бывают включены в кристаллы исландского шпата. Другие цеолиты (гейландит) более редки и не образуют значительных скоплений.

Скопления исландского шпата. Исландский шпат встречается среди дресвы в гнездовых скоплениях, распределение которых незакономерно: иногда они встречаются через каждые 50—60 см, а иногда разделены промежутками в 2—3 м и более. О близости гнезда всегда свидетельствует обогащение дресвы белым ватообразным морденитом.

Наблюдаются два типа гнезд:

1) Неправильные полости в дресве; они целиком выполнены кальцитом, принявшим их, обычно весьма причудливую, форму. В таких гнездах встречается только белый непрозрачный или полупрозрачный кальцит с обильными включениями морденита.

2) Полости сравнительно изометричной формы; они содержат один, реже два-три кристалла исландского шпата. У места прикрепления поверхность кристаллов неровная, они проросли морденитом и почти не просвечивают, головки кристаллов хорошо огранены и прозрачны.

Кристаллы исландского шпата характеризуются скаленоэдрическим габитусом с преобладанием граней дитригональных скаленоэдров (3141), (4151) в комбинации с гексагональной призмой (1010). Размеры их редко превышают 15—20 см по тройной оси. Они обычно sdвойникованы, главным образом по пинакоиду (0001).

Исландский шпат в большинстве случаев окрашен в лимонно-желтый цвет, но изредка встречаются бесцветные и слабо розовые кристаллы. В них очень широко распространены игольчатые включения морденита, что является главным дефектом кристаллосырья. Кроме них наблюдаются рассеянные сульфидные (пирит, халькопирит) и жидкие включения.

Месторождение Шпат

Геологическое строение месторождения. Месторождение сложено пачкой лавовых покровов, в основании которой залегают туфопесчаники, по-видимому, относящиеся к корвунчанской свите. По стратиграфической схеме К. К. Атабаева и других, здесь присутствуют I, II и III покровы, причем между I и II зажат прослой туфопесчаника, мощностью около 6 м, а между II и III имеются два дополнительных покрова (IIa и IIб). Все покровы состоят из базальта с зонами мандельштейна и имеют мощность от 15 (I покров) до 20—25 м. Привлекают внимание повышенная мощность мандельштейна, иногда достигающая 10—15 м (II и IIa и IIб покровы), и наличие скорлуповатой отдельности у базальта в центральной части некоторых покровов. В основании II а покрова местами встречаются небольшие линзы шаровых лав.

Залегание описанных лавовых покровов нарушено: они имеют падение на ССЗ 340—360°, под углом от 10 до 60° и пересечены несколькими вертикальными сбросами с амплитудой смещения до 10 м. В некоторых местах отмечается сильная раздробленность горных пород и широкое развитие оползневых явлений.

Интенсивная кальцитовая минерализация наблюдается в мандельштейне IIa покрова. Нижняя часть этого покрова сложена мелкозернистым базальтом с пойкилоофитовой или интерсертальной структурой и обычным составом (в %): лабрадора № 57 — 69,40, пижонита ($2V = +15-20^\circ$) 30—35, вулканического стекла 15—20, рудного минерала 5—10, оливина 1—2. Выше базальт постепенно переходит в сероватобурый мандельштейн, содержащий большое количество миндалин и пор, выполненных кальцитом, палагонитом, халцедоном и другими гидротермальными минералами. Мощность мандельштейна изменяется от 3—4 до 12 м. Суммарная мощность покрова составляет приблизительно 12—15 м.

Выше с резким контрастом лежит базальт следующего IIб покрова. Внизу он имеет глыбовую отдельность, сменяющуюся выше ложно-шаровой (скорлуповатой) отдельностью. Верхняя часть покрова сложена зеленовато-бурый хлоритизированным мандельштейном с миндалинами, выполненными главным образом палагонитом и халцедоном. Мощность данного покрова равна 20—25 м, при мощности зоны мандельштейна от 4—5 до 10 м.

Строения кальцитоносной зоны. Скопления исландского шпата приурочены к раздуву мандельштейна IIa покрова и локализованы на сравнительно ограниченном по площади участке, полностью вскрытом карьером (рис. 36). Особенности залегания кальцитоносного мандельштейна долгое время оставались неясными.

Сперва при проходке карьера среди мандельштейна были обнаружены базальты, разделявшие ранее единый горизонт на два самостоятельных покрова (II и IIa). Тогда же было отмечено, что при общем падении IIa покрова на ССЗ 345—350°, под углом 25—30°, контакт между мандельштейном и базальтом не опускается, как этого следовало ожидать, а поднимается. Для объяснения последнего обстоятельства и боль-

шой видимой мощности кальцитоносного мандельштейна А. В. Скропышев предположил наличие зоны разлома, осложненной серией ступенчатых сбросов. Последующие работы не подтвердили этого построения.

По материалам, полученным при продвижении карьера в последующие годы и проходке штолен, залегание кальцитоносных пород представляется в следующем виде.

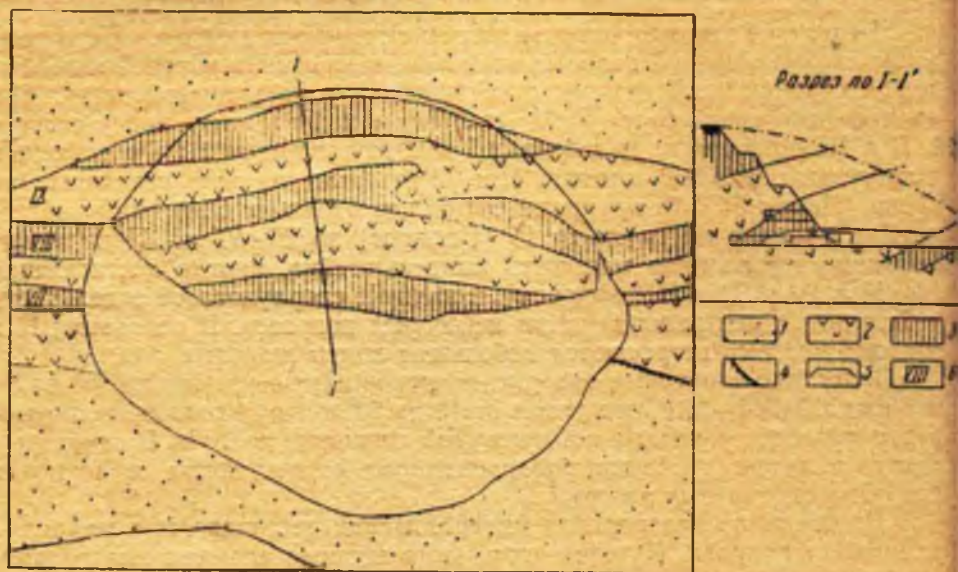


Рис. 36. Схема геологического строения месторождения Шпат (по И. А. Каргавову и Е. Я. Киевленко)

1 — аллювиальные отложения поймы и надпойменной террасы; 2 — базальт; 3 — мандельштейн; 4 — контуры горных выработок; 5 — отвалы; 6 — номера покровов, по схеме В. А. Скропышева, в которой VII покров соответствует II, VIII — II, и IX — II по покровам схемы К. К. Атабаева и других

Лавовые покровы в карьере имеют падение на ССВ $345-350^\circ$ под углом $25-35^\circ$. Нарушение залегания сопровождалось дроблением горных пород и образованием глинок трения на контактах между покровами. Дробление происходило без значительных вертикальных перемещений блоков относительно друг друга.

В пределах карьера был обнаружен большой линзовидный раздуп мандельштейна II а покрова. К началу проходки карьера мандельштейном был сложен весь или почти весь покров, мощностью около 15 м, и он сливался с нижележащим мандельштейном II покрова. По мере проходки карьера мощность мандельштейна II а покрова постепенно уменьшалась, пока не достигла 3,5—4 м, т. е. средней мощности, отмечающейся за границей карьера.

Мандельштейн II а покрова представляет плохо раскристаллизованную породу с обильными миндалинами и порами. Под микроскопом обнаруживается ее гиалопилитовая структура с содержанием вулканического стекла и палагонита от 40 до 70%. Тонкие лейсты плагиоклаза, погруженные в стекло, почти целиком цеолитизированы. Миндалины и поры обычно округлые или трубчатые и чаще всего выполнены кальци-

том, халцедоном, палагонитом, реже морденитом. Кроме того, в мандельштейне часто наблюдаются жилы и прожилки кальцита и цветного яшмовидного халцедона, мощностью от 5 до 80 см. Необходимо отметить, что вертикальные жилы цветного яшмовидного халцедона были встречены также в базальтах IIa покрова.

В верхней части покрова мандельштейн рассечен многочисленными морденитовыми прожилками и содержит участки дресвы — дезинтегрированной и интенсивно минерализованной породы. Здесь мандельштейн по текстуре иногда похож на шаровую лаву, но в отличие от нее сферoidalные блоки мандельштейна не имеют закаленной плохо раскристаллизованной корки. Образование дресвы в этом случае можно объяснить циркуляцией гидротермальных растворов по трещинам шаровой отдельности мандельштейна, хорошо выраженным в верхних частях покровов.

В карьере мандельштейн IIa покрова (как и других) раздроблен на клиновидные блоки, размером от 0,1 до 1 м в поперечнике. Иногда на их поверхности наблюдаются ясные зеркала и борозды скольжения, ориентированные в различных направлениях. Дробление пород несомненно было послеминерализационным, так как оно затрагивало халцедоновые жилы и гнезда исландского шпата.

Скопления исландского шпата на месторождении тесно связаны с жилами яшмовидного халцедона, окрашенного в голубовато-синий и кирпично-красный цвет. В большинстве случаев жилы имеют пологое падение на северо-северо-запад и переменную мощность.

В раздувах жил часто встречаются небольшие жеоды, инкрустированные фиолетовым или зеленым кварцем и изредка полупрозрачным кальцитом. Гнезда исландского шпата находятся всегда со стороны вишащего бока полого падающих жил (рис. 37).

Халцедоновые жилы и гнезда исландского шпата чаще всего разрушены и обычно находятся в виде скоплений обломков халцедона и кристаллов исландского шпата среди рыхлого дресвяно-глинистого материала. Обломки мандельштейна вблизи гнезда покрыты корками бе-

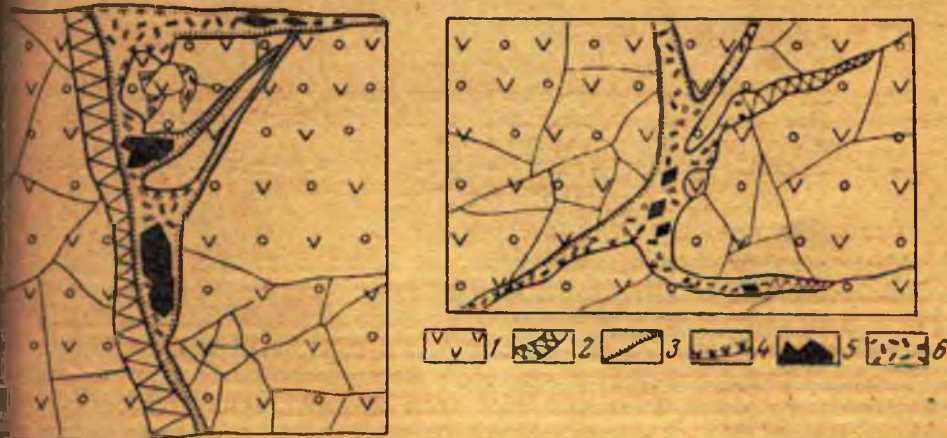


Рис. 37. Жилы яшмовидного халцедона в мандельштейне. Месторождение Шпат — мандельштейн; 2 — яшмовидный халцедон; 3 — игольчатый халцедон; 4 — морденит; 5 — исландский шпат; 6 — обломочно-глинистый материал

лого игольчатого халцедона, представляющего псевдоморфозу по лучистому цеолиту (?). Морденит и другие цеолиты распространены весьма незначительно.

Кристаллы исландского шпата из скоплений, связанных с халцедоновыми жилами, выделяются чайным и лимонно-желтым цветом и нередко sdвойникованы по пинакoidу (0001). В них широко распространены включения сульфидов (пирита и халькопирита), расположенные по зонам роста.

В верхней части мандельштейна во IIa покрове исландский шпат образует скопления иного типа. Гнезда наблюдаются здесь среди участков дресвы без связи с халцедоновыми жилами и обычно заключают один сложно sdвойникованный сросток кристаллов исландского шпата. Исландский шпат слабо окрашен в желтоватый цвет или бесцветен, но изобилует включениями морденита и вторичными дефектами (трещины, механические двойники).

Месторождение Артек

Геологическое строение месторождения. Скопления исландского шпата были обнаружены в нижней части II лавового покрова, подстилающегося зеленовато-серым и красновато-бурым туфопесчаником, мощностью 1,5—6 м. Туфопесчаник обладает отчетливой косо́й слоистостью, свидетельствующей о его отложении в условиях мелководного бассейна.

Мощность II покрова на месторождении достигает 25 — 28 м. В его основании прослеживаются разобщенные участки мандельштейна и линзы шаровой лавы, длиной 10—35 м (рис. 38). Они тупо выклиниваются, и плоскости их боковых контактов с базальтом нередко имеют крутое, почти вертикальное падение.



Рис. 38. Геологический профиль кальцитонного горизонта месторождения Артек (сводная зарисовка вертикальных стенок горных выработок по Е. Я. Киевленко)

1 — базальт; 2 — мандельштейн; 3 — шаровая лава; 4 — дресвяные участки;
5 — туфопесчаники; 6 — осыпи и отвалы

Между шаровой лавой и мандельштейном, а также выше развит обычный темно-серый мелкозернистый базальт с редкими трубчатыми вертикальными порами и миндалинами. В подошве он имеет глыбово-шаровую отдельность, быстро сменяющуюся призматически-столбчатой.

Шаровая лава залегает в западной части месторождения в виде небольшого тупо выклинивающегося тела и характеризуется преобладанием дресвы над сферондальными базальтовыми глыбами, диаметр которых не превышает 0,5 м. Количество гидротермального цемента в дрессе невелико, встречающиеся тонкие короткие прожилки сложены преимущественно морденитом, кальцитом и гейландитом.

Мандельштейн из нижней части покрова пестро окрашен в серый, бурый, розовый и зеленый цвет. Его пористость весьма неравномерна: порода местами напоминает пчелиные соты, а на некоторых участках совершенно лишена видимых простым глазом миндалин и пор.

Местами мандельштейн разрушен с образованием дресвяных участков; в нем намечается разделение на отдельные блоки — сфероиды и переходная от массивной к шаровой текстура с заполнением межшарового пространства сильно пористым мандельштейном.

Под микроскопом обнаруживается гналопилитовая структура мандельштейна с палагонитизированным и хлоритизированным вулканическим стеклом. Большие миндалины (1—2 см) обычно обладают сферической формой, мелкие — ветвятся и соединяются. В выполнении их участвуют зеленый хлорит, кальцит и цеолиты, реже халцедон.

Более крупные поры и полости, размером до 5—10 см в поперечнике, обычно содержат хорошо образованные клиновидные кристаллы белого и красного гейландита и анальцима. Морденит встречается редко, образуя правильные желтовато-белые сферокристаллы, диаметром 1—2 см.

Гидротермальные минералы развиты также в виде прожилков, из которых необходимо отметить очень распространенные прожилки белого фарфоровидного халцедона и полуопала, местами окрашенные в розовый, красный или зеленый цвет. Мощность их колеблется от 2—3 до 15—20 см, протяженность обычно не превышает 3 м, залегание чаще всего почти горизонтальное.

В шлифах видно, что белая часть прожилков состоит целиком из халцедона, а окрашенная — содержит равномерную примесь чешуек хлорита и пелитовых частиц. В халцедоне часто встречаются мелкие жеоды, выполненные кварцем, кальцитом и цеолитами.

Скопления исландского шпата. Исландский шпат кристаллизуется вместе с анальцимом и гейландитом висячем боку халцедоновых прожилков, почти целиком выполняя пустоты в мандельштейне (рис. 39). Стенки полостей покрыты тонкими переплетающимися-



Рис. 39. Кристаллы исландского шпата в полости в мандельштейне. Месторождение Артек

ся сталактитами кальцита, бледно-розовыми розетками лимонита и пальцеобразными натечками кальцита и халцедона.

Кристаллы исландского шпата (точнее, сложно сдвойникованные сростки) имеют характерную изометричную форму со сглаженными ребрами (рис. 40). К числу их основных дефектов относятся интенсивная окрашенность в желтый и густо-чайный цвет и многочисленные двой-

ники (по 0001) и (0112). Менее распространены червеобразные вроски вермикулита (?) и включения морденита, встречающиеся обычно только у места прикрепления кристаллов.



Рис. 40. Типичный облик кристалла исландского шпата. Месторождение Артек

4. Месторождения Нидымской группы

Район Нидымских месторождений сложен верхами корвунчанской свиты (T_1^1)- и нижней частью лавовой толщи, представленной нидымской свитой (T_1^1).

В основании стратиграфического разреза залегают темно-серые туфобрекчии и агломератовые туфы, видимой мощностью до 30 м, и пестроцветный красно-бурый туф, представляющий, по мнению Л. И. Четверикова (77), остатки древней коры выветривания агломератовых туфов. На них несогласно лежит пачка слоистых пепловых туфов и туфопесчаников с кальцитовым цементом и карбонатными конкрециями. Затем следуют лавовые покровы, выполняющие, по неопубликованным данным Е. И. Гуриновой, большую мульдообразную впадину в туфогенных отложениях, которая вытянута в широтном направлении на 25—30 км.

В районе обнаруживаются три сложно построенных лавовых покрова, разделенных прослоями пеплового туфа и туфопесчаников. В основании I и II покровов (считая снизу) присутствуют шаровые лавы, местами достигающие мощности 40—45 м (участок 2). Они постепенно сменяются мандельштейном и столбчатым базальтом с мандельштейновой коркой. Оба покрова слабо наклонены к центру впадины, где они достигают максимальной мощности (40—60 м). По направлению к краевым частям впадины их мощность постепенно уменьшается и около участков IV и V покровы полностью выклиниваются. На выровненной поверхности II покрова лежит мощный (60—65 м) слой желтовато-бурого туфопесчаника с горизонтальной тонкоплитчатой отдельностью. Разрез заканчивается III покровом, сложенным базальтом, который образует уступ высотой около 8—10 м вверху склона долины. Верхняя часть этого покрова эродирована.

Участок 1

Геологическое строение участка. Обнажающийся здесь I лавовый покров имеет мощность 20—25 м и в основании сложен плотным темно-серым базальтом, изредка разделяющимся на отдельные блоки. Выше наблюдается зона типичной шаровой текстуры, в которой округлые глыбы базальта с мандельштейновой коркой, достигающие 1—1,5 м в поперечнике, разделены скоплениями дресвы и выделениями цеолитов, кальцита и апофиллита. Эта зона сменяется мандельштейном с многочисленными кальцитовыми и хлоритовыми миндалинами, переходящим в мелкозернистый базальт со столбчатой отдельностью. Покров венчается мандельштейном, минерализованным сравнительно слабо.

Следующий, II покров, к которому приурочены скопления исландского шпата, отделяется от нижележащего покрова прослоем слоистых туфопесчаников с карбонатизированными остатками флоры. Его нижняя часть, выполняющая пологие депрессии на поверхности туфопесчаников, сложена шаровой лавой (рис. 41), отмечаются две линзы шаровой лавы, которые до высоты 5—10 м от подошвы состоят из сравнительно плотно упакованных базальтовых сфероидов с тонкой стекловатой коркой. Упаковка блоков постепенно разрезается, причем крупные глыбы приобретают бурую мандельштейновую корку, а мелкие сфероиды оказываются нацело сложенными мандельштейном. Размер базальтовых глыб 0,1—1,5, редко 3—4 м, а сфероидов мандельштейна — не выше 0,5—0,8 м в поперечнике.



Рис. 41. Геологический профиль кальцитоносного горизонта на участке 1 (по А. Н. Лукашеву)

1 — базальт; 2 — мандельштейн; 3 — шаровая лава; 4 — туфопесчаник

Шаровая лава сменяется плотным мандельштейном с крупными кальцитовыми миндалинами (рис. 42). Переход при этом постепенный и осуществляется на разной высоте от основания покрова. За мандельштейном следует обычный серый мелкозернистый базальт, аналогичный таковому из I покрова.

II покров в целом минерализован значительно интенсивнее I, причем количество и состав минеральных ассоциаций в нем, по наблюдениям Л. И. Четверикова, изменяется по разрезу.

Среди базальтовых глыб в нижней части покрова наблюдается сравнительно мало дресвы и выделений гидротермальных минералов с преобладанием морденита, белого мелкопластинчатого гейландита и апофиллита. Изредка в дресве встречаются бесформенные выделения кальцита и ромбоэдрические кристаллы исландского шпата, окруженные морденитом, иглы которого проникают глубоко внутрь кристаллов.

Максимальная гидротермальная минерализация приурочена к зоне перехода шаровой лавы в плотный мандельштейн, а также к «карманам» дресвы и трещинам в мандельштейне. Здесь очень распространены красный гейландит, кальцит и десмин (последний только в мандельштейне). Морденита нет или очень мало.

Скопления исландского шпата обнаруживаются между сфероидальными блоками шаровой лавы или в пустотах мандельштейна. Его кристаллы залегают в глиноподобной хлоритовой или монтмориллонитовой массе и в местах своего прикрепления сопровождаются красным гейландитом, реже мелкозернистым агрегатом кальцита и морденита; характерна дискаленоэдрическая форма кристаллов, возникающая благодаря двойникованию скаленоэдрических индивидов по грани пинакоида (0001). Их дефекты заключаются в светло-желтой окраске, наличии иризирующих трещин, замутненности, а также включений морденита и сульфидов.



Рис. 42. Строение линзы шаровой лавы. Зарисовка забоя карьера, участок 1, II покров (по Е. И. Гуриновой)
1 — почвенный слой; 2 — делювий; 3 — базальт; 4 — мандельштейн; 5 — дресва; 6 — скопление кальцита и цеолитов

Участок 2

Геологическое строение участка. В нижней части склона долины р. Нидыма обнажены серые агломератовые и пизолитовые туфы, сменяющиеся буровато-желтым туфопесчаником.

На туфогенных породах лежит первый лавовый покров, с которым связаны скопления исландского шпата (рис. 43). Мощность покрова достигает 50—55 м, из них на долю шаровой лавы приходится около 40 м. Выше следует серый мелкозернистый базальт (10—12 м), переходящий в темно-бурый мелкопористый мандельштейн.

Строение горизонта шаровой лавы по вертикали неоднородно. Так же как и на участке 1, его нижняя часть почти не обнаруживает «подушечной» текстуры. Среди компактного базальта наблюдается большое количество ксенолитов, подстилающих туфов, а на юго-востоке участка в туфогенные породы от покрова отходят две маломощные (1—1,5 м) межпластовые апофизы, сложенные миндалекаменным базальтом.

Средняя часть горизонта до высоты 20 м имеет ясно выраженное шаровое строение с преобладанием грубо эллипсоидальных и сфероидальных глыб, размером 0,5—2 м в поперечнике (рис. 44). Сфероиды в центре сложены базальтом с пойкилоофитовой и интерсертальной структурой; по направлению к периферии структура становится гиалопилитовой, а

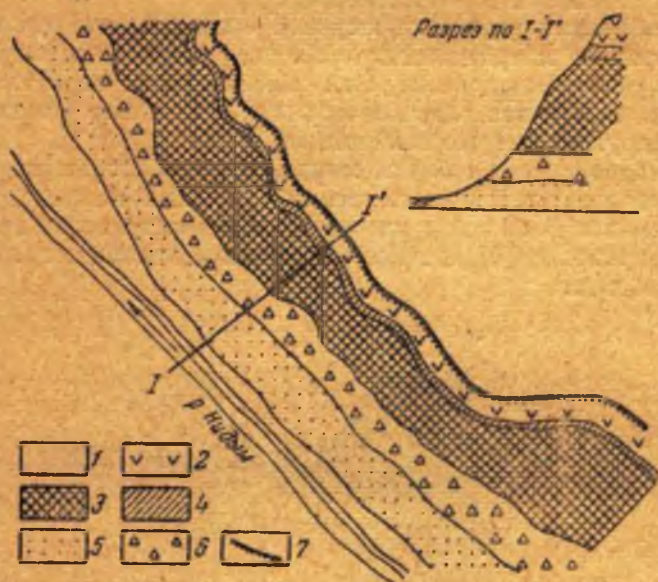


Рис. 43. Схема геологического строения участка 2 (по Е. И. Гуриновой)

1 — аллювий; 2 — базальт; 3 — шаровая лава; 4 — мандельштейн; 5 — агломератовый туф; 6 — пизолитовый туф и туфопесчаник; 7 — обрыв



Рис. 44. Строение шаровой лавы — зарисовки забоя карьеров, участок 2, покров (по Е. И. Гуриновой)

А — средняя и Б — верхняя часть линзы; 1 — делювий; 2 — базальт; 3 — дресва; 4 — глинистый материал; 5 — скопления цеолитов; 6 — исландский шпат

края глыб на глубину до 1 см представлены почти одним сильно ожелезненным тахилитом. Для большинства глыб характерна бугорчатая глазированная поверхность и радиальная трещиноватость, а в центре блока наблюдается неправильная полость — каверна. Межшаровое пространство заполнено дресвой, состоящей из обломков сильно измененного базальта и стекловатых корок сферондов, скрепленных выделениями кальцита, цеолитов, хлоритов и халцедона.

В верхней части горизонта шаровой лавы развиты преимущественно подушечные и матрацевидные блоки, разделенные сравнительно обширными участками дресвы. Эти блоки сильно пористые, а дресва мелкая и цементируется главным образом цеолитами (томсонитом, гиrolитом и другими), реже кальцитом.

Ниже матрацевидные блоки смыкаются и образуют внутривокровную зону мандельштейна, насыщенного мелкими кальцито-цеолитовыми миндалинами. В плотном мандельштейне часто встречаются короткие тонкие прожилки бесцветного томсонита, анальцима, ломонтита и изредка кальцита.

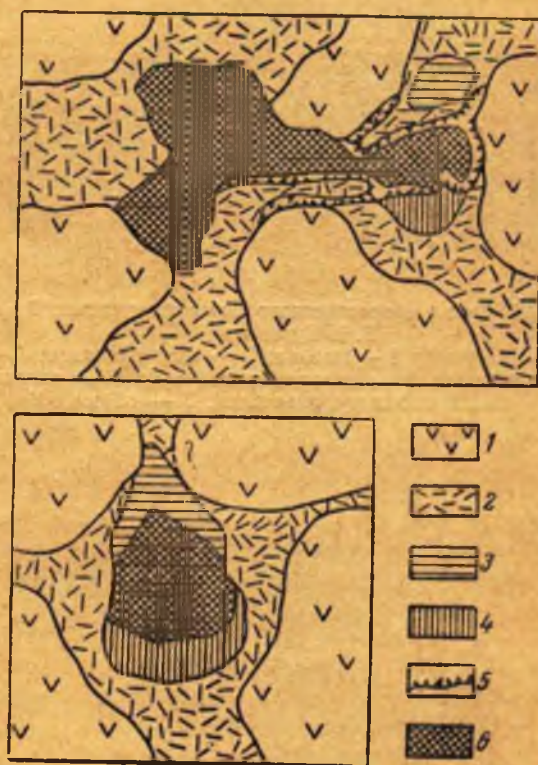


Рис. 45. Сrostки кристаллов кальцита в дресве шаровой лавы (по Е. И. Гуриновой). 1 — базальт; 2 — дресва; 3 — глинистый материал; 4 — мелкозернистый кальцит и халцедон; 5 — гейландит; 6 — крупные кристаллы исландского шпата

Скопления исландского шпата на участке 2 приурочены к средней части горизонта шаровой лавы. Многочисленные кристаллы мутного непрозрачного кальцита и исландского шпата залегают в сильно минера-

лизованной дресве и часто сопровождаются глинистым материалом, существенно состоящим из монтмориллонита. В цементации дресвы, кроме кальцита, принимают участие также гейландит, ломонтит, апофиллит, морденит, томсонит, гиrolит, десмин, хлориты и халцедон. Следует отметить, что морденит более характерен для нижней, а томсонит — для верхней части горизонта шаровых лав.

Кальцит обычно встречается в виде сложных сростков ромбоэдрических кристаллов, окруженных дресвой и отделяющихся от нее оторочкой из мелкозернистого кальцита и халцедона или цеолитов (гейландит-ломонтит и апофиллит-морденит), а также глинистым материалом (рис. 45).

Продуктивная часть лавового покрова содержит много таких гнезд, но в большинстве случаев кальцит почти не имеет прозрачных участков. Хорошо ограненные кристаллы обычно отличаются более высоким качеством.

К числу дефектов исландского шпата относятся (в порядке их распространенности) иризирующие трещины, двойники роста, включения хлорита, морденита и жидкости. Все без исключения кристаллы окрашены в бледно-желтый цвет.

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Промыленно-генетическая классификация месторождений

Первая попытка классификации месторождений исландского шпата Сибирской платформы была сделана В. П. Левским (32), разделившим их на два типа, из которых один связывался с мандельштейнами, а другой — с зонами контакта траппов с известняками и туфами. К первому типу В. П. Левский относил месторождения, находящиеся в эффузивных траппах среднего течения р. Нижней Тунгуски, считая их единственно ценными в промышленном отношении.

Несколько позже этот вопрос затронул В. С. Соболев (66), различавший месторождения в миндалекаменных диабазах лавовых покровов (наиболее важный по его мнению тип), в жилах мелкозернистого кальцита, секущих туфы или интрузивные диабазы, и в «трапповой брекчии, заполняющей вулканические каналы». В качестве примера последнего типа кальцитовой минерализации он приводил Ахтарандинское (Аламджахское) месторождение, отмечая, впрочем, дискуссионность своей точки зрения.

В 1946 г. М. Б. Григорович опубликовал небольшую статью (8), в которой, по литературным данным, причислял месторождения рек Нижней Тунгуски и Вилюя к группе гидротермальных, связанных с эффузивами основной магмы. При этом, следуя за В. П. Левским, он ошибочно считал Вилюйские и Нижнетунгусские месторождения однотипными, полагая, что как те, так и другие приурочены к мандельштейнам единого траппового поля.

Весьма оригинальная схема классификации была разработана в 1954 г. А. В. Скропышевым, по мнению которого, все месторождения исландского шпата образованы единым гидротермальным процессом и локализованы в вулканических трубках (Вилюйская группа), в линзах «вулканических шаровых агломератов» (Нидымская и частично Нижнетунгусская группы), по трещинам в мандельштейнах лавовых покровов (там же) и в шаровых лавах, слагающих основание таких покровов. Однако изложенные выше представления о генетических типах месторождений в значительной мере умозрительны и не подтверждаются новыми фактическими данными. В частности, можно считать доказанным, что месторождения Вилюйской группы расположены вне пределов эруптивных аппаратов центрального типа, а «вулканические шаровые агломераты», широко распространенные в долине р. Нидыма, скорее всего, представляют собой мощные горизонты шаровых лав.

В том же году нами была предложена новая промышленно-генетическая классификация месторождений исландского шпата в трапповых формациях, опубликованная в 1957 г. (22, 23) и использованная Р. В. Нифонтовым (47), в методическом руководстве, по поискам и разведке пьезооптических минералов. В основу ее положена геологическая позиция месторождений, в первую очередь, состав вмещающих

пород, определяющий, как будет показано ниже, основные черты структуры и генезиса кальцитоносных тел.

Основные типы месторождений

Месторождения исландского шпата встречаются на Сибирской платформе среди туфогенных пород и в лавовой толще; они различаются по составу вмещающих пород, структурным признакам и некоторым особенностям происхождения. Так, в поле развития туфогенных пород исландский шпат приурочен к зонам тектонического дробления агломератовых туфов и к секущим интрузиям долеритов, а в лавовой толще известны месторождения в мандельштейнах и среди шаровых лав.

Кроме того, исландский шпат иногда генетически связан с отдельными кальцитовыми жилами или сериями тонких цеолито-кальцитовых прожилков, рассекающими туфы, а также со скарнообразными гранатовыми породами и залегающими в них магнетитовыми телами. Наблюдающиеся в них кристаллы кальцита сильно растресканы, сдвойникованы, содержат включения рудного минерала и обычно не годятся для оптических целей.

Месторождения в зонах дробления туфов. Месторождения этого типа встречены главным образом по р. Илимпес (Янгуракта, Куктуле) в агломератовых туфах и туфобрекчиях, залегающих, по-видимому, вблизи мест извержения.

Зоны дробления обычно имеют крутое падение и небольшую мощность. Раздробленные туфы сцементированы гидротермальными минералами, обломочно-глинистым материалом или (редко) сильно измененной стекловатой лавой.

Среди минералов цемента распространены мелкозернистый и шестоватый кальцит, жилы и прожилки которого скрепляют обломки туфов на месторождениях Куктуле и Огнекон, сульфиды (пирит, марказит, иногда халькопирит) и анальцит. Сульфидов и продуктов их окисления особенно много на Янгурактском месторождении. Обращает внимание ничтожное количество цеолитов и слабое развитие минералов группы кварца.

Исландский шпат встречается в гнездах среди минерализованного глинисто-обломочного цемента брекчий или в раздувах кальцитовых жил. Его кристаллы обычно сдвойникованны по (0001) или (0112). Наиболее существенным дефектом кристаллосырья, снижающим его сортность, является «пылевидная» замутненность, обнаруживающаяся в сильно проходящем свете с помощью 4—6-кратной лупы. Исландский шпат чаще всего окрашен в слабый лимонно-желтый цвет, но легко обесцвечивается в ультрафиолетовых лучах или термическим способом.

Изменение вмещающих пород на месторождениях этого типа проявлено относительно слабо, и последовательность эндогенного минералообразования здесь определяется двумя стадиями: массовой кристаллизацией жильного кальцита, сульфидов и анальцита, сменяющейся свободным ростом в полостях кристаллов исландского шпата.

Месторождения, связанные с секущими интрузиями траппов. Такие месторождения находятся в бассейне верхнего течения р. Вилюя (реки Джекинда, Мархая, Аламджах) и приурочены к небольшим штоко- и жиллообразным телам зонального строения, сложенным средне- и крупнозернистыми долеритами и габбро-долеритами, палагонитовыми долеритовыми порфиритами и тешенитами. Для некоторых из них характерно наличие стекловатых разнотел.

стей траппов, содержащих участки микропегматитовой структуры и более кислые, чем обычно, плагиоклазы.

Скопления исландского шпата залегают в зонах гидротермального изменения траппов и частично туфов, интенсивно цеолитизированных и превращенных в пироксено-цеолитовые и хлорито-цеолитовые породы. Положение минерализованных зон контролируется структурно-тектоническими факторами: развитием трещиноватости в апикальных частях интрузивов и в их контакте с туфами, наличием разломов и т. п.

Размеры кальцитоносных зон обычно невелики. В их минеральном составе преобладают натриевые и натриево-кальциевые цеолиты (натролит, гейландит, десмин, томсонит и другие), в значительно меньшем количестве встречаются кальцит, анальцит, хлориты халцедон и некоторые другие минералы.

Кристаллы исландского шпата выполняют пустоты тектонического происхождения, увеличенные последующим гидротермальным растворением, и нередко отличаются высоким качеством. Они преимущественно бесцветны или очень слабо окрашены в желтоватый цвет. К числу распространенных в них первичных дефектов относятся мелкие жидкие включения, иногда обуславливающие его зональность, и двойники, главным образом по (0001) и (1010), хотя на Джекиндинском месторождении часто встречались и крупные монокристаллы.

Гидротермальные процессы, приводившие к образованию месторождений этого типа, протекали в несколько стадий; в первую происходило интенсивное изменение вмещающих пород, выражающееся главным образом в цеолитизации и анальцитимизации плагиоклазов траппов. Эта стадия сменялась отложением натриево-кальциевых цеолитов, а затем кристаллизацией в пустотах полупрозрачного кальцита и исландского шпата.

Месторождения в мандельштейнах. Такой тип месторождений встречается в бассейне р. Нижней Тунгуски, в лавовых покровах нидымской свиты с хорошо развитой зоной сильно пористого мандельштейна (Шпат и другие). Многочисленные миндалины этой породы целиком или частично выполнены халцедоном, кальцитом, хлоритами, цеолитами, иногда палагонитом и селадонитом.

Кальцитовая минерализация тяготеет к сильно трещиноватым участкам мандельштейна и особенно к местам резкого увеличения его мощности, где обычно распространены крупные первичные полости.

Постоянным спутником исландского шпата в таких месторождениях является жильный яшмовидный халцедон, белый или окрашенный в красный, зеленый и голубоватый цвета. Менее распространены анальцит и цеолиты (гейландит, десмин и другие). Исландский шпат находится в гнездах, обычно расположенных со стороны висячего бока полого падающих халцедоновых жил, либо связан с существенно кальцитовыми, халцедоно-кальцитовыми и цеолито-кальцитовыми жилами. Его кристаллы сдвойникованы и в различной степени окрашены в желтый цвет.

Вблизи кальцитоносных жил и гнезд мандельштейна обычно сильно изменен преимущественно процессами хлоритизации, цеолитизации и образования монтмориллонита. Исландский шпат так же, как и на месторождениях предыдущих типов, кристаллизовался в последнюю очередь, после отложения жильного халцедона, анальцита и цеолитов.

Месторождения, связанные с шаровыми лавами. Шаровые лавы распространены в нидымской свите лавовой толщи в бассейне среднего течения р. Нижней Тунгуски (Скалы Суслова,

и другие). Они обычно изобилуют скоплениями гидротермальных минералов: разнообразными цеолитами, кальцитом, халцедоном, хлоритами, палагонитом, анальцимом, апофиллитом и другими, которые, вместе с обломками измененного тахилита (дресвой), занимают межшаровое пространство. Необходимо отметить, что подобная минерализация чаще всего распространена по всей линзе шаровой лавы и мало зависит от положения тектонических нарушений.

Полупрозрачный кальцит и исландский шпат встречаются между сфероидами и «подушками» базальта или мандельштейна в тесной ассоциации с монтмориillonитом и цеолитами, главным образом морденитом, который часто бывает включен в их кристаллы. Вследствие этого, а также из-за наличия жидких включений, замутненности и желтого цвета исландский шпат характеризуется в целом низким качеством.

Иногда интенсивная гидротермальная минерализация наблюдается в мандельштейне, подстилающем шаровую лаву и образующем вместе с ней единый продуктивный горизонт. В этом случае кристаллы исландского шпата из жил и гнезд в мандельштейне слабо окрашены в почти не содержат включений морденита.

Процессы гидротермального минералообразования в шаровых лавах характеризуются широким развитием аутометаморфической стадии, во время которой тахилитовые корки сфероидов и дресвы изменялись с образованием большого количества палагонита, хлоритов, кальцита и других минералов. Затем выполнялись жилы и гнезда в мандельштейнах, причем значительно возростала роль минералов группы кварца (халцедона и других); процесс завершился свободной кристаллизацией исландского шпата.

Сравнительная характеристика типов месторождений

Выделенные четыре типа промышленных месторождений исландского шпата характеризуются рядом геолого-генетических особенностей, кратко обобщенных в табл. 3.

Интересно сравнить Сибирские месторождения с широко известным месторождением исландского шпата Хельгустадир в Исландии. Последнее, по данным Яна Кашпара (88), приурочено к зоне дробления базальтовых лав третичного возраста. Тектоническая брекчия сцементирована крупнозернистым кальцитом, образующим сеть пересекающихся жил, и содержит полости с крупными кристаллами исландского шпата. Кроме кальцита, на месторождении встречаются десмин и в небольшом количестве кварц и гейландит. Базальт местами интенсивно хлоритизирован и пронизан прожилками кварца и цеолитов.

Как видно из приведенного краткого описания, это месторождение имеет ряд общих черт с Нижнетунгусскими месторождениями (особенно с третьим типом), при этом нужно учитывать, что в районе Хельгустадира базальтовые лавы вообще не содержат миндалины и пор.

2. Обзор существующих представлений о генезисе месторождений

Первые исследователи Сибирских месторождений исландского шпата В. Г. Дитмар (12), В. П. Левский (32) и другие признавали их гидротермальное происхождение, причем М. Кравков (24) подчеркивал значение вмещающих пород, представлявших материал для образования кальцита, цеолитов и халцедона. Аналогичное мнение разделялось В. С. Соболевым (66), Б. В. Ткаченко (68), П. С. Саснимом

Сопоставление основных типов месторождений исландского шпата Сибирской платформы

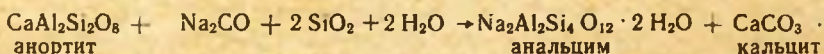
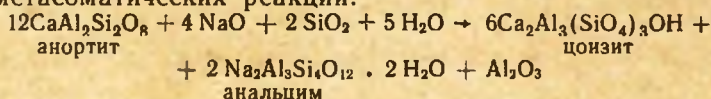
Классификационные признаки	Месторождения исландского шпата			
	в зонах дробления туфов	в секущих интрузиях траппов	в мандельштейнах	в шаровых лавах
Вмещающие породы	Агломеративные туфы, туфобрекчии	Долериты, габбро-долериты, тешениты	Мандельштейны, редко базальты	Мандельштейны, базальты, тахилиты
Именения боковых пород	Карбонатизация, хлоритизация	Цеолитизация, хлоритизация	Хлоритизация, цеолитизация	Хлоритизация, цеолитизация, аргиллизация
Минеральные ассоциации	Кальцит, сульфиды (пирит, марказит), анальцим	Цеолиты (натролит, гейландит, десмин и др.), кальцит, анальцим, халцедон	Халцедон, кварц, кальцит, цеолиты (гейландит, десмин и др.), анальцим	Цеолиты (морденит, гейландит и др.), кальцит, халцедон, хлориты, гидрослюда, монтмориллонит, анальцим
Характер скоплений исландского шпата	Гнездовый, гнездово-жильный	Гнездовый	Жильный, гнездово-жильный	Гнездовый, жильный
Дефекты кристаллов исландского шпата	"Пылевидная" замутненность, двойники, окрашенность (легко обесцвечивается)	Зональность, двойники	Окрашенность (трудно обесцвечивается), твердые включения, двойники	Зональность, твердые включения, окрашенность, двойники

(57), и рядом других геологов. Наиболее подробно вопросы генезиса исландского шпата разобраны М. Г. Равичем (54), Г. Г. Моором (44, 45) и А. В. Скропышевым (58).

М. Г. Равич связывал кальцитоносную минерализацию в бассейне верхнего Вилюя с «трапповыми пегматоидными куполками», образовавшимися из остаточных порций основной магмы, и с их поствулканическими дериватами, содержащими CO_2 , H_2S , Cl и другие летучие компоненты. Гидротермальный процесс протекал, по его мнению, в четыре стадии: 1) пневмагидротермальную (диопсидо-гранатовую), 2) гидротермальной переработки боковых пород (цоизито-цеолитовую), 3) собственно гидротермальную (кальцито-цеолитовую) и 4) моффетную (исландско-шпатовую).

В последнюю стадию гидротермы были пересыщены известью и других элементов практически не содержали. Очень большое значение М. Г. Равич придавал выщелачиванию кальция из анортитовой молекулы плагиоклазов в траппах.

Аналогичные представления о ходе гидротермального процесса в дальнейшем развивались К. Ф. Гурьяновым и Ю. Я. Касьяном. При изучении Джекиндинского месторождения ими была отмечена (неопубликованные данные) общая последовательность в отложении сперва натриевых, затем натриево-кальциевых и, наконец, чисто кальциевых цеолитов, соответствующая постепенному насыщению растворов кальцием. Ю. Я. Касьян высказал предположение о щелочном составе гидротерм, обогащенных натрием и вызвавших анальцитизацию и цеолитизацию боковых пород, а также предложил основные уравнения метасоматических реакций:



Первая реакция отражает процесс образования на месте туфов бобовидных эпидото-цеолитовых пород, а вторая — пироксено-цеолитовых пород из траппов. Обе реакции в значительной мере условны, так как в действительности разложению подвергается не анортит, а лабрадор № 50 — 60, содержащий до 6% Na_2O .

Месторождения в эффузивных траппах среднего течения р. Нижней Тунгуски Г. Г. Моор (45) считал эпитеpmальными, сформировавшимися в условиях низких температур ($80-120^\circ$) и давлений. Пути движения растворов служили, по его мнению, вулканические жерла и трещины, возникшие при мощных извержениях. Процесс выделения эманаций неоднократно возобновлялся, давая начало новым фазам минералообразования, распространенным на значительной территории в связи с передвижением центров излияния лав.

А. В. Скропышев (58), изучавший те же месторождения, связывал их происхождение с летучими компонентами, изначально содержащимися в лаве и конденсировавшимися по мере ее остывания. Интенсивные процессы автометаморфизма в конечном итоге приводили к отложению гидротермальных минералов в газовых пустотах и трещинах мандельштейна. Наличие в лавовых покровах обогащенных и обедненных участков А. В. Скропышев объяснял разницей в количестве открытых полостей, пригодных для кристаллизации кальцита и других минералов. Последнее, в свою очередь, зависит главным образом от вязкости лавы. В дальнейшем он отказался от этого представления, спра-

ведливо считая количество растворенных в лаве газов достаточным только для выполнения мелких миндалинов в корках покровов.

В 1954 г. в сводной работе по кальцитонности Сибирской платформы А. В. Скропышев предположил, что все без исключения месторождения образованы восходящими поствулканическими растворами и отличаются друг от друга только формами минерализованных полостей и составом вмещающих пород. Растворы поднимались по вулканическим трубкам, минерализуя заполняющие их «шаровые агломераты», а также вышележащие линзы аналогичных горных пород и лавовые покровы. «Шаровыми агломератами» этот исследователь называл обычные шаровые лавы, приписывая им субаэральное происхождение за счет скопления большого числа вулканических бомб.

Следует отметить, что предполагаемая А. В. Скропышевым своеобразная стадия массовых выбросов вулканических бомб перед началом излияния лав не имеет достаточного обоснования. В частности, все достоверные вулканические каналы центрального типа на Тунгусской синеклизе (например, в урочище Сильгиша около пос. Ербогачена и другие) выполнены не агломератом вулканических бомб, а пестро чередующимися туфобрекчиями и туфами, содержащими дайки базальтов и лавобрекчий — «кривлякинов», по П. Е. Оффману (52).

А. В. Скропышев считал, что Джекиндинское и Аламджахское месторождения в бассейне р. Вилюя локализованы непосредственно в вулканических трубках; что, как было показано выше, не соответствует действительности; недостаточно убедительно были им истолкованы также особенности геологического строения Нижнетунгусских и Нидымских месторождений. Основываясь на анализах водных вытяжек жидких включений из кристаллов исландского шпата, А. В. Скропышев (61) полагал, что гидротермальные растворы были слабо щелочными, содержащими ионы Ca^{++} , Al^{+++} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{--} , и некоторое количество битумов.

Позднее автором настоящей работы было высказано предположение о возможной генетической связи некоторых скоплений исландского шпата с шаровыми лавами, автометаморфизм которых проявлен чрезвычайно интенсивно из-за большого количества поглощенной поверхностной воды. Эта точка зрения была затем развита Е. И. Гуриновой, К. К. Атабаевым и Р. Г. Раскиной, которые считают, что все Нижнетунгусские и Нидымские месторождения образованы из внутрипокровных растворов, возникавших в процессе становления шаровых лав. Однако полное игнорирование роли восходящих гидротерм, сильно развитых в вулканических областях, никак нельзя признать правильным.

В настоящее время состояние геологической изученности месторождений исландского шпата Сибирской платформы позволяет значительно уточнить ранее высказанные генетические представления.

3. Природа минералообразующих растворов и формирование кальцитонных зон

Выяснение природы минералообразующих растворов требует всестороннего анализа геологических данных, в первую очередь особенностей минералогии кальцитонных зон и характера гидротермально-го метаморфизма вмещающих пород. Эти исследования позволяют судить о составе раскристаллизованных труднорастворимых компонентов и об обмене элементами между боковыми породами и раствором. Ценные объективные сведения о химизме и физико-химических парамет-

рах среды минералообразования могут быть также получены в результате изучения жидких включений в кристаллах исландского шпата, содержащих легко растворимую часть гидротерм.

Особенности минерального состава месторождений

Месторождения исландского шпата сложены типичными низкотемпературными ассоциациями минералов, среди которых были встречены халцедон, кварц, кальцит, цеолиты (натролит, томсонит, мезолит, сколецит, десмин, гейландит, морденит, гармотом, шабазит, ломонтит, стеллерит, лобанит), анальцит, апофиллит, пренит, гиrolит, хлориты (клинохлор, прохлорит, иддингсит и другие), селадонит, монтмориллонит (сапонит, боулингит и другие), сульфиды (пирит, марказит, халькопирит и другие), барит. На некоторых месторождениях, кроме того, отмечаются диопсид, гранат, вилуит, эпидот, цоизит, серпентин, сфен, магнетит, апатит и некоторые другие минералы. Многие из перечисленных минералов, особенно кальцит и цеолиты, развиты в виде прекрасно образованных крупнокристаллических индивидов и агрегатов.

Минералы Нижнетунгусских месторождений подробно описаны А. В. Скропышевым, а минералы вилюйских месторождений — изучены совершенно недостаточно и должны явиться предметом специального исследования. Ниже будут рассмотрены только некоторые характерные особенности минералогии месторождений, позволяющие подойти к решению вопросов их генезиса.

Наиболее распространены халцедон, кальцит, анальцит, морденит, гейландит, десмин и некоторые другие минералы, относительное количество которых зависит главным образом от типа месторождения (табл. 4).

Очень своеобразна минеральная ассоциация на месторождениях исландского шпата в зонах дробления туфов (Илимпейская группа). Здесь редки цеолиты, хотя близкий к ним анальцит распространен довольно широко. Заслуживает внимания постоянное присутствие сульфидов (главным образом марказита и пирита, редко халькопирита) и продуктов их окисления, местами образующих сплошные скопления (Янгуракта).

В месторождениях Вилюйской группы, связанных с интрузивными траппами, доминируют цеолиты (главным образом натролит, гейландит и десмин), кальцит, анальцит. Подчиненное значение имеют минералы группы кварца (халцедон, аметист), а также изредка встречающиеся диопсид, гранат, вилуит, магнетит, апатит. Низкотемпературная парагенетическая ассоциация (кальцит—цеолиты), как правило, накладывается на более ранний скарновый комплекс минералов (диопсид—гранат—вилуит и другие).

Скопления исландского шпата в мандельштейнах (Нижнетунгусская группа) тесно ассоциируются с яшмовидным халцедоном, содержащим равномерную примесь глинистых частиц и жеоде с мелкими кристаллами горного хрусталя и аметиста. Другая ассоциация, кроме того, включает анальцит, гейландит, изредка морденит и сульфиды (пирит, халькопирит). На месторождениях этого типа следует отчетливо различать постериорные минералы, возникшие в результате аутометаморфизма и выполняющие миндалины (халцедон, палагонит, кальцит, редко цеолиты), от сходной, но значительно более интенсивной наложенной гидротермальной минерализации.

Шаровые лавы (Нижнетунгусская группа) характеризуются наличием многочисленных минералов, среди которых преобладают каль-

Таблица 4

Месторожде- ния	В туфах		В интрузивных траппах			В мандель- штейнах		В шаровых лавах	
	Янгурата	Куктуле	Джекинда	Мархая	Аламджах	Шпат	Артек	Скалы Суслова	Нидым (уч. 1 и 2)
Кварц	==								
Халцедон						==	==		
Лимонит	==	==							
Пирролюзит									
Пирит									
Марказит	==	==							
Халькопирит									
Кальцит (жилы.)		==							
Исландский шпат	==	==	==	==	==	==	==	==	==
Хлориты							==		
Селадонит									
Монтмориллонит			==						==
Анальцим		==					==	==	==
Апофиллит							==		
Натролит	==	==	==						==
Томсонит	==							==	
Гейландит	==							==	==
Десмин				==	==		==		==
Морденит	==	==	==			==	==	==	==

== главные минералы — распространенные
 — широко распространенные — редкие

цит, цеолиты (особенно морденит и гейландит), хлориты, монтмориллонит, анальцим, апофиллит. В перекрывающих шаровые лавы плотных мандельштейнах, а иногда и в подстилающих их породах распространен несколько иной комплекс минералов, состоящий из кальцита и халцедона, а также гейландита, десмина и томсонита (Нидым).

Как было установлено М. П. Шкабара, Е. А. Штурм (82) и А. В. Скропышевым, состав цеолитов Сибирской платформы принципиально не отличается от типовых формул, хотя некоторые образцы морденита содержат весовые количества окиси Ва. Минералы группы хлоритов по А. В. Скропышеву, представлены главным образом желтовато-бурым листоватым или землистым агрегатами клинохлора и мелкими сферокристаллами прохлорита, а среди глинистых минералов совместно с В. И. Михеевым (по неопубликованным данным) определены темно-зеленый селадонит и бурая магнезиальная разновидность монтмориллонита, близкая к сапониту.

Изучение соотношений между отдельными минералами и парагенетическими ассоциациями позволило наметить основные закономерности в последовательности их выделения.

На Вилуйских месторождениях (Джекинда) Ю. Я. Касьяном было подчеркнуто, что первыми, как правило, кристаллизовались цеолиты со щелочными катионами (натролит, анальцит), в более поздних цеолитах щелочей либо мало (томсонит, десмин), либо нет совсем, а их место занимает кальций (сколецит, стеллерит, лобанит). Для Нижнетунгусских месторождений А. В. Скропышевым установлена последовательность кристаллизации минералов, зависящая от содержания в них кремния: сперва образовались минералы группы кварца и иногда хлориты, затем цеолиты и, наконец, кальцит. Почти на всех месторождениях встречается несколько генераций одних и тех же минералов, что свидетельствует об определенной периодичности в минералообразовании и обновлении состава растворов.

В ряде случаев ранее выпавшие минералы оказывались неустойчивыми в условиях нового состава гидротерм, вследствие чего возникали разнообразные псевдоморфозы, главным образом цеолитов по анальциту, а также халцедона и кварца по цеолитам, апофиллиту и кальциту. Такое происхождение имеют своеобразные агрегаты игольчатого халцедона, а также полные псевдоморфозы кварца по апофиллиту, аналогичные описанным А. Е. Ферсманом (73) из района Ахалцихе на Кавказе.

Эндогенные процессы минералообразования заканчивались кристаллизацией в свободных полостях крупных кристаллов исландского шпата. Одновременно с ним выделялись, но раньше заканчивали кристаллизацию некоторые цеолиты (в основном морденит), прохлорит и изредка сульфиды. Позже исландского шпата, как исключение, иногда формировались кальциевые цеолиты (Джекинда) или анальцит (Куктуле).

В заключение отметим некоторые особенности химизма развитых на месторождениях минералов. Большая часть их (цеолиты, анальцит, апофиллит, пренит, хлориты, селадонит, монтмориллонит и другие) содержат гидроксил или цеолитную воду. Очень широко распространены натриевые и натриево-кальциевые, менее — кальциевые цеолиты. Напомним, что их кристаллизация обычно связывается «со вторичным действием горячих паров и вод на остывающий массив, из которого они извлекают окислы и элементы для образования цеолитов» (74, 90), а последовательность выделения зависит от концентрации CaO и SiO_2 в растворе.

Сопоставление минеральных ассоциаций позволяет судить о режиме серы в растворах, количество которой было значительным при формировании месторождений в зонах дробления туфов, где обычно наблюдается много сульфидов. В месторождениях других типов сульфиды или барит проявляются только эпизодически, в связи с временным появ-

лением в растворах серы. Это подтверждается находкой на одном месторождении повеллита и включениями в исландском шпате самородной меди (60), так как в противном случае вместо этих минералов более естественно образование сульфидов Mo и Cu.

В целом можно заключить, что для кальцитообразующих растворов не характерна восстановительная обстановка, показателем которой является такой, например, минерал, как эвенкит (горный парафин $C_{21}H_{42}$), обнаруженный А. В. Скропышевым (59) в полиметаллической халцедоно-кальцитово-жиле на Хавокипрских скалах по р. Нижней Тунгуске.

Спектральные анализы, выполненные в Арктическом научно-исследовательском институте Б. И. Кабединовым и во ВНИИП Г. Д. Пахомовой, не показывают большой разницы в содержаниях акцессорных элементов в одноименных минералах из разных месторождений (рис. 46).

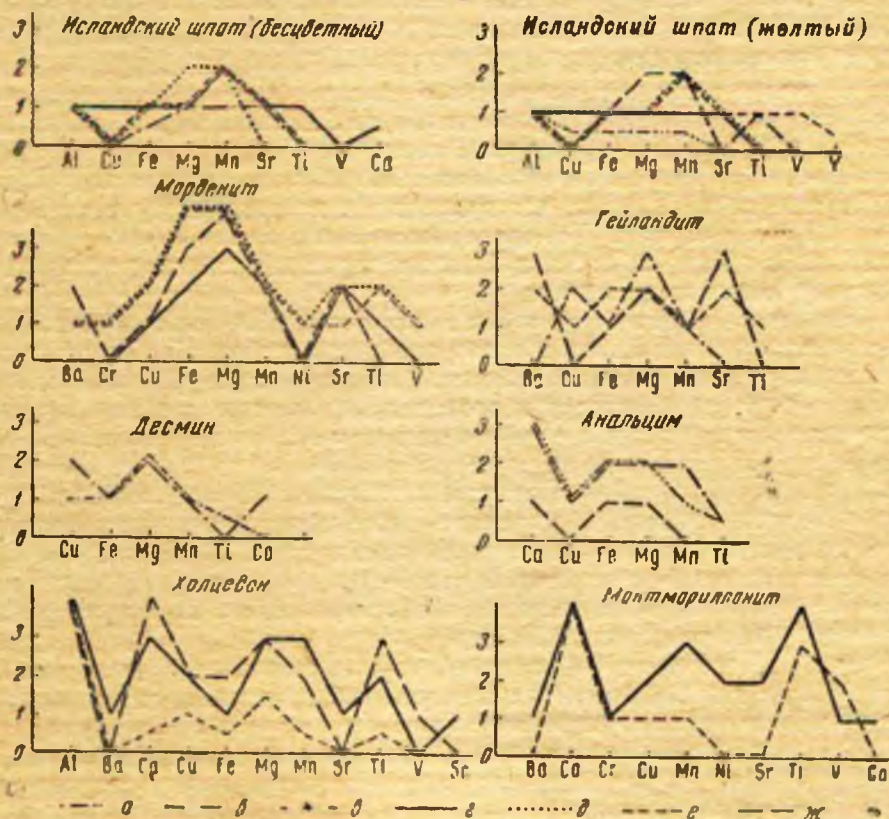


Рис. 46. Распределение акцессорных элементов в минералах гидротермального комплекса. Содержание элементов (%):

1 — меньше 0,01; 2 — от 0,01 до 0,1; 3 — от 0,1 до 1; 4 — от 1 до 10.

Месторождения:

а — Кукгуле; б — Джекинда; в — Мархая; г — Шпат; д — Скалы Сушлова; е — Артек; ж — Жигалово.

Обнаруженный комплекс редких и рассеянных элементов характерен для основной магмы (3,40) и включает Cr, Ni, V, Sc, Co, Sr, Ba, Ga. Наиболее «загрязнены» примесями халцедон, морденит и монт-

мориллонит, а в исландском шпате содержание акцессорных элементов не превышает 0,1% вне зависимости от его окраски.

Как и следовало ожидать, Sr в основном концентрируется в гейландите и мордените, кроме того, он зафиксирован в натролите Джекинды, в халцедоне месторождения Шпат и в качестве почти постоянной примеси присутствует в исландском шпате Нижнетунгусских месторождений. Ванадий чаще всего отмечается в мордените и монтмориллоните, реже в исландском шпате и халцедоне (Артек). В десмине Джекинды встречены следы Co, а в исландском шпате — V и Ga (Шпат).

Гидротермальный метаморфизм вмещающих пород

Значение околорудных изменений вмещающих пород для познания генезиса месторождений общеизвестно и хорошо сформулировано С. С. Смирновым (63): «В понимании процесса образования рудного тела эти измененные породы имеют такое же значение, как и само рудное тело, и, пожалуй, даже большее, так как здесь мы не знаем вполне определенно и исходный продукт и конечный».

На месторождениях исландского шпата широко распространены процессы гидротермального изменения вмещающих пород, заключающиеся в их цеолитизации, хлоритизации, карбонатизации и реже в аргиллизации (монтмориллонитизации). Метасоматоз иногда был проявлен настолько интенсивно, что приводил к полному перерождению исходной горной породы. Минералогический тип метаморфизма зависит, в первую очередь, от состава боковых пород и особенностей химизма циркулирующих гидротерм.

Изменение вмещающих пород выражено слабее всего на месторождениях исландского шпата в зонах дробления туфов. На Янгуракском месторождении интенсивно изменены только мелкие обломки агломератового туфа, находящиеся непосредственно среди цемента брекчий, а крупные блоки такого же туфа в целом изменены незначительно. Метасоматозу подвергся главным образом пепловый материал, замещающийся хлоритом и мелкозернистым кальцитом. Кроме того, кальцит, реже цеолиты (натролит, морденит, гейландит) и анальцим развиваются по плагиоклазам в обломочной части туфа. В случае цементации зоны дробления стекловатой лавой (Янгуракта, вторая зона), последняя местами карбонатизирована и превращена в пористую дрезвяную массу, вскипающую от HCl.

Для месторождений Вилуйской группы характерно чрезвычайно сильное изменение вмещающих интрузивных траппов, преобразованных в существенно цеолитовые и пироксено-цеолитовые породы (рис. 47 и 48). Гидротермальное перерождение развивается вдоль трещин отдельности и тектонических разломов, между которыми иногда сохраняются блоки менее измененных пород.

Сущность процессов гидротермального изменения этого типа заключается в практически полном замещении плагиоклазов анальцимом и цеолитами (натролитом, томсонитом, гейландитом, десмином). При этом моноклинный пироксен (пижонит-авгит или ферроавгит) остается сравнительно свежим, замещаясь по краям зерен эгирин-авгитом (Джекинды). Подчиненное значение имеют явления хлоритизации и частичной эпидотизации плагиоклазов и пироксена, более обычные для стекловатых и палагонитсодержащих разностей долерита (Мархая, Аламджах). По вулканическому стеклу в этом случае развивается эпидото-хлоритовое или биотитоподобное вещество (рис. 49).

Такие измененные породы рассекаются многочисленными прожилками цеолитов, а также кальцита и иногда халцедона.

В пироксено-цеолитовой породе р. Джекинды К. Ф. Гурьяновым была отмечена вертикальная минералогическая зональность, указываю-



Рис. 47 Цеолитизированный долерит. Джекиндинское месторождение. Лейсты и пойкилитовые вроски плагиоклаза замещены анальцимом (серое) и радиально-лучистыми агрегатами цеолитов. Зерна пироксена (косая штриховка) остаются сравнительно свежими. Диаметр поля зрения 3 мм (анализатор включен)



Рис. 48. Пироксено-цеолитовая порода, возникшая за счет габбро-долерита. Джекиндинское месторождение. На месте плагиоклаза развиты радиально-лучистые и игольчатые новообразования цеолитов. Пироксен (косая штриховка) замещен эгирин-авгитом. Диаметр поля зрения 3 мм (анализатор включен)

щая на постепенное изменение состава гидротерм, по мере их проникновения в верхние горизонты месторождения. По направлению снизу вверх следуют:

1) Зона анальцима (обогащение щелочами) — гидратация плагиоклазов с полным выносом из них кальция и замещением их анальцимом и реже натролитом; появление анортклаза и замещение моноклинного пироксена эгирин-авгитом.

2) Зона натриево-кальциевых цеолитов (умеренный вынос кальция) — замещение плагиоклазов натриево-кальциевыми и кальциевыми, менее натриевыми цеолитами (томсонитом, гейландитом, десмином, ломонтитом, шабазитом, сколецитом).

3) Зона осаждения кальцита — кристаллизация кальцита (исландского шпата) из растворов, пересыщенных известью.

4) Зона зеленокаменного изменения, слабо проявленная в периферических частях месторождения, — частичное замещение темноцветных минералов серпентином, тальком, иддингситом и другими хлоритами.

Сходная картина наблюдается и на Аламджахском месторождении, где крупнозернистый долерит преобразован в пироксено-цеолитовую породу, а по краевому долеритовому порфиристу и пепловому туфу развита зона интенсивной кальцитовой минерализации со сплошным «пропитыванием» этих пород мелкозернистым кальцитом.

Особенности химизма гидротермально измененных траппов отражены в табл. 5 на примере Джекиндинского месторождения. Исследовался сравнительно свежий габбро-долерит, являющийся исходной по-

родой, анальцимизированный долерит из нижней части минерализованной зоны и интенсивно измененная пироксено-цеолитовая порода. Для определения количественной стороны описываемых явлений весовые проценты окислов были пересчитаны на единицу объема горных пород с последующим вычислением баланса окислов при гидротермальном изменении 1 м³ габбро-долерита.

Таблица 5

Химический состав исходной и измененных пород Джекиндинского месторождения и баланса окислов¹

Окислы	Габбро-долерит		Анальцимизированный долерит (теменит)			Пироксено-цеолитовая порода		
	вес. %	кг/м ³	вес. %	кг/м ³	прив- нос (+), вынос (—) кг	вес. %	кг/м ³	прив- нос (+), вынос (—) кг
SiO ₂	46,52	1320	42,84	1184	—136	45,36	1241	—79
CaO	11,70	332	7,90	218	—114	11,84	324	—8
MgO	5,60	159	7,07	198	+39	6,62	181	+22
Fe ₂ O ₃	7,04	200	9,56	264	+64	5,18	142	—58
FeO	5,00	142	3,73	103	—39	2,15	59	—83
Al ₂ O ₃	18,79	533	17,56	485	—48	17,39	475	—58
MnO	0,19	5	0,24	7	+2	0,13	3	—2
Na ₂ O+								
+K ₂ O	2,83	80	6,18	171	+91	6,03	165	+85
S	0,38	10	0,08	2	—8	0,08	2	—8
П. п. п.	2,34	—	5,10	—	—	5,34	—	—
Сумма	100,39	—	100,26	—	—	100,12	—	—
Объем- ный вес (г/см ³)	2,837	—	2,764	—	—	2,733	—	—

¹Химические анализы выполнены во ВНИИП Н. В. Огородниковой, определение объемного веса произведено там же И. Н. Гусевой.

Как видно из приведенных данных, для анальцимизации и цеолитизации габбро-долерита гидротермальные растворы должны были содержать большое количество щелочей. Из 1 м³ исходной породы, в случае преобразования ее в анальцимизированный долерит, выносилось более чем по 100 кг окислов кремния и кальция и около 50 кг глинозема. С развитием процесса цеолитизации и образованием пироксено-цеолитовой породы интенсивность выноса кремнезема и окиси кальция резко уменьшились, так как значительное количество этих компонентов расходовалось на образование натриево-кальциевых цеолитов. Под воздействием гидротермальных растворов железо сперва переходило в окисную форму (анальцимизированный долерит), а затем выносилось из горной породы. Эти факты дают основание предполагать, что главным источником окиси кальция в минеральных телах являлись вмещающие породы.

К близкому типу относятся гидротермально измененные мандельштейны в эффузивных траппах (Нижнетунгусская группа месторождений) с той лишь разницей, что здесь процессы хлоритизации магнетитово-железистых минералов и вулканического стекла количественно

преобладали над цеолитизацией, которой обычно подвергались только лейсты плагиоклаза (рис. 50).



Рис. 49. Измененный витродолерит. Мархайнское месторождение. Лейсты плагиоклаза (белое) частично цеолитизированы, вулканическое стекло (черное) и края зерна пироксена (косая штриховка) замещены хлоритоподобным веществом (серое). Диаметр поля зрения — 3 мм (анализатор включен)



Рис. 50. Хлоритизированный базальт. Вулканическое стекло (черное) и частично пироксен (косая штриховка) замещаются хлоритом. Диаметр поля зрения 2 мм (без анализатора)

Более интенсивно изменены шаровые лавы, главным образом стекловатые (тахилитовые) корки сфероидов и межшаровая дресва, скрепленная обильными выделениями гидротермальных минералов (цеолиты, кальцит, хлориты, селадонит, монтмориллонит, халцедон, апофиллит и другие). Вулканическое стекло и заключенные в нем микролиты здесь обычно полностью замещены хлоритами (клинохлором и другими), боулингом и бурым почти изотропным хлорито-палагонитовым веществом.

В табл. 6 приведены результаты химических анализов свежих и гидротермально измененных эффузивных пород из бассейна Нижней Тунгуски, по А. В. Скропышеву. Ввиду того, что в лавовых покровах практически отсутствуют явления кристаллизационной дифференциации, за исходную породу с большой долей вероятности может быть принят плотный базальт из средней части покрова или ядра сфероида (анализы 1 и 5). Из проб (за исключением анализа 3) предварительно были удалены все макроскопически видимые включения гидротермальных минералов.

Сопоставление анализов 1—2 и 4—5 показывает, что мандельштейн и тахилит (корка сфероида) в результате гидротермального изменения заметно обеднены окисью кальция, концентрировавшейся затем в миндалинах и прожилках этих пород в виде кальцита и кальцийсодержащих цеолитов (анализ 3). Стекловатая корка сфероида, кроме того, содержит пониженное количество кремнезема и сильно обогащена железом.

В целом процессы изменения вмещающих пород на месторождениях исландского шпата отличаются рядом характерных черт. К их числу относится большое сходство наложенного гидротермального метасоматоза с явлениями автометаморфизма пород, которые зачастую можно различить только по масштабам и интенсивности проявления. Под воз-

Таблица 6

Химический состав исходных и измененных эффузивных пород
(по А. В. Скропышеву)

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	45,90	55,91	50,43	39,74	51,18
TiO ₂	2,17	2,14	1,10	2,09	2,39
Al ₂ O ₃	16,36	16,26	10,27	17,84	19,65
Fe ₂ O ₃	7,68	7,33	3,89	14,28	6,13
FeO	4,35	2,20	2,22	3,91	1,09
MnO	0,20	0,20	0,12	0,32	0,04
MgO	5,03	3,66	1,87	6,74	3,09
CaO	12,54	5,45	18,02	5,97	10,30
K ₂ O	0,21	0,68	0,69	0,88	1,17
Na ₂ O	2,80	2,88	1,47	1,85	2,74
P ₂ O ₅	0,18	0,06	0,20	0,11	0,15
П. п. п.	2,87	3,30	10,43	5,98	2,22
Сумма	100,29	100,07	100,70	99,71	100,75

1. Базальт плотный серый из средней части лавового покрова.
2. Мандельштейн сильно пористый из верхней части покрова.
3. Мандельштейн с миндалинами и прожилками кальцита и цеолитов.
4. Стекловатая корка сфероидов шаровой лавы.
5. Внутренняя часть того же сфероидов.

действием горячих растворов происходит гидратация и разложение первичных компонентов траппов, причем, по плагиоклазам развиваются цеолиты и анальцимы, а по темноцветным минералам и вулканическому стеклу — гидроксилсодержащие минералы: хлориты, гидрослюда, монтмориллонит, серпентин и другие.

Существенное отличие от обычного для основных пород изменения зеленокаменного типа заключается в образовании за счет лабрадора (реже андезина или битовнита) не альбита, а анальцима и цеолитов, причина чего, вероятно, заключается в низких температурах гидротермального процесса. В этой связи уместно сослаться на данные гидротермального синтеза этих минералов, приведенные Э. Ингерсоном (21), из которых следует, что анальцим легко образуется при температурах от 100 до 380°, а для получения альбита при тех же давлениях¹ температура должна быть значительно выше.

Как известно, цеолитизация лабрадора с преобразованием его в существенно натриевые цеолиты типа натролита, а также в анальцим требует привноса Na₂O и сопровождается выносом CaO, SiO₂ и менее Al₂O₃. При образовании таких натриево-кальциевых цеолитов, как томсонит или мезолит, дополнительных щелочей почти не требуется, а из лабрадора выносятся главным образом SiO₂ и сравнительно небольшое количество CaO.

Переходящие в раствор компоненты в дальнейшем отлагаются в виде новообразований цеолитов, кальцита, халцедона и других минералов, выполняющих поры трещины измененных пород.

Хорошая подвижность перечисленных окислов доказывается экспериментами по обработке среднезернистого габбро-долерита Джекиндского месторождения чистой водой и водными растворами хлоридов натрия и кальция (табл. 7).

Все опыты проводились при температуре 300° и в основном при давлении 87 атм (давление насыщенных паров), поскольку было выяснено,

¹ Имеется в виду давление насыщенных паров над раствором.

Таблица 7
Результаты опытов по обработке габбро-долерита Джекиндинского месторождения водными растворами в автоклавах¹

№ опыта	Условия опыта		Перешло в раствор, мг/л							pH
	P, атм	среда	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Ca ⁺²	Na ⁺¹	K ⁺¹	Mg ⁺²	
1	300	87	193	34,5	1,0	0,8	22,7	13,0	0,1	5,5
2	300	500	186,5	68,8	1,2	1,2	22,8	5,2	0,1	6,0
3	300	87	161,5	26,2	1,8	не опр.	99,0	22,4	0,1	4,5
4	300	87	203	24,0	1,0	119,0	не опр.	25,0	0,1	6,6

¹Опыты выполнены в Лаборатории магматогенных процессов Института геохимии и аналитической химии АН СССР под руководством Н. И. Антарова (химик-аналитик Е. В. Ревятерев).

что увеличение давления существенно не сказывается на миграции компонентов (опыт 2).

Оказалось, что при данных условиях железо и магний имеют ничтожную, алюминий — малую, а кремний — высокую растворимость. Под действием чистой воды в раствор переходят главным образом SiO₂, Al₂O₃, и, что очень важно для интерпретации ряда природных явлений, некоторое количество щелочей, в том числе Na (опыты 1 и 2). Подвижность Ca в чистой воде невелика, но она резко возрастает в однонормальном растворе NaCl (опыт 4) и, наоборот, растворимость Na сильно увеличивается при обработке габбро-долерита однонормальным раствором CaCl₂.

Не приходится сомневаться, что сильно стекловатые разности базальтов, мандельштейны и тахилиты будут разрушаться еще более интенсивно.

Приведенные примеры позволяют сделать ряд важных выводов по генезису рассматриваемых минералов. Во-первых, очевидно значение вмещающих пород, обогащавших гидротермальные растворы всеми необходимыми компонентами для эндогенного минералообразования. Далее, можно полагать, что главным фактором изменения боковых пород являлась вода, способная при соответствующих условиях разлагать силикаты с выносом SiO₂ и выщелачивать Na, тем самым значительно повышая свою активность. Натрийсодержащие растворы производят анальцимизацию плагиоклазов и переводят CaO в раствор. По мере насыщения растворов кальцием начинается отложение натриево-кальциевых цеолитов, а затем кальцита и кальциевых цеолитов. При этом натриевые цеолиты и анальцим делаются неустойчивыми и должны замещаться, что действительно наблюдается в шлифах почти из всех месторождений. В некоторых случаях следующий цикл минералообразования возобновляется отложением новой генерации анальцима и т. д. Та-

кие обменные реакции вообще очень характерны для цеолитов и осуществляются с сохранением общего заряда при одном числе ионов по схеме $\text{NaSi} \rightleftharpoons \text{CaCl}$ или с разным их числом: $\text{Ca} \rightleftharpoons \text{Na}_2$.

Процессы образования хлоритов, эпидота, серпентина и тому подобных минералов за счет пороодообразующих железисто-магнезиальных силикатов (пироксен, оливин, основное вулканическое стекло) общеизвестны и не требуют особых пояснений. Они также приводят к выделению в раствор CaO и одновременно обогащают его щелочами (28). Избыточный кремнезем, образовавшийся в ходе метасоматических реакций, отлагается в виде опала и халцедона или выносится из системы.

Тесная связь между составом исходных пород и гидротермальными новообразованиями подтверждается результатами спектральных анализов (табл. 8). Как правило, в измененных породах присутствует тот же комплекс элементов, что и в свежих траппах (за исключением Ba и Sr, необнаруженных в долеритах Джекинды).

Интересно отметить, что в современных условиях во многом похожее изменение горных пород вызывают некоторые термальные источники хлоридно-бикарбонатного типа. Так, например, горячие источники Уаираки в Новой Зеландии, по описанию А. Стейнера (92) и Д. Уайта (70), воздействуя на андезитовые и кремнистые туфы, приводят к монгмориллонитизации вулканического стекла, с глубиной сменяющейся развитием цеолитов (морденита, менее гейландита и анальцима) и адуляра. В составе этих пород преобладают Na, K, Cl, HCO_3 , SO_4 , B_2O_3 , SiO_2 , а их температура в зоне образования цеолитов колеблется от 60 до 164°.

Исследование жидких включений в исландском шпате

Жидкие включения представляют собой реликты минералообразующей среды, захваченные кристаллом в период его роста или в результате позднейшего залечивания трещин. Поэтому их всестороннее изучение может предоставить очень ценные объективные данные о термодинамических параметрах, агрегатном состоянии и составе минералообразующих растворов. Методика исследования жидких включений детально разработана Н. П. Ермаковым (18); большое значение имеют также работы этого направления ряда других отечественных и зарубежных ученых, среди которых в первую очередь следует упомянуть Г. Г. Лейммлейна (33, 34), Э. Ингерсона (21, 87), Ф. Г. Смита (64), Г. Г. Грушкина, В. А. Калюжного и других.

Впервые температура гомогенизации жидких включений в исландском шпате некоторых Восточносибирских месторождений была определена Н. П. Ермаковым (18) и затем А. В. Скропышевым (61), который, кроме того, предпринял попытку выяснить химический состав включений по единственной водной вытяжке из кристалла кальцита. Наши исследования имели целью систематически изучить физико-химическое состояние растворов, заключенных в исландском шпате всех типов месторождений Сибирской платформы.

В кристаллах исландского шпата из изученных месторождений жидкие включения встречаются очень часто и иногда достигают уникальной величины — до нескольких кубических сантиметров. Однако большинство включений не превышает в поперечнике 1—2 мм, и их скопления обычно являются причиной замутненности кристаллов.

По морфологии различаются ограненные вакуоли (так называемые отрицательные кристаллы), длинная ось которых часто совпадает с тройной осью симметрии кристалла исландского шпата, округлые и полу-

Спектральные анализы исходных и измененных горных пород

Элементы	Джекиндинское месторождение					Мархинское месторождение				Месторождение Шпат		Месторождение Скалы Суслова		
	долерит мелкозернистый	габбро-долерит	анальци-мизированный долерит (тешенит)	пироксен-но-цеолитовая порода	бобовидный анальцит	долерит мелкозернистый	тешенит	палагонитовый долерит	цеолитовая порода	ба-зальт	ман-дельштейн	ба-зальт	ман-дельштейн	мандельштейн сильно измененный
Al	4	4	5	5	4	5	5	5	5	5	5	5	5	3
Ba	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1	1	1	1	—
Ca	4	4	5	5	4	5	4	4	4	5	5	5	5	3
Cr	1	—	3	3	1	2	1	—	1	1	2	2	2	—
Cu	—	—	1	—	—	2	1	1	1	1	2	2	3	2
Fe	4	4	4	4	4	5	4	4	4	4	4	5	5	4
Ga	1	1	1	1	—	—	1	1	1	1	1	1	1	2
Mg	5	4	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Mn	2	2	2	2	2	2	2	2	2	4	2	3	3	1
Na	5	4	5	5	4	4	3	3	3	2	4	4	4	4
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2	2	2	2
Os	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—
Si	5	5	5	5	5	4	4	4	4	5	4	5	5	5
Sr	—	—	2	2	1	2	—	—	2	2	1	3	2	—
Ti	3	3	4	4	4	4	3	3	3	4	3	4	4	3
V	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	1	1	—
Zr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—
Y	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Цифры в %: 1—меньше 0,01; 2—от 0,01 до 0,1; 3—от 0,1 до 1; 4 —от 1 до 10; 5—больше 10.
Анализы выполнены в лаборатории обогащения ВНИИП (аналитик Г. Д. Пахомова)

ограниченные полости (рис. 51) и включения причудливой формы. Наличие последних говорит о низкой температуре их образования, так как форма всегда стремится стать равновесной — округлой или ограниченной. На Джекиндинском месторождении наблюдается скелетный рельеф поверхности вакуолей, что Г. Г. Леммлейн (33) объясняет сравнительно быстрым охлаждением и отложением избытка растворенного вещества.



Рис. 51. Частично ограниченное изометрическое жидкое включение. Месторождение Шпат. Увеличение 56

Почти все включения при комнатной температуре являются двухфазовыми и содержат газовый пузырек, образовавшийся в результате охлаждения кристалла и уменьшения объема жидкости. Только в одном случае, в исландском шпате было констатировано трехфазное включение с присутствием, кроме жидкости и газа, кубического кристаллика галита. Полностью жидкие включения холодноводных растворов приурочены к залеченным трещинам, выходящим на поверхность кристаллов, и должны считаться вторичными.

Объем жидкой фазы обычно составляет от 85 до 98% всего объема вакуоли, хотя в ряде случаев отмечаются аномальные соотношения газовой и жидкой фаз. Иногда это происходит за счет «расшнурования» включений с неравновесной формой (рис. 52), но в основном объясняется нарушением их герметичности, чему способствует совершенная спайность минерала. Большой размер газового пузырька в таком случае, как показал Н. П. Ермаков (18), связан не с сокращением объема охлаждающейся жидкости, а с ее утечкой по трещинам, окружающим нарушенное включение (рис. 53). Обычно все крупные жидкие включения оказываются нарушенными, и газовая фаза занимает до 50% их объема. Появление оперяющих включения трещин скорее всего зависит от колебания температуры у поверхности или связано с залеганием кристаллов в зоне вечной мерзлоты.

Другая специфическая причина аномального увеличения газового пузырька имеет место во включениях, соприкасающихся с иглами морденита, также находящимися в исландском шпате. По предположению А. В. Скропышева (61), часть воды из таких включений поглощается цеолитом, что естественно приводит к уменьшению объема жидкой фазы.

Термометрические исследования. Принцип термометрического исследования жидких включений основан на предположении о захвате кристаллизующимся минералом частиц гомогенной среды, что

по-видимому, справедливо в подавляющем большинстве случаев. Следовательно, температура гомогенизации двухфазового включения позволяет определить минимально возможную температуру образования соответствующей зоны кристалла-«хозяина». Полученные результаты бу-



Рис. 52. Расширенные жидкие включения. Увеличение 56

дут наиболее близки к истинной температуре минералообразования при небольшой величине давления и температуры, что, по общегеологическим данным, вполне возможно для месторождений исландского шпата.



Рис. 53. Нарушенное жидкое включение с оперяющимися трещинками и аномальным соотношением фаз. Увеличение 56

Всего было просмотрено для данной работы более тысячи кристаллов (спайных выколов) исландского шпата с жидкими включениями, из которых изготовлено около 250 препаратов для термометрического исследования. Отбирались первичные (а также мнимовторичные, по терминологии Н. П. Ермакова) включения с нормальным соотношением газовой и жидкой фаз.

Следует отметить, что диагностика первичных включений в исландском шпате не представляет особых трудностей, так как они обычно на-

ходятся в зонах роста или в плоскостях индукционных граней кристаллов (10). Вторичные включения, как правило, расположены вдоль плоскостей спайности или по изогнутым поверхностям раковистых трещин.

Нагревание препаратов производилось в термокамере системы Н. П. Ермакова (18) с использованием медь-константановой и хромель-копелевой термопар. Для исследования крупных включений с температурой гомогенизации ниже 100° применялась водяная ванна. Темп нагрева подбирался экспериментально, в зависимости от размера включения и толщины препарата, и в среднем составлял 10° в четверть часа.

Гомогенизация всех включений происходила в жидкой фазе, кроме явно нарушенных, с аномально большим газовым пузырьком, которые обычно взрывались, так и не достигнув гомогенного состояния.

Результаты определения температуры гомогенизации жидких включений показаны в табл. 9.

Т а б л и ц а 9

Температура гомогенизации и коэффициенты заполнения жидких включений (при 20°) в кристаллах исландского шпата

№ п/п	Месторождения	Температура гомогенизации			Коэффициент заполнения		
		миним.	макс.	средн.	миним.	макс.	средн.
1	Янгуракта	43	117	72	0,90	0,97	0,95
2	Куктуле	40	42	40	0,97	0,98	0,98
3	Джекинда	94	153	110	0,84	0,93	0,91
4	Мархая	94	157	109	0,83	0,93	0,91
5	Гайн	92	112	102	0,90	0,93	0,92
6	Шпат	51	117	82	0,90	0,97	0,94

Сопоставление статистических кривых, построенных в координатах температура гомогенизации — число замеров (рис. 54), показывает хорошее совпадение пиков для однотипных месторождений (Янгуракта и Куктуле 40—45°, Джекинда и Мархая 105—112°), подтверждая сходство условий их образования. Сравнительно широкий диапазон температур гомогенизации включений каждого месторождения объясняется последовательным понижением температуры растворов в процессе роста кристаллов. Единичные высокие значения температуры, сильно отличающиеся от всех остальных, вероятно, связаны с нарушением герметичности отдельных включений и не должны приниматься во внимание.

Зависимость между температурой гомогенизации и коэффициентом заполнения жидкого включения при 20° показана на рис. 55. Приведенный график дает возможность определения точки гомогенизации по измеренному при комнатной температуре соотношению газовой и жидкой фаз. Аналогичная кривая для чистой воды должна быть расположена несколько выше, что в порядке исключения имеет место при низких температурах и больших коэффициентах заполнения.

Состав жидких включений в исландском шпате. Наличие в нашем распоряжении жидких включений уникально большого размера позволило произвести индивидуальные химические анализы, определить состав и истинную концентрацию заключенного в них раствора (табл. 10). Экстрагирование содержимого включений в исландском шпате и микрохимические анализы выполнены по методике, рассмотренной в статье Н. И. Хитарова и других (75).

Объем вакуолей определялся по весу воды раствора и непосредственным измерением путем заполнения полости с помощью ультрамикров

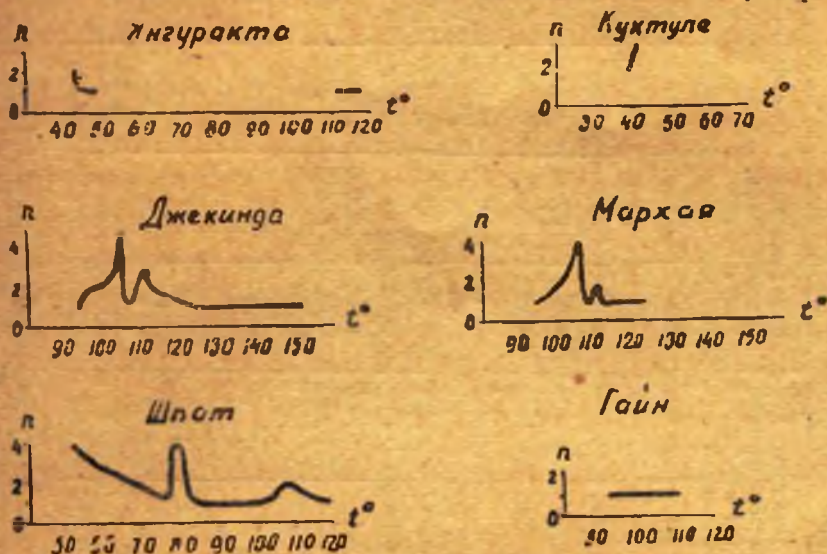


Рис. 54. Статистические кривые гомогенизации жидких включений в кристаллах исландского шпата различных месторождений (t° — температура, n — число замеров)

пипеток. В расчеты вносилась поправка на растворение кальцита в воде.

Анализами установлено, что во включениях находятся весьма кон-

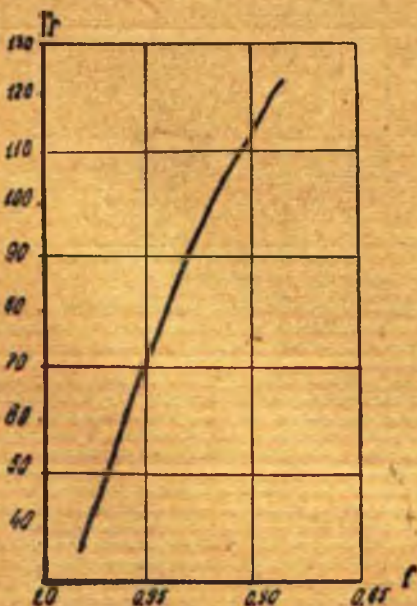


Рис. 55. График зависимости температуры гомогенизации от степени заполнения жидкого включения при 20°

Таблица 10

Химический состав жидких включений в кристаллах исландского шпата
месторождений Сибирской платформы

Химические компо- ненты	Обр. 1		Обр. 2		Месторождение Шпат, обр. 30		Нидымское месторождение (уч. № 2), обр. 3		Куктулинское месторождение, обр. Ж-103		Янгурактское месторождение, обр. 82	
	М2	М2-ЭКВ	М2	М2-ЭКВ	М2	М2-ЭКВ	М2	М2-ЭКВ	М2	М2-ЭКВ	М2	М2-ЭКВ
HCO ₃	0,19	0,003	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—
Cl'	7,36	0,208	9,76	0,275	1,728	0,048	0,345	0,009	0,475	0,013	0,78	0,022
SO ₄ "	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—
Сумма	—	0,211	—	0,275	—	0,048	—	0,009	—	0,013	—	0,022
K	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na	0,72	0,030	0,52	0,022	0,09	0,004	0,09	0,004	0,046	0,002	0,16	0,007
Mg	0,0005	—	0,0005	—	0,0005	—	0,0005	—	0,0005	—	0,0005	—
Ca	3,70	0,185	4,26	0,213	0,94	0,047	0,1	0,005	0,12	0,006	0,30	0,015
Сумма	—	0,215	—	0,235	—	0,051	—	0,009	—	0,008	—	0,022
Концентрации солей, г/л	136,3	—	230,0	—	158,0	—	74,0	—	47,0	—	72,0	—
Ca (HCO ₃) ₂	0,25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca Cl ₂	9,93	—	11,82	—	2,60	—	0,28	—	0,33	—	0,83	—
Na Cl	1,69	—	1,28	—	0,23	—	0,23	—	0,12	—	0,41	—
Ca/Na	6,1	—	8,1	—	10,4	—	1,1	—	2,6	—	1,8	—
Объем вакуоли мл	0,089	—	0,063	—	0,018	—	0,007	—	0,013	—	0,017	—

Анализы выполнены в лаборатории магматогенных процессов Института геохимии и аналитической химии АН СССР (химик-аналитик Е. В. Ренгартен)

центрированные (от 47 до 230 г/л) растворы хлоридов кальция и натрия, соотношение между которыми колеблется от 10,4:1 до 1,1:1. Наименьшая концентрация солей отмечена в жидких включениях в кристаллах Куктулинского и Янгурактского месторождений. Примечательно полное отсутствие аниона SO_4^{2-} и незначительное количество HCO_3^- , зафиксированное только в одном случае.

Два крупных включения в исландском шпате были использованы для определения рН растворов, измеренного универсальным индикатором и оказавшегося равным 5,0—5,5.

Определение давления. Экспериментально построенная Н. И. Хитаровым и С. Д. Малининым РТ-диаграмма для чистой воды и солевого раствора, отвечающего среднему составу содержимого включений (водный раствор хлористого кальция и натрия с концентрацией 70 г/л и соотношением $\text{Ca}:\text{Na}$, как 4:1), показала, что в области низких температур при большом коэффициенте заполнения (80%) их термодинамические свойства близки друг к другу. Изохоры, как это видно на рис. 56, начинают заметно расходиться только выше 245°. Поэтому порядок давления в вакуолях жидких включений в кальците с достаточной вероятностью может быть выяснен по диаграмме состояния чистой воды.

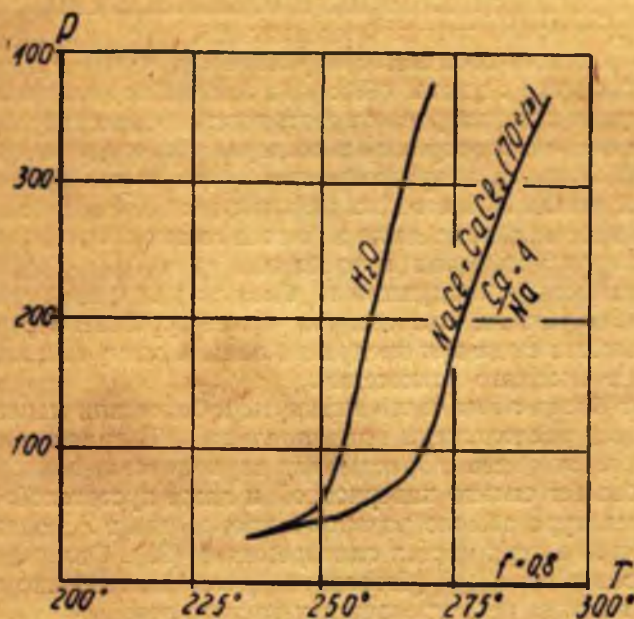


Рис. 56. РТ — диаграмма раствора $\text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ и чистой воды (по Н. И. Хитарову и С. Д. Малинину)

По данным М. П. Вукаловича (4), давление насыщенных паров воды при максимальном в нашем случае удельном объеме 1,208 (степень заполнения 83% — см. табл. 9) и температуре 230° составляет 29 атм. В случае уменьшения удельного объема давление также будет понижаться и при среднем удельном объеме 1,06 (степень заполнения 94%) и температуре 120° составит около 2,5 атм.

Таким образом, исследование жидких включений позволяет с достоверностью установить, что на конечной стадии гидротермального процесса во время роста кристаллов исландского шпата температура раст-

воров в среднем была близка $70-150^{\circ}$, а давление не превышало 30 атм. При этом наиболее высокая температура основной стадии кристаллизации свойственна исландскому шпату месторождений Вилуйской группы (Джекинда, Мархая), затем в порядке понижения температуры следуют месторождения в мандельштейнах (Шпат), шаровых лавах и зонах дробления туфов (Янгуракта, Куктуле).

О шаровых лавах Сибирской платформы и особенностях их происхождения

Вопрос о природе шаровых лав Сибирской платформы заслуживает особого рассмотрения, поскольку с ними во многих случаях связана интенсивная цеолито-кальцитовая минерализация.

Шаровые, или (как их часто называют) «подушечные» лавы (pillow lavas) известны во многих странах Европы, Азии и Америки, где они встречаются в вулканогенных формациях самого разнообразного возраста, начиная с докембрийского и кончая современным. Они неоднократно описывались различными исследователями, а способ их образования являлся предметом многих дискуссий.

Наиболее четкое определение шаровой лавы принадлежит Г. Стернсу (91): «Пиллоу-лава состоит из сфероидальных и эллипсоидальных блоков, покрытых стекловатой оболочкой и обыкновенно отделенных друг от друга обломочно-стекловатым материалом».

К этому необходимо добавить следующие типичные черты шаровых лав, сформулированные Луисом (89): «Во многих случаях обломочный угловатый материал в межшаровых пространствах сцементирован в виде брекчий многочисленными вторичными минералами, среди которых доминируют хлориты, кальцит, кварц, халцедон, агат вместе с эпидотом и различными цеолитами. В некоторых районах этих минералов мало, тогда как в других местах, иногда даже в том же самом потоке, они развиты в замечательном разнообразии и изобилии».

Промежутки между «подушками» бывают заполнены радиоляритом, яшмами, известняком, сланцем и более грубыми терригенными осадками, попавшими сюда при внедрении лавы в глину или ил, а также вследствие более позднего отложения.

... Округлые блоки лавы часто вытянуты и более или менее уплощены, причем их оси расположены параллельно... В краях сфероидов и «подушек» обычно находится пористая или вариалитовая зона, а их центральная часть бывает сильно кавернозной и даже пустотелой».

Подобная текстура обычно развита в кровле или в основании лавового покрова, реже в этих частях одновременно (93). Она очень характерна для эффузивов основной (базальтовой) магмы, особенно для спилитов, и почти никогда не встречается у кислых лав.

Происхождение шаровых лав объяснялось самыми разнообразными причинами: первичной шаровой отдельностью, сфероидальным выветриванием, фрикционным брекчированием первоначально столбчатых базальтов, эксплозионными извержениями со скоплением огромного количества вулканических бомб, быстрым охлаждением вязкой лавы (пехойхой), «почкообразованием» во фронтальной части движущегося лавового потока и, наконец, изливанием под воду наряду с интрузией в рыхлые, питанные влагой осадки.

Точка зрения, признающая необходимость участия внешней воды в процессе охлаждения лавы, разделяется большинством исследователей, встречающих шаровые породы. Она подтверждается тем, что шаровые лавы часто ассоциируются с морскими отложениями и хорошо согласуются с общепринятыми взглядами на природу спилитов. Перерождение

обычного базальта в спилит с полностью альбитизированным основным плагиоклазом и хлоритизированным стеклом в этом случае легко объясняется взаимодействием лавы с морской водой (19).

Интересно отметить, что образования «подушечных» текстур непосредственно наблюдалось в современных вулканических областях. Так, в 1859 г. на Гавайских островах вблизи горы Муана-Лоа поток лавы в течение нескольких месяцев изливался в море, где разбивался на большие уплощенные сфероиды, иногда частично связанные друг с другом. Аналогичный случай описан Т. Андерсоном (85) при извержении вулкана Матавану на архипелаге Самоа в 1909 г.

Большие разногласия в представлениях о генезисе шаровых лав, по справедливому замечанию Р. Шрока (83), вызваны главным образом неустановившейся терминологией, вследствие чего под этим названием часто описывались лавы типа пехойхой с развитием сфероидальных или «луковичных» форм, имеющие ясно субазеральное происхождение.

На Сибирской платформе шаровые лавы приурочены исключительно к эффузивным образованиям нидымской свиты и встречаются во многих обнажениях в долине р. Нижней Тунгуски и ее притоков — рек Нидыма, Ганальчика, Чунчака, Дегигли, Тутончаны и других. Раньше мы уже описывали эти своеобразные породы, поэтому сейчас целесообразно привести только их общую характеристику.

Шаровые лавы залегают в виде сильно вытянутых линзообразных тел, выполняющих небольшие депрессии древнего рельефа и, как правило, подстилаются туфопесчаниками. Мощность их колеблется от 2 до 30 м, а длина — от 0.5 до 10 км. Они сложены сфероидальными, эллипсоидальными и сплюснутыми — матрацевидными — глыбами, размером до 2—3 м в поперечнике, погруженными в рыхлую обломочную массу дресвы, скрепленную гидротермальными минералами. На первый взгляд порода напоминает конгломерат с гигантскими включениями.

Глыбы имеют гладкую волнистую поверхность и сложены темным мелкозернистым базальтом или бурым мандельштейном со стекловатой пористой коркой. Степень раскристаллизации к центру сфероида повышается.

Под микроскопом видно, что базальт из внутренней части блока обычно имеет интерсертальную структуру и содержит до 25—30% ожелезненного и хлоритизированного стекла, заполняющего промежутки между тонкими лейстами плагиоклаза (лабрадор № 52—65), мелкими зернами авгита и иногда оливина. По направлению к периферии количество стекла и палагонитообразных продуктов постепенно увеличивается до 70—80%, структура становится гиалопилитовой или гиалиновой, а текстура — пористой и миндалекаменной. Стекловатое вещество сильно ожелезнено и местами замещено радиально-лучистыми и волокнистыми агрегатами хлоритов, гидрослюд и цеолитов.

В центральной части некоторых блоков находится изометричная или слегка вытянутая полость, инкрустированная кристаллами цеолитов и кальцита. Многие сфероиды разбиты радиальными трещинами на клиновидные части, а для крупных уплощенных «подушкообразных» глыб более характерна вертикальная и призматическая отдельность.

Степень плотности упаковки сфероидов заметно колеблется даже в пределах одного и того же покрова, но наиболее плотная упаковка обычна в нижнем горизонте. Так, шаровые лавы, залегающие в основании второго покрова на р. Гурканде (приток р. Нидыма), на высоту до 5—10 м от подошвы состоят из плотно соприкасающихся базальтовых сфероидов. Постепенно упаковка блоков разрежается, крупные глыбы приобретают пористую мандельштейновую корку, а мелкие сфероиды

целиком представлены мандельштейнами. Шаровые лавы затем сменяются плотными мандельштейнами с крупными кальцитовыми миндалинами.

Необходимо отметить, что туфопесчаники, подстилающие шаровую лаву, обычно несут следы гидротермального изменения, выражающегося в карбонатизации и хлоритизации глинистообломочного цемента. То же наблюдается и в предыдущем лавовом покрове, насыщенность которого гидротермальными минералами заметно увеличивается на контакте с шаровыми породами.

Шаровые лавы на Сибирской платформе, как правило, не являются самостоятельными образованиями, а слагают только нижнюю часть лавовых покровов и сменяются компактными базальтами по вертикали и простираению. Переход выражается в резком уплотнении упаковки сферондов и «подушек» и их слиянии в зону сплошного мандельштейна и затем базальта. Особенно отчетливо это проявлено в девятом лавовом покрове на Скалах Сулова (р. Нижняя Тунгуска, 65 км ниже пос. Туры). Мощность шаровой лавы здесь составляет всего 0,5—1 м и крупные «подушки» обычно соединены с вышележащими мандельштейнами. Последние, в свою очередь постепенно переходят в мелкозернистый темный базальт с призматической отдельностью.

Впервые сибирские шаровые породы были упомянуты в литературе А. В. Скропышевым (58) и Г. Г. Моором (45) под названием глыбовых или брекчиевидных лав. Г. Г. Моор сравнивал их с гавайскими лавами типа «аа», полагая, что при их кристаллизации еще в жидком потоке образовались отдельные блоки базальта, округлявшиеся при движении. Пространство между блоками заполнялось затем стекловидным мандельштейном и агрегатами гидротермальных минералов, которые возникали за счет паров и газов, первоначально содержащихся в расплаве.

Мнение о субаэральном происхождении шаровых пород получило развитие в дальнейших работах А. В. Скропышева и частично А. П. Лебедева.

А. В. Скропышев предложил именовать эти породы вулканическими шаровыми агломератами, считая их продуктами своеобразных наземных извержений центрального типа, существенно состоящими из вулканических бомб. Шаровые агломераты, по его мнению, заполняли вулканические трубки или концентрировались вблизи места выброса, а наблюдающиеся в них гидротермальные минералы отложились из растворов, поднимавшихся по тем же каналам.

Близкое к этому представление недавно высказал и А. П. Лебедев (30), который отнес шаровые породы рек Нижней Тунгуски, Кочечумы и Нидыма в основном к группе выделенных им лапиллиевых туфов.

Однако изложенные взгляды не подтверждаются имеющимися фактическими данными и не могут быть признаны удовлетворительными. Во-первых, при кристаллизации насыщенной газами лавы «аа» у покрова образуется не шаровая, а рваная шероховатая или угловатая (глыбовая) поверхность. Во-вторых, этим положением, так же как и присутствием вулканических бомб, невозможно объяснить наличие постепенных переходов шаровых пород в компактные базальты и их постоянную ассоциацию с прослоями туфопесчаников.

Между тем сибирские шаровые породы принципиально не отличаются от пиллоу-лав из других стран, и все особенности их строения, вероятнее всего, обусловлены кристаллизацией в водной среде. Возможность такого происхождения шаровых пород в последнее время допускается Л. И. Четвериковым (78) для бассейна р. Нидыма и обстоятельно доказывается В. И. Кудряшовой (26) на основании их тесной свя-

зи с пресноводными озерно-речными отложениями, часто содержащими остатки эстерий и следы волноприбойных знаков.

Сам процесс образования шаровой текстуры пока не вполне ясен, но несомненно, что в этом случае происходило как механическое действие возникающего водяного пара («продувание»), так и весьма резкое охлаждение лавы, вызывавшее быструю кристаллизацию многочисленных изолированных блоков. Дресва, заполняющая интерстиции, образовалась главным образом за счет разрушения корок закаливания сфероидов при движении лавы или в результате гидротермального изменения стекловатого (тахилитового) материала, первоначально цементирувавшего глыбы. Развитие шаровой текстуры только в нижней части лавовых покровов объясняется небольшой глубиной водных бассейнов, полностью испаренных при движении лавы.

Несомненно, что строение лавового покрова определялось не только вязкостью лавы, но и в значительной мере условиями излияния, в том числе состоянием подстилающего субстрата (рис. 57). Так, при излиянии на еще неостывшую поверхность предыдущего покрова, лава охлаждалась преимущественно сверху, где и образовалась пористая миндалекаменная корка — верхняя зона мандельштейна. В случае инертного холодного субстрата в основании покрова, кроме того, возникала зона закали, в которой базальт приобретал сливной афанитовый облик и форму плитчатой отдельности.

Более сложно протекал процесс при излиянии лавы на влажный субстрат, когда вследствие быстрого двустороннего охлаждения и захвата пузырьков испаренного газа образовались покровы симметричного строения с зоной мандельштейна не только вверху, но и в их основании. Местами покров мог слагаться целиком сильно пористым мандельштейном, иногда содержащим изолированные блоки базальта и частично приобретающим шаровую текстуру.

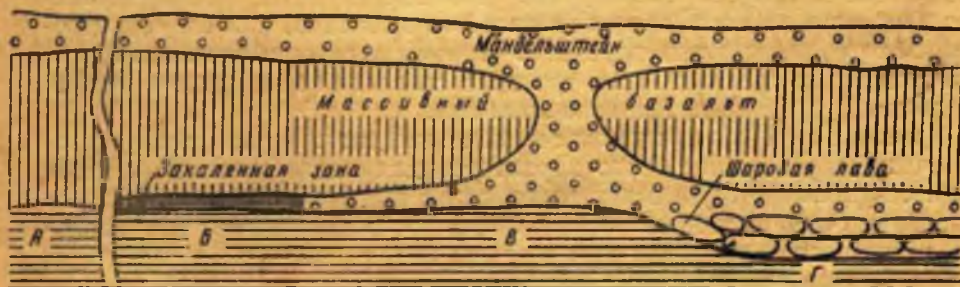


Рис. 57. Схема строения лавового потока в зависимости от состояния субстрата в момент излияния

А — нагретый субстрат; Б — холодный инертный субстрат; В — влажный субстрат; Г — водный бассейн

При излиянии в воду нижняя часть покрова слагалась шаровой лавой, контуры которой повторяли в плане очертания мелких водоемов, существовавших во время извержения. Влияние водной среды сказалось не только на текстуре, но и, что очень важно, на масштабах проявления гидротермального автометаморфизма шаровых лав. В большинстве случаев шаровые лавы изобилуют выделениями гидротермальных минералов, количество и состав которых мало зависят от положения тектонических нарушений.

Можно полагать, что большое количество испаренной поверхностной воды, внедрившейся в массу лавы, активно взаимодействовало с ней и приводило сначала к образованию палагонита, а затем, на определенной стадии охлаждения — к глубокому перерождению составных частей базальта. При этом наиболее благоприятными для проникновения водных растворов и минералообразования являлись пористые корки сфероидов и рыхлая масса дресвы.

Таким образом, специфические условия образования шаровых лав определяют особое положение связанной с ними гидротермальной минерализации.

4. Условия образования исландского шпата и некоторые особенности его кристаллогенезиса

Для образования крупных прозрачных кристаллов кальцита с совершенной пространственной решеткой требуются особо благоприятные условия, и по этой причине месторождения исландского шпата встречаются гораздо реже, чем зоны измененных цеолитизированных и карбонатизированных пород.

В первую очередь для формирования качественного кальцита, необходимо наличие открытых полостей — природных кристаллизаторов, значение которых справедливо подчеркивается большинством исследователей месторождений пьезооптических минералов (16, 17). Свободные полости-пустоты не только предоставляют пространство для роста кристаллов, но и в значительной мере способствовали стабилизации физико-химических условий минералообразования.

Типы скоплений исландского шпата и происхождение кальцитонесных полостей

На всех месторождениях кристаллы исландского шпата залегают в виде разобщенных гнезд или приурочены к халцедоновым, халцедоно-кальцитовым, цеолитовым и реже к чисто кальцитовым жилам и прожилкам. В жильобразных телах исландский шпат обычно выполняет центральную часть или располагается в гнездах, как бы «отпочковавшихся» во вмещающие породы со стороны висячего бока жил. Могут быть выделены, следовательно, три типа скоплений исландского шпата: гнездовой, жильный и гнездово-жильный.

Гнездовой тип скоплений исландского шпата распространен очень широко и особенно характерен для месторождений, связанных с секущими интрузиями траппов или с шаровыми лавами. В большинстве случаев кальцитонесные полости этого типа имеют неправильную, часто несколько вытянутую в одном направлении, либо сильно уплотненную форму. Размеры гнезд сильно колеблются, при этом сравнительно крупные гнезда, как правило, ограничены с нескольких сторон жесткими стенками (плотными глыбами слабо измененных пород, базальтовыми сфероидами и т. п.), а мелкие находятся среди рыхлой массы полностью цеолитизированных пород или дресвы. Стенки полостей обычно оторочены цеолитами, иногда халцедоном, а внутри гнезд, располагаются сростки кристаллов исландского шпата, пропорциональные объему полости. Остающееся пространство заполнено бурой глиной монтмориллонитового состава или ископаемым льдом.

Во многих гнездах слабо устойчивые стенки проседали или обрушались. Лучшее всего сохранились сводовидные полости в мандельштейнах со стенками, покрытыми тонкими корками халцедона и морденита, и с халцедоновыми сталактитами, свисающими с их кровли.

Жильный тип скоплений присущ главным образом месторождениям в мандельштейнах и шаровых лавах. Наблюдаются два ос-

новых вида таких жил, отличающихся по текстуре и минералогическому составу. Первый представлен короткими крустификационными жилами, края которых сложены морденитом и корками игольчатого халцедона, а центральная свободная часть частично выполнена уплощенными кристаллами исландского шпата (Поледжикит). Жилы второго вида более протяженные, бедны цеолитами и имеют халцедоно-кальцитовый состав при наличии краевой зоны голубого или серого халцедона (иногда с жеодами аметиста) и тесно сросшегося гигантокристаллического кальцита в центре (Нидым). Оба вида обычно локализованы в трещиноватых участках мандельштейнов и сгруппированы по несколько жил.

Своеобразие гнездово-жильного типа скоплений заключается в том, что исландский шпат расположен в изолированных гнездах, тесно связанных с существенно халцедоновыми или кальцитовыми жилами.

В первом случае (месторождения Шпат, Артек и другие) кристаллы исландского шпата образуются в полостях мандельштейна со стороны висячего бока пологозалегающих халцедоновых жил. При этом величина гнезд и залегающих в них кристаллов не зависит от мощности жил. По своему строению кальцитоносные полости аналогичны описанным ранее.

К этому типу можно отнести также небольшие гнезда исландского шпата в раздувах и местах пересечения кальцитовых жил, развитых в зонах дробления туфов (Куктуле и другие).

Происхождение полостей. Кальцитоносные полости возникли вследствие различных причин и по условиям образования подразделяются на три группы: 1) магматогенные, 2) тектонического происхождения и 3) растворения. Полости третьей группы почти всегда тесно связаны с полостями иного происхождения и в чистом виде встречаются редко.

Магматогенные полости образовались в лавовых покровах в процессе охлаждения богатых газами лав. Газовая фаза, обособлявшаяся в вязкой массе лавы, обуславливала ее пористую текстуру и иногда приводила к появлению крупных первичных пустот изометричной или сводовидной формы. Быстро остывавшая корка лавовых покровов покрывалась трещинами глыбовой и шаровой отдельности, по которым затем циркулировали растворы, отлагавшие гидротермальные минералы.

Полости тектонического происхождения связаны с разнообразными разрывными нарушениями: зонами дробления, трещинами скола и растяжения, небольшими сбросами и т. п. Особенно благоприятны для образования пустот участки крупноглыбового дробления горных пород и места пересечения нескольких трещин. Некоторая часть полостей возникала вдоль трещин скола вследствие перемещений блоков по их плоскости. Кальцитоносные полости этой группы иногда значительно расширены в результате последующего гидротермального растворения.

Полости растворения возникали при активном взаимодействии боковых пород с гидротермами, циркулировавшими в тектонически нарушенных зонах или по системе первичных трещин отдельности. При этом важное значение имели не только химическая активность растворов, но и механический перенос частиц дезинтегрированных и разложенных пород.

Некоторые вопросы кристаллогенезиса исландского шпата

Кристаллография исландского шпата Сибирских месторождений изучена недостаточно. Особенно это относится к крупным кристаллам, которые, как правило, раскалываются по спайности (для получения оп-

тического сырья) непосредственно на месторождении и поэтому редко подвергаются гониометрическим измерениям.

Большая часть помещенных ниже гониометрических измерений выполнена В. А. Мокиевским; кроме того, учтены данные А. В. Скропышева.

Морфология кристаллов. Как известно, кристаллы исландского шпата обладают большим числом простых форм, главным образом ромбоэдров и скаленоэдров, отличающихся друг от друга величиной телесных углов. Сочетанием этих форм, вместе с часто встречающимися гранями гексагональных призм и иногда также пинакоида, и определяется облик кристаллов.

Для скоплений исландского шпата жильного типа, сопровождающихся халцедоном (Нижнетунгусская группа месторождений), характерны мелкие кристаллы — ромбоэдры с гранями $(10\bar{1}1)$ и (2021) . Крупные боченковидные кристаллы из центральной части таких жил обычно sdвойникованы по пинакoiду (0001) и несут грани ромбоэдров (9095) , (7072) и скаленоэдров $(8.4.12.6)$, (5384) , $(9.2.11.5)$. В миндалинах мандельштейна присутствуют сложные сростки ромбоэдров (2021) , (5054) и (4041) (рис. 58).



Рис. 58. Типичный облик кристаллов исландского шпата из гнезд в мандельштейне



Рис. 59. Типичный облик кристалла кальцита из шаровой лавы

В гнездах среди дресвы шаровых лав на месторождении Скалы Сулова распространены мелкие непрозрачные кристаллы кальцита с формами (7.3.10.5) и (2021). Более поздние крупные кристаллы исландского шпата имеют резко выраженный скаленоэдрический габитус («собачьи клыки»), благодаря хорошему развитию граней дитригональных скаленоэдров (6.5.11.3), (8.5.13.12) и (5273). Здесь, кроме того, часто наблюдаются кристаллы, представляющие комбинацию дигексагональной призмы (2130) со скаленоэдром (5384).

В шаровых лавах на месторождениях Нидымской группы мелкие кристаллы кальцита ранней генерации также обладают ромбоэдрическим обликом с гранями (1011) и (2021), а крупные прозрачные кристаллы обычно встречаются в форме основного ромбоэдра (1011) с закругленными гранями, осложненного ромбоэдра (5054), (4041), скаленоэдрами (1231), (5164) и редко пинакоидом (0001) (рис. 59).

Эволюция кристаллографических форм в процессе роста кристаллов хорошо обнаруживается на месторождениях исландского шпата Вилъюсской группы, где сначала развивались индивиды резко выраженного призматического (обелисковидного или пирамидального) габитуса с гранями гексагональной призмы (1120). После некоторого перерыва рост кристаллов возобновлялся преимущественно в форме ромбоэдра (2021), затем скаленоэдра (5384).

Зарождение и рост кристаллов. Выше мы неоднократно отмечали, что исландский шпат зарождается в свободных полостях в последней стадии низкотемпературного гидротермального минералообразования. Возможность образования крупных прозрачных кристаллов кальцита на Аламджахском месторождении метасоматическим путем, как это предполагал К. Ф. Гурьянов, кажется весьма сомнительной, поскольку в таком случае они обычно переполняются нерастворившимися частицами вмещающей породы (рис. 60).

Интересно отметить, что на большей части месторождений наблюдается очень мало жильного мелкозернистого кальцита, а распространены главным образом гигантозернистые агрегаты и сростки ограненных полупрозрачных или полностью прозрачных кристаллов. Величина их зачастую определяется размером полости — кристаллизатора.

Количество зарождений в большинстве случаев, по-видимому, было небольшим, что подтверждается отсутствием шестоватых или столбчатых агрегатов и слабым развитием друзовых форм роста, возникающих в ходе геометрического отбора (9). Затравками, вероятнее всего, служили выступы и неровности субстрата, обычно покрытые корками цеолитов; некоторые из этих цеолитов продолжали расти совместно с исландским шпатом.

Самое большое пересыщение минералообразующие растворы имели, очевидно в начале роста кальцита, когда образовывались замутненные и нередко богатые твердыми включениями зоны кристаллов. После стабилизации физико-химических условий в слабо пересыщенной среде под действием постепенного снижения температуры и давления осуществлялся рост полностью прозрачного исландского шпата.

В течение длительного процесса кристаллообразования, особенно в конечные его стадии в составе растворов неоднократно происходили изменения, обуславливающие появление окрашенных зон частичной замутненности, а также сингенетичных включений сульфидов и других минералов с индукционными гранями. Зональность особенно характерна для исландского шпата из месторождений в шаровых лавах, где неред-

ко в одном кристалле насчитывается более десяти тонких замутненных полос.

Иногда рост исландского шпата на некоторое время прерывался, что фиксируется следами травления былых граней роста или образованием «рубашек» кальцита на ранее сформированном кристалле (рис. 61). По этой причине часто возникали кристаллы-фантомы, позволяющие проследить эволюцию кристаллографических форм.



Рис. 60. Кристалл кальцита, образовавшийся в рыхлой массе измененного туфа и переполненный твердыми включениями, участок Гайн р. Средняя Кочема

Необходимо отметить, что за исключением месторождений Виллюйской группы, установить закономерную последовательность смены простых форм пока не удалось, хотя в общем случае кристаллы ромбоэдрического габитуса обычно формировались ранее, чем скаленоэдры.

Разрушение кристаллов исландского шпата происходило под действием напряжений, как тектонических, так и возникающих вследствие резкого колебания суточных и сезонных температур воздуха. Разрушению способствовали при этом совершенная спайность и высо-



Рис. 61. «Рубашки» кальцита новой генерации на ранее образованных кристаллах. Участок Гайн, р. Средняя Кочема

кая пластичность кальцита, сильно облегчавшие процесс растрескивания кристаллов и появление механических двойников по (0112).

Тектонические движения проявлялись в интер- и постминерализационный периоды; слабо тектонические подвижки приводили во время роста кристаллов к сотрясению кровли полостей и захвату кристаллом обрушившихся инородных тел-«присыпок». По этой же причине в исландском шпате возникали некоторые трещины, впоследствии залеченные новыми порциями растворов, и механические двойники, не выходившие на поверхность кристалла или перекрытые своеобразными ребристыми выступами.

Показателем проявления постминерализационной тектоники является главным образом наличие полисинтетических механических двойников, нередко проходящих в двух или даже трех направлениях. Особенно часто ими поражены кристаллы в скоплениях жильного типа, прикрепленные к двум противоположным стенкам полости. Интенсивные тектонические процессы вызывали полное механическое разрушение исландского шпата и разделение его кристаллов на множество частей.

Естественное травление кристаллов исландского шпата чаще всего связано с поверхностными процессами и обычно развивалось по линиям выхода механических двойников и вдоль трещин спайности. По этим направлениям иногда возникали глубокие борозды — «пропилы». Сильно разъединенные кристаллы наблюдаются на Янгурактском месторождении в результате действия сернокислых вод, образовавшихся при окислении сульфидов.

Растрескиванием кристаллов по причине суточных и климатических колебаний температуры, а также малой механической стойкости исландского шпата можно объяснить, почему его россыпные месторождения встречаются редко.

Общие выводы о генезисе месторождений

Изложенный материал свидетельствует о сложности и многостадийности процессов образования месторождений исландского шпата. Тем не менее на данной стадии изученности этого вопроса отчетливо выявляется ряд специфических особенностей формирования кальцитонесущих тел.

1. Все месторождения исландского шпата Сибирской платформы генетически несомненно связаны с трапповой магмой, что прежде всего подтверждается их тесной пространственной приуроченностью к интрузиям долеритов и эффузивным покровам базальтов. По мере остывания и кристаллизации магматических масс происходило отделение легколетучих соединений, сперва высокотемпературных и почти сухих, а затем все более низкотемпературных и существенно водных.

В первый этап — пневматолито-гидротермальный — формировались гранатовые, везувиано-гранатовые и другие скарны с сопутствующей им железорудной минерализацией; с более поздними порциями водных растворов связано отложение цеолитов, кальцита и халцедона.

2. Гидротермальные растворы, как легко подвижные компоненты, по мере развития тектонических нарушений проникали в зоны разломов, дробления и интенсивной трещиноватости, т. е. в места с пониженным внешним давлением; они пропитывали боковые породы, изменяя и минерализуя их, и в хорошо проницаемых сильно пористых их разновидностях (мандельштейнах и др.) циркулировали в направлении простирания. Продуктивная цеолито-кальцитовая минерализация локализовалась в зонах дробления агломератовых туфов и туфобрекчий, в тре-

щиноватых апикальных частях секущих трапповых тел, в контакте с туфами, в мандельштейнах и шаровых лавах.

3. Можно полагать, что гидротермальные растворы по своей первичной природе являлись истинными (молекулярными), в основном хлоридными, бедными ионами тяжелых металлов и кальция. Они активно взаимодействовали с боковыми породами, разлагая породообразующие силикаты и вулканическое стекло траппов. Процессы цеолитизации и хлоритизации вмещающих пород сопровождались переходом окиси кальция и кремнезема в раствор, из которого по мере насыщения этими компонентами происходило отложение в основном натриевых и натриево-кальциевых цеолитов, халцедона и кальцита. Последовательность образования тех или иных цеолитов при этом определялась изменяющимся соотношением концентрации Са и Na-ионов.

Кремнезем, как малорастворимый продукт разложения силикатов, по-видимому, переносился в коллоидной форме и коагулировал в открытых полостях в виде натечных агрегатов халцедона и яшмовидных образований — кристаллозолей. Появление минеральных ассоциаций, бедных натриево-кальциевыми цеолитами, вероятно, зависело от избытка в растворе аниона HCO_3 , так как в этом случае кальций преимущественно выпадал в виде карбоната, часто вместе с анальцимом (Куктуле, Янгуракта) или халцедоном (Шпат).

4. Перечисленные процессы минералообразования происходили в пределах верхнего структурного этажа на небольших глубинах, вряд ли превышавших первые сотни метров, или даже непосредственно вблизи поверхности. Относительно самыми глубокими по условиям образования являлись месторождения Вилуйской группы (Джекинда, Мархая и другие), а месторождения в шаровых лавах в зонах дробления туфов (Янгуракта и другие), вероятнее всего, формировались под очень небольшой толщей горных пород.

5. Можно полагать, что интенсивная гидротермальная минерализованность шаровых лав во многом связана с деятельностью внутрипоровых растворов, весьма обильных вследствие поглощения лавой большого количества воды за счет испаренных на ее пути водных бассейнов. Свежеобразованные горячие породы в данном случае представляли весьма благоприятную среду для интенсивного поствулканического минералообразования. Водные растворы такого происхождения, по-видимому, мигрировали в нижележащие лавовые покровы и смешивались с восходящими гидротермами почти аналогичного состава.

6. Крупные кристаллы исландского шпата возникали в свободных полостях преимущественно магматогенного или тектонического происхождения в завершающую стадию минералообразования, когда затухающий щелочной гидротермальный процесс сменялся углекислой фазой моффетного типа. Эти кристаллы росли в течение длительного времени в стабилизированной термодинамической обстановке из слабо насыщенных кислых или почти нейтральных растворов, практически стерильных в отношении рудных и большинства петрогенных элементов.

Постепенное снижение давления от нескольких десятков атмосфер до обычного атмосферного способствовало спокойному удалению из раствора CO_2 и тем самым стимулировало кристаллизацию кальцита. Исландский шпат формировался при низких температурах, в среднем колебавшихся от 40 до 150° и вряд ли превышавших 200°.

Ввиду небольшой механической прочности исландского шпата благоприятные условия в равной мере важны не только для роста, но и для сохранения кристаллов.

ГЛАВА V

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБОСНОВАНИЯ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Геологические предпосылки для поисков месторождений исландского шпата

Изучение геологического строения и генезиса месторождений исландского шпата Сибирской платформы дает основание наметить общие закономерности их пространственного размещения и тем самым определить основные геологические предпосылки их поисков. Месторождения контролируются рядом взаимосвязанных геологических факторов, из которых наибольшее значение имеет трапповый магнетизм, тектоника и литолого-стратиграфические особенности горных пород Тунгусской синеклизы.

Магматические предпосылки

Как было указано, месторождения исландского шпата генетически связаны с трапповой магмой, являвшейся основным источником кальцитообразующих растворов. Большая часть месторождений обнаруживает непосредственную пространственную связь с траппами, и поэтому магматические поисковые признаки безусловно играют здесь ведущую роль.

По образному выражению С. С. Смирнова (62), «траппы облагородили платформу», обусловив возникновение многих полезных ископаемых. Наличие проявлений траппового вулканизма является первой и необходимой предпосылкой образования месторождений исландского шпата.

Анализ фактического материала показывает, что кальцитовая минерализация связана со сравнительно поздними, в основном послетуфовыми, фазами магматизма. Мощные пластовые интрузии долеритов, широко распространенные среди нижнепалеозойских и пермских отложений, практически лишены сколько-нибудь значительных скоплений гидротермальных минералов. Напомним, что образование большинства таких тел происходило в верхнепермское и нижнетриасовое время, когда главная масса летучих компонентов удалялась из восходящих масс трапповой магмы при эксплозионных выбросах пирокластов.

Ореолы интенсивной гидротермальной минерализации обычно приурочены к местам активной вулканической деятельности, что в частности, хорошо выражено на р. Илимее, где скопления исландского шпата в туфобрекчиях и крупнообломочных агломератовых туфах отчетливо тяготеют к эруптивным каналам центрального типа.

Месторождения Вилюйской группы локализованы в гипабиссальных телах интрузивных траппов, прорывающих туфогенную толщу. Эти интрузивы отличаются дифференцированным строением или представляют собой сложно построенные тела неоднократного внедрения, в состав ко-

горых входят долеритовые порфириды, габбро-долериты и палагонитовые долериты. По форме они соответствуют неправильным жилам или штокам, возможно, являющимся апикальными куполами более крупных интрузивных тел.

Нижнетунгусские и Нидымские месторождения тесно связаны с лавовой фацией траппов. Особый интерес представляют здесь зоны каналов излияния и своеобразная формация шаровых лав, дающая начало внутритропковым растворам.

Необходимо подчеркнуть важное значение явлений цеолитизации траппов, свидетельствующих о проявлении низкотемпературного гидротермального процесса, благоприятного для образования кальцита.

Структурно-тектонические предпосылки

Структурно-тектонические факторы определяют пути внедрения трапповых тел и движения поствулканических гидротермальных растворов.

Можно считать установленным, что трапповая магма поднималась по глубинным разломам фундамента платформы, проходившим главным образом вдоль границ и северо-западной части Тунгусской синеклизы.

Другие зоны разломов меньшего масштаба тяготеют к флексурным перегибам, окружающим внутренние прогнутые участки синеклизы.

Наиболее важны глубинные разломы, выводящие к поверхности сравнительно поздние (верх нижнего триаса) порции трапповой магмы и их гидротермальные дериваты. При этом участки интенсивного проявления гидротермальной деятельности обычно приурочены не к крупным разломам, выполненным мощными трапповыми телами, а к оперяющим их тектоническим швам и разломам более высокого порядка.

Гидротермальные растворы, восходящие от магматического очага, обычно используют пути движения магмы, и в этом, в частности, заключается одна из причин связи месторождений исландского шпата с малыми интрузиями траппов. Локализация кальцитонесных зон во многом зависит от расположения участков трещиноватости и дробления горных пород, легко возникающих в куполах небольших складок туфов, в вулканических горловинах, на контактах трапповых тел с туфами и в других ослабленных местах.

Литолого-стратиграфические предпосылки

Большое значение состава вмещающих пород определяется особенностями генезиса месторождений исландского шпата, для образования которых, по-видимому, необходимо обогащение гидротерм кальцием за счет окружающей среды. Этому условию отвечают горные породы, богатые окисью кальция: долериты, базальты, их туфы и, в несколько меньшей степени, эруптивные туфобрекчии, содержащие в составе цемента пепловый материал.

В кварцевых, кварцево-полевошпатовых песчаниках, алевролитах и аргилитах не известны скопления исландского шпата, и угленосная пермская толща, является совершенно бесперспективной.

Определенную роль играют также благоприятные текстурные особенности горных пород, главным образом наличие крупных первичных пустот и пористости, облегчающей циркуляцию гидротермальных растворов. По этой причине мандельштейны и шаровые лавы являются несравненно лучшими локализаторами кальцитовой минерализации, чем сходные с ними по химическому составу компактные базальты.

А. В. Скропышев и Г. Г. Моор в 50-х годах установили, что месторождения исландского шпата встречаются только в нижней части разреза лавовой толщи, мощностью не более 150 м, т. е. в покровах нидымской свиты. Как известно, вышележащие лавовые покровы кочечумской и ямбуканской свит характеризуются слабым развитием миндалекаменных пористых зон и отсутствием шаровых текстур.

В заключение приведенного краткого обзора выявленных закономерностей размещения месторождений следует подчеркнуть, что во всех случаях необходимо руководствоваться совокупностью благоприятных геологических факторов, отражающих различные стороны сложного процесса эндогенного минералообразования.

2. Рекомендации по направлению геологопоисковых работ

В настоящее время на Сибирской платформе известно большое число проявлений исландского шпата, располагающихся в области распространения трапповой формации, контуры которой в общих чертах совпадают с границами Тунгусской синеклизы.

Наибольшая концентрация кальцитовой минерализации наблюдается в пределах лавового поля, в центральной части синеклизы и вдоль ее юго-восточного борта среди туфогенных пород. Пространственное положение этих регионов, по-видимому, подчинено крупным тектоническим структурам — относительно молодым прогибам синеклизы.

Площадь Сибирской кальцитоносной провинции составляет около 300.000 км², и возможности открытия на ней новых месторождений исландского шпата далеко не исчерпаны проведенными поисковыми работами. Следует отметить, что выделение перспективных площадей для дальнейших поисков в значительной степени затруднено недостаточной геологической изученностью многих районов.

Перспективные площади для поисков исландского шпата в лавовой толще

На территории лавового поля месторождения исландского шпата в основном контролируются литолого-стратиграфическими факторами и, как правило, встречаются только в самой нижней — нидымской свите, мощностью около 150 м.

Лавовые покровы этой свиты развиты в сильно прогнутой части Тунгусской синеклизы и обнажаются в глубоко врезаемых речных долинах преимущественно вблизи западного и южного окончаний лавового поля. Водораздельные пространства в большинстве случаев могут быть смело исключены из площади поисков.

Необходимо указать, что общие границы лавового поля не вполне совпадают с областью максимального прогиба синеклизы, за пределами которой нидымская свита фациально замещается туфогенными отложениями, перекрытыми мощными покровами кочечумской свиты и пластовыми залежами долерито-базальтов.

Значительная часть перспективной территории совмещается с зоной флексурного перегиба, оконтуривающей центральный прогиб синеклизы и характеризующейся активным проявлением траппового магматизма. Расположение других глубинных разломов, к сожалению, установить не удается из-за «бронирующего» действия мощной толщи лав.

Восточная и особенно северо-восточная окраины лавового поля изучены пока мало, и не исключена возможность, что в дальнейшем здесь также будут выявлены благоприятные геологические предпосылки месторождений исландского шпата.

Перспективные площади для поисков исландского шпата в туфогенной толще

При поисках исландского шпата среди отложений туфогенной толщи наиболее важны структурно-тектонические и магматические предпосылки, причем расположение перспективных районов, по-видимому, определяется наличием зон глубинных разломов.

Выше отмечено, что подавляющая часть кальцитовых проявлений концентрируются вдоль юго-восточного борта Тунгусской синеклизы, хотя туфогенные породы имеются также и в ее западной части. По нашему мнению, причина этого заключается в положении зон разломов и в возрасте связанных с ними проявлений траппового магматизма.

Зоны глубинных разломов в западной части синеклизы являлись наиболее ранними по времени заложения (не позже среднего карбона) и в основном способствовали внедрению траппов ранних фаз вулканизма. Они рассекали преимущественно нижнепалеозойские отложения, давая начало многочисленным пластовым интрузиям долеритов, с которыми, как известно, почти не связана гидротермальная деятельность интересующего нас типа.

Значительно благоприятнее геологическая обстановка восточной окраины синеклизы, испытывавшей погружение в пермское и главным образом в нижнетриасовое время. Этот участок платформы был вовлечен также в ниже-среднеюрские движения, а залеженные здесь более молодые зоны разломов неоднократно подновлялись и служили путями внедрения трапповой магмы поздних вулканических фаз. Туфогенные породы в юго-восточной части Тунгусской синеклизы пространственно сочетаются с зонами разломов и местами заключают дифференцированные трапповые тела, сопровождавшиеся обильными гидротермами.

Исходя из наличия благоприятных структурно-тектонических и магматических предпосылок, в первую очередь следует считать перспективной на исландский шпат восточную, а также южную часть туфового поля, в основном расположенную вдоль юго-восточного борта синеклизы от р. Ахтаранды, в системе р. Вилюя, до р. Ангараы.

Наибольший интерес представляют участки Ангаро-Вилуйской и южные ветви Ангаро-Катанганской зон разломов, за исключением площадей сплошного развития пермских и юрских песчано-угленосных пород.

Рекомендованные площади в той или иной степени уже обследованы, и масштаб специализированных поисков должен определяться с учетом необходимой детализации. Не приходится сомневаться, что целеустремленные геолого-поисковые работы приведут к открытию на Сибирской платформе новых скоплений исландского шпата.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арсеньев А. А., Ивакова В. А. К стратиграфии палеозоя и мезозоя среднего течения р. Вилуй. *Вопр. геол. Азии*, Изд-во АН СССР, 1954, т. 1.
2. Берг Л. С. Нижнетриасовые рыбы Тунгусского бассейна. — *Изв. АН СССР, сер. биол.*, 1941, № 3.
3. Вагер А., Митчел Р. Предварительные данные о распределении редких элементов в породах интрузии Скаергаард, Гренландия. В сб.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. Изд-во ин. лит-ры, 1952.
4. Вукалович М. П. Термодинамические свойства воды и водяного пара. Машгиз, 1955.
5. Гоньшакова В. И. Некоторые данные о связи траппового вулканизма с тектоникой на Сибирской платформе. — *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 1954, № 4.
6. Гоньшакова В. И. Материалы по петрографии траппов среднего течения бассейнов рек Вилуй и Мархи. — *Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, сер. геол.*, 1955, вып. 2.
7. Гоньшакова В. И. Новые данные о проявлении траппового вулканизма в восточной части Сибирской платформы. Петрографич. исслед. в Ср. Азии, Сибири и на Урале. — *Тр. Ин-та геол. наук АН СССР*, 1955, вып. 159.
8. Григорьевич М. Б. О типах месторождений исландского шпата. — *Сов. геология*, 1946, сб. 10.
9. Григорьева Д. П. О генезисе минералов — *Зап. Всес. мин. с-ва*, 1947, ч. 76, вып. 1.
10. Григорьев Д. П. К вопросу о различии первичных и вторичных жидких включений в минералах. — *Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва*, 1948, № 2.
11. Дав В. Н. О выходе силурийских пород в центральной части Тунгусской синеклизы (бассейн р. Ейки), Материалы по геол. Сиб. платф. Материалы ВСЕГЕИ. Госгеолиздат, 1955, вып. 7.
12. Дитмар В. Г. Геологические исследования в верховьях р. Вилуй. — *Изв. Гос. геогр. о-ва*, 1934, т. 66, № 1.
13. Драверт П. Л. По поводу экспедиции на Ахтаранду. Отчет о деят. ком. по изуч. ест. произв. сил России, 1917.
14. Драверт П. Л. Исландский шпат в Киргизском крае и Восточной Сибири. *Уч. тр. Сиб. вет. ин-та, Омск*, 1923, вып. 4.
15. Драверт П. Л. К охране якутских месторождений исландского шпата. — *Сб. тр. иссл. о-ва «Саха-Кэскиле»*, 1927, вып. 1.
16. Ермаков Н. П. Геологические условия формирования месторождений исландского шпата Средней Азии. — *Зап. Всер. мин. о-ва*, 1945, ч. 74, вып. 1.
17. Ермаков Н. П. О поисках и разведках месторождений пьезооптических минералов. — *Сов. геология*, 1946, сб. № 17.
18. Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьковск. ун-та, 1950.
19. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1956.
20. Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы. — *Сб. Вопр. геол. Азии*, Изд-во АН СССР, 1954, т. 1.
21. Ингерсон Э. Методы и проблемы геологической термометрии. В сб.: Проблемы рудных месторождений. Изд-во ин. лит-ры, 1958.
22. Киевленко Е. Я. и Андрусенко Н. И. Поиски и разведка месторождений исландского шпата. Госгеолтехиздат, 1957.
23. Киевленко Е. Я. Основные типы месторождений исландского шпата Сибирской платформы. — *Тр. ВНИИП*, 1957, т. 1, вып. 1.
24. Краков М. Полезные ископаемые р. Нижней Тунгуски. — *Сов. Север*, 1931, № 2.
25. Краснов И. И., Масайтис В. Л. Тектоника Оленекско-Вилуйского водораздела в связи со строением окраинных зон Тунгусской синеклизы. Сб.: Материалы по геол. Сиб. платф. — *Мат. ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат*, 1955, вып. 7.
26. Кудряшова В. И. К вопросу об образовании шаровых лав среднего течения р. Нижней Тунгуски. — *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 1958, № 2.
27. Куллетский Б. М. Щелочные проявления в области развития Сибирских траппов. Недра Арктики, 1947, № 2.
28. Курек Н. Н. и др. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Госгеолтехиздат, 1954.

29. Лебедев А. П. Некоторые вопросы геологии сибирских траппов в свете новых данных. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 4.
30. Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. — Тр. ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 161.
31. Лебедев А. П. О типах дифференциации в траппах Сибирской платформы. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 2.
32. Левский В. П. Исландский шпат (район Тунгуски). Сов. Арктика, 1935, № 4.
33. Леммлейн Г. Г. О соотношении современного и первоначального объемов жидких включений в минералах. — ДАН СССР, 1950, т. 72, № 4.
34. Леммлейн Г. Г. Процесс заличивания трещин в кристалле и преобразование формы полостей вторичных жидких включений. — ДАН СССР, 1951, т. 78, № 4.
35. Лурье М. Л. О терминологии сибирских траппов. Сб.: Материалы по геол. Сиб. платф. Материалы ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, 1955, вып. 7.
36. Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. Там же.
37. Люткевич Е. М. Триасовые *Esteria* из верхов тунгусской серии. — Тр. Аркт. ин-та, 1938, т. 101.
38. Ляхович В. В. К петрографии туфогенной толщи южной части Тунгусского бассейна. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 1.
39. Ляхович В. В. О контактовых явлениях, связанных с сибирскими траппами. Петрографические исследования в Ср. Азии, Сибири и на Урале. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 159.
40. Ляхович В. В. О распределении микроэлементов в сибирских траппах. — Тр. Ин-та мин., геохим. и кристаллохимии редких элемент. АН СССР, 1957, вып. 1.
41. Масайтис В. Л. Новые данные о распространении юрских отложений в пределах Вилюйско-Ангарского мезозойского прогиба. Материалы по геол. Сиб. платф. — Материалы ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, 1955, вып. 7.
42. Масайтис В. Л. Дифференцированная интрузия траппов в бассейне среднего течения р. Вилюй. Там же.
43. Моисеев И. В., Тебеньков В. П. Геологическое строение и полезные ископаемые водоразделов рек Нижней Тунгуски, Сухой Тунгуски и Бахты. — Тр. Аркт. ин-та, 1939, т. 139.
44. Моор Г. Г. О шпатоносной провинции Сибирской трапповой области. — ДАН СССР, 1945, т. 48, № 6.
45. Моор Г. Г. Месторождения исландского шпата в бассейне р. Нижней Тунгуски и перспективы их промышленного освоения. — Недра Арктики, 1947, т. 2.
46. Нейбург М. Ф. Опыт фитостратиграфического сопоставления верхнепалеозойских отложений Ангарида и Гондваны (Индия). Вопр. геол. Азии, Изд-во АН СССР 1954, т. 1.
47. Нифонтов Р. В. Основы поисков, разведки и подсчета запасов пьезооптических минералов. Госгеолтехиздат, 1955.
48. Обручев В. А. Геология Сибири, Изд-во АН СССР, 1936, т. 1 и 2.
49. Обручев С. В. Тунгусский угленосный бассейн. — Рудный вестник, т. 3, №1—4, 1918—1919.
50. Обручев С. В. Тунгусский бассейн (южная и западная части). — Тр. Всес. геолого-разв. объедин., 1932, т. 1, вып. 164.
51. Обручев С. В. О некоторых терминах, относящихся к Тунгусскому бассейну и Среднесибирскому плоскогорью. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 5.
52. Оффман П. Е., Новикова А. С. Вулканическая трубка Эринга. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 4.
53. Оффман П. Е. О строении центральной части Сибирской платформы. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 11.
54. Равич М. Г. О гидротермальных дифференциатах траппов Вилюя. Вилюйские м-ния исландского шпата. — Проблемы Арктики, 1946, № 2.
55. Радченко Г. П., Шведов Н. И. Верхнепалеозойская флора угленосных отложений западной части бассейна р. Нижней Тунгуски. — Тр. Аркт. н. и. ин-та, 1940, т. 157.
56. Сакс В. Н. Четвертичные отложения северо-западной части Среднесибирского плоскогорья. — Недра Арктики, 1947, т. 2.
57. Сасим П. С. Исландский шпат с р. Нижней Тунгуски. — Минералог. сырье. 1938, № 2.
58. Скропышев А. В. Нижнетунгусские месторождения исландского шпата. — Материалы Вост.-Сиб. геологоразв. треста нерудн. ископ., Иркутск, 1945, вып. 1.
59. Скропышев А. В. Парафин из полиметаллической жилы. — АН СССР, 1953, т. 38, № 4.
60. Скропышев А. В. О твердых включениях в исландском шпате. — Записки Ленингр. горн. ин-та 1955, т. 30, вып. 2.
61. Скропышев А. В. Газово-жидкие включения в кристаллах исландского шпата. — Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва, 1957, № 11.

62. Смирнов С. С. К минералогии Среднесибирской платформы. — Пробл. сов. геол., 1933, т. 4, № 10.
63. Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. — Зап. Всер. мин. о-ва, 1947, ч. 76, № 1.
64. Смит Ф. Г. Геологическая термометрия по включениям в минералах. Изд-во ин. лит-ры, 1956.
65. Соболев В. С. Геолого-петрографический очерк р. Илимпей. — Изв. Гос. геогр. о-ва, 1935, № 6.
66. Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. — Тр. Аркт. ин-та, 1936, т. 43.
67. Спизарский Т. Н. О возрасте вулканогенных образований Сибирской платформы. — Материалы по геол. Сиб. платф. матер. ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, 1955, вып. 7.
68. Ткаченко Б. В., Михайлов А. Ф., Тест Б. И. Геология и полезные ископаемые центральной части Тунгусского бассейна. — Тр. Горно-геол. упр. (ГУСМП), 1941, вып. 11.
69. Толмачев И. П. Объяснительная записка к географической и геологической карте стоверстного масштаба района Хатангской экспедиции 1905 г. — Изв. Русск. геогр. об-ва, 1912, т. 48, 1915, т. 12, вып. 6.
70. Уайт Д. Термальные источники и эпитеральные рудные месторождения. В сб.: Проблемы рудных месторождений. Изд-во ин. лит-ры, 1958.
71. Устиев Е. К. Некоторые особенности механизма происхождения пористости лав на примере позднечетвертичного трахибазальтового потока долины Монни. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 12.
72. Файнштейн Г. Х. Основные черты геологического строения восточной части Тунгусского бассейна. Материалы по геол. и полезн. иск. Вост. Сиб., 1948, вып. 22.
73. Ферсман А. Е. Пseudоморфозы кварца из Кавказа. — Ежегодн. геол. и минер. Рос-сии, 1913, т. 15.
74. Ферсман А. Е. Цеолиты России и их минералогия. — Избр. труды, изд-во АН СССР, 1952, т. 1.
75. Хитаров Н. И., Ренгартен Е. В., Лебедева Н. Е. Химический состав жидких включений исландского шпата и вопросы его генезиса. Геохимия, 1958, № 3.
76. Чекановский А. Л. Дневник экспедиции по рекам Нижней Тунгуске, Оленеку и Лене в 1873—75 годах. — Зап. Русск. геогр. о-ва, 1896, т. 20, № 1.
77. Четвериков Л. И. Некоторые закономерности строения туфогенных пород в нижнем течении р. Нидым. — Тр. Воронежск. гос. ун-та, сер. геол. 1957, т. 58.
78. Четвериков Л. И. Шаровые породы центральной части Тунгусского бассейна. Тр. Воронежск. гос. ун-та, тезисы докл., 1957.
79. Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1932, т. 10, № 3—4.
80. Шаталов Е. Т. К рациональному наименованию некоторых осадочных и пирокластических пород. М.—Л., 1937.
81. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Изд. 2-е, 1948.
82. Шкабара М. П., Штурм Е. А. Цеолиты Нижнетунгусского района. — Зап. Всер. мин. о-ва, 1940, ч. 63, вып. 1.
83. Шрок Роберт. Последовательность в свитах слоистых пород. Изд-во ин. лит-ры, 1950.
84. Эйнон О. Л. Стратиграфия Ангарской серии в бассейне р. Нижней Тунгуски. — Проблемы Арктики, 1940, № 3.
85. Anderson T. The volcano of Mawawanu in Savii. Geol. Soc. London Quart. Journ., 1910, vol. 46.
86. Geikie A. The geology of Eastern Fife. Mem. Geol. Surv. 1902.
87. Ingerson E. Liquid inclusions in geologic thermometry. Am. Min., 1947, vol. 32, № 7—8.
88. Kaspar Jan. O islandskem vapenci, Praha, 1940.
89. Lewis J. V. Origin of pillow lawas, Bull. Geol. Soc. Am., 1914, vol. 25.
90. Lewis J. V. Origin of the secondary minerals of the Triassic trap rock. Geol. Surv. of New Jersey, Bull. 16, 1915.
91. Stearns H. Pillow lawas in Hawaii. Geol. Soc. Am. Proc., 1923.
92. Steiner A. Hydrothermal rock alteration at Wairakei, New Zealand Econ. Geol., 1953, vol. 48.
93. Thomas G. and Thomas T. The volcanic rocks of the arca between Fishquard and Strumble Head, Prembrokeshire. Geol. Soc. London Quart. Journ., 1956, № 447, vol. 112, p. 3.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Глава I. Общие сведения о Сибирской кальцитоносной провинции . . .	7
Глава II. Геологический очерк	11
1. Стратиграфия	13
2. Интрузивные породы	27
3. Основные черты тектонического строения района	34
Глава III. Месторождения исландского шпата	39
1. Месторождения Илимпейской группы	39
2. Месторождения Вилкюйской группы	48
3. Месторождения Нижнетунгусской группы	60
4. Месторождения Нидымской группы	70
Глава IV. Основные вопросы генезиса месторождений	77
1. Промышленно-генетическая классификация месторождений . . .	77
2. Обзор существующих представлений о генезисе месторождений .	80
3. Природа минералообразующих растворов и формирование каль- цитоносных зон	83
4. Условия образования исландского шпата и некоторые особенности его кристаллогенезиса	106
Глава V. Геологические обоснования поисков месторождений	113
1. Геологические предпосылки для поисков месторождений исланд- ского шпата	113
2. Рекомендации по направлению геологопоисковых работ . . .	115

Труды ВНИИП

Том III

Выпуск I

Евгений Яковлевич Киевленко

Исландский шпат в траппах Сибирской платформы

Научный редактор *Б. Я. Мерачков*. Редактор ОНТИ ВНИИП *С. Д. Ардашникова*

Корректор *Н. И. Корецкая*

Т-13350	Сдано в набор 24/X-1959г.	Подписано в печать 30/I-1960 г.
	Формат бумаги 70×108	7,75 п. л. Уч. изд. лист. 12
	Заказ № 3543	Тираж 1000 экз. Цена 7 р. 80 к.

Отдел научно-технической информации
Всесоюзного научно-исследовательского института
пъезооптического минерального сырья

Ленинская типография. Моск. обл. отдел изд. и полиграфии обл. упр. культуры