

Г Е О Л О Г И Я

СВЕТЛОЙ ПАМЯТИ

*дорогих товарищей и соавторов:
Н. Ф. Погребова, М. М. Васильевского,
Г. А. Лебедева и Б. К. Терлецкого*

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

(Краткий обзор)

Васильевский М. М., Лебедев Г. А.,

Погребов Н. Ф., Ревунова Н. А.,

Терлецкий Б. К., Толстихин Н. И.

Под общей редакцией проф. Толстихина Н. И.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Группой гидрогеологов ЦНИГРИ — М. М. Васильевским, Г. А. Лебедевым, Н. Ф. Погребовым, Н. А. Ревуновой, Б. К. Терлецким и Н. И. Толстихиным накануне Великой Отечественной войны была составлена обзорная гидрогеологическая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000, с объяснительной запиской, которая подготавливалась к печати. Война помешала опубликовать работу. Большая часть составителей карты и записки — Н. Ф. Погребов, М. М. Васильевский, Г. А. Лебедев, Б. К. Терлецкий умерли.

За истекшее десятилетие региональная гидрогеология СССР сделала большие успехи, однако пояснительная записка к карте не утратила своего интереса и значения, поэтому, с разрешения директора ВСЕГЕИ проф. Л. Я. Нестерова она напечатана в настоящем издании.

Карта не может быть опубликована по техническим причинам. Вместо нее прилагается схема гидрогеологического районирования, составленная на основе геологической карты масштаба 1 : 7 500 000 изд. 1950 г., с учетом карт гидрогеологического районирования, выполненных М. М. Васильевским и Г. А. Лебедевым (рис. 1).

Н. Толстихин

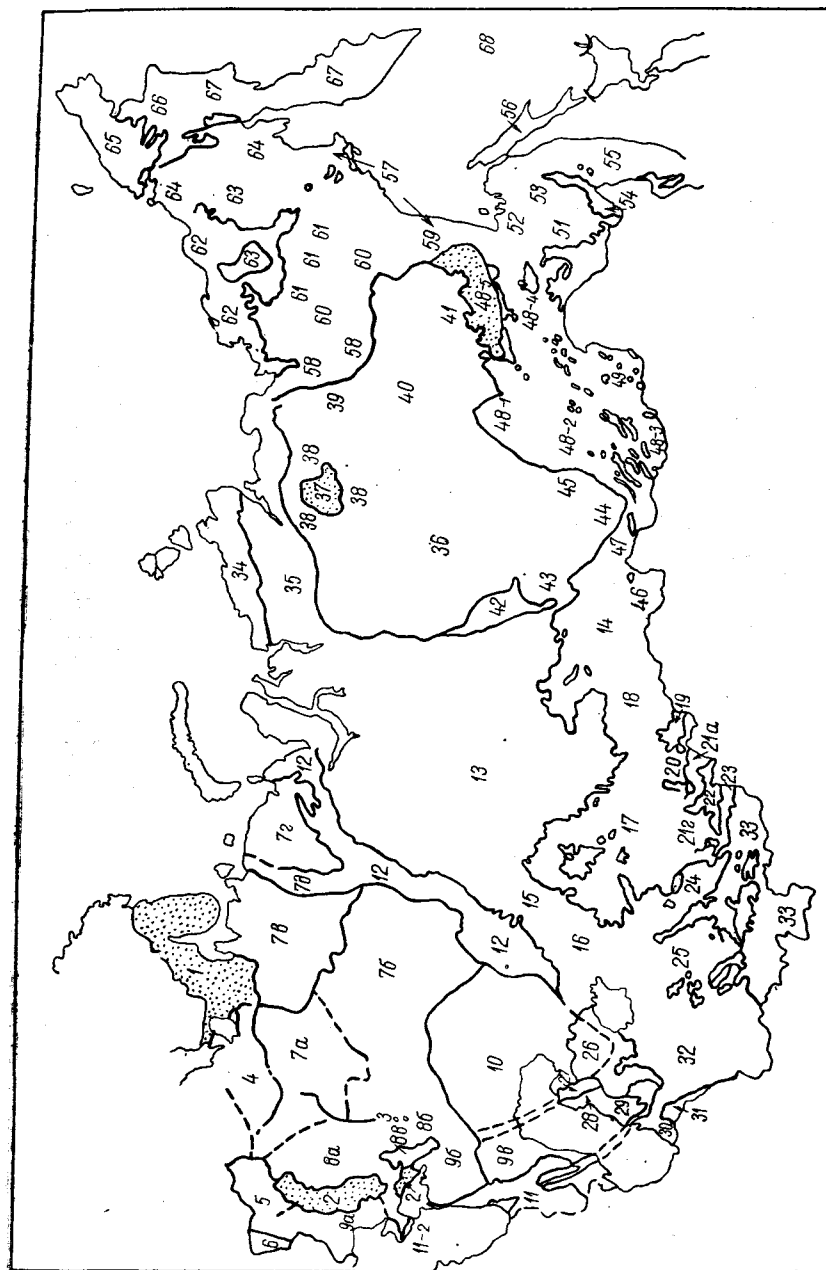


Рис. 1. Гидрогеологическая карта СССР (схема) 1951 г.

1. ВВЕДЕНИЕ

1. К истории вопроса

Обширные материалы по подземным водам СССР, собранные Кабинетом учета воды, ставили на очередь вопрос о необходимости их систематизации, проработки и суммирования заключающихся в них данных для выявления объема и характера наших знаний о водоносности страны.

К выполнению этой задачи ЦНИГРИ приступил в 1934 г., наметив для начала составление карты распространения водоносных горизонтов на территории Европейской части СССР, используя для этой карты, как основу, издание геологической карты масштаба 1 : 2 500 000, вышедшей в свет в 1933 г. В 1936 г. составление гидрогеологической карты Европейской части СССР было закончено и оригинал подготовлен к печати. Но к этому же времени оказалось законченным составление оригинала обзорной геологической карты всего Советского Союза в масштабе 1 : 5 000 000, которую было намечено издать к XVII сессии Международного Геологического конгресса, собиравшегося в Москве и Ленинграде в 1937 г.

Геологическая карта настолько значительно отличалась от последнего издания карты Европейской части СССР, что печатать гидрогеологическую карту, составленную на ее основе было признано нецелесообразным. Необходимо было внести целый ряд поправок, т. е. переделывать оригинал, пользуясь геологической картой более мелкого масштаба (1 : 5 000 000). После тщательного обсуждения было решено печатать обзорную гидрогеологическую карту всего Советского Союза на основе и в масштабе новой пятимиллионной геологической карты. При этом учитывались значительно меньшая изученность Азиатской части Союза в гидрогеологическом отношении и необходимость значительно большей схематизации отображения водоносности Азиатской части Союза по сравнению с Европейской.

Оригинал для издания обзорной гидрогеологической карты СССР в масштабе 1 : 5 000 000 был составлен и подготовлен к печати в 1939 г.

При обсуждении вопроса об издании этой карты в научном совете Картфабрики выяснилась большая сложность принятой на ней легенды, не дающая технической возможности осуществления достаточной четкости карты. Необходимо было легенду как-то изменить. Меняя же легенду, можно было одновременно внести в карту ряд важных изменений, учитывая в том числе результаты проработки принципов картирования подземных вод в районах распространения многолетней мерзлоты, занимающих огромные площади в Азиатской части СССР, на которых подземные воды не были вовсе показаны на карте 1939 г. Было признано возможным укрупнить стратиграфические подразделения, показывая на карте комплексы водоносных горизонтов целых геологических систем, без подразделения их на отделы, а также ввести обозначения для показания типов подземных вод и учесть результаты работы М. М. Васильевского по гидрогеологическому районированию СССР, основанному на анализе геологических структур. Кроме того, в геологическую основу карты было необходимо ввести соответствующие исправления, согласно печатавшейся геологической карте СССР масштаба 1 : 2 500 000.

Составлением нового оригинала обзорной гидрогеологической карты СССР с учетом указанных выше требований занимались в 1940 г.: М. М. Васильевский, Г. А. Лебедев, Н. Ф. Погребов, Н. А. Ревунова, Н. И. Толстухин и Б. К. Терлецкий. Кроме того, живейшее участие в работе проявляли И. К. Зайцев и Г. П. Синягин, а также и вся гидрогеологическая группа ЦНИГРИ, несколько раз обсуждавшая ряд вопросов, возникавших при составлении оригинала карты.

Работа по составлению обзорной гидрогеологической карты СССР была распределена между участниками бригады следующим образом:

карта Европейской части СССР с прилегающим Уралом, Крымом и Кавказом составлена Н. А. Ревуновой и Н. Ф. Погребовым, Западной Сибири и Средне-Азиатских республик — Г. А. Лебедевым, Казахской республики — Б. К. Терлецким и Восточной Сибири и Дальнего Востока — М. М. Васильевским и Н. И. Толстихиным. Теми же авторами составлены и соответствующие части текста пояснительной записки к карте.

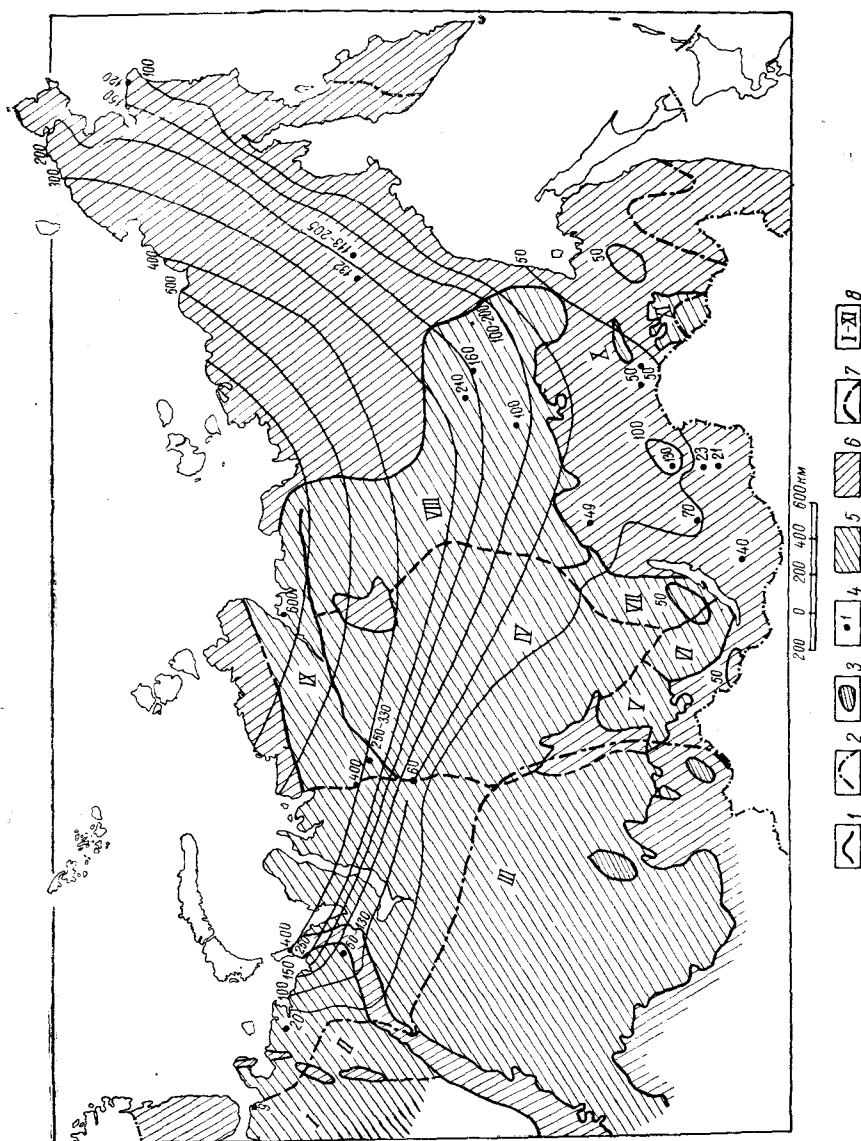


Рис. 2. Схема гидрогеологических бассейнов и изолиний максимальной вероятной мощности мерзлой зоны 1945 г.

Бассейны: I—Северо-Двинский; II—Печорский; III—Западно-Сибирский; IV—Тунгусский; V—Канский; VI—Иркутский; VII—Верхне-Ленский; VIII—Якутский; IX—Хатангский; X—Верхне-Зейский; XI—Нижне-Зейский.
I—изолинии максимальной вероятной мощности мерзлой зоны; 2—южная граница мерзлой зоны; 3—острова мерзлой зоны; 4—опорные точки с известной мощностью мерзлой зоны; 5—территория, занятая артезианскими бассейнами; 6—территория, занятая гидрогеологическими складчатыми областями; 7—граница между бассейнами и областями; 8—бассейны

Кроме того, в редактировании, дополнении и исправлении оригинала карты принимали участие все члены гидрогеологической группы ВСЕГЕИ и целый ряд геологов и гидрогеологов — специалистов по гидрогеологии отдельных районов Союза.

К весне 1941 г. гидрогеологическая карта с двумя врезками (схема-карта гидрогеологического районирования и гидрогеологической изученности¹, схема-карта изолиний мощности мерзлой зоны² (рис. 2) и объяс-

¹ Составлена Г. А. Лебедевым.

² Составлена Н. И. Толстихиным.

нительной запиской была составлена и обсуждена во ВСЕГИНГЕО (Москва) и ЦНИГРИ (Ленинград).

Несмотря на ряд недостатков, карта получила положительную оценку и свидетельствовала о крупных достижениях в области советской региональной гидрогеологии. Такая карта (масштаба 1 : 5 000 000) была составлена для СССР впервые, по оригинальной методике. Подобных карт за рубежом нет. Приоритет советской гидрогеологической школы был тем самым закреплен.

2. К методике составления обзорной гидрогеологической карты СССР

Основной задачей обзорной гидрогеологической карты СССР масштаба 1 : 5 000 000 являлось графическое отображение современных представлений о водоносности территории, основанных на проработке и изучении многочисленных литературных и рукописных материалов по подземным водам.

На основе указанных выше данных на обзорной гидрогеологической карте наносились особыми обозначениями площади распространения водоносных горизонтов, развитых в дочетвертичных отложениях, содержащих как напорные воды (артезианские), так и грунтовые (со свободной поверхностью), независимо от того, выходят ли эти отложения непосредственно на дневную поверхность или залегают под покровом четвертичных отложений.

Четвертичные отложения, вообще, не принимались во внимание и водоносность их отображалась на карте только в местах мощного развития (свыше 100 м) или значительной, имеющей исключительную практическую ценность, водоносности, а также в случаях отсутствия данных о водоносности подстилающих их коренных пород.

В районах распространения многолетней мерзлоты, расположенных к северу от показанной на карте линии южной ее границы, наносились площади распространения только подмерзлотных вод, а в пределах обширных пространств таликов южной окраины мерзлоты подземные воды были нанесены по принципу, принятому для внемерзлотных районов. Воды надмерзлотные, являющиеся большей частью аналогами верховодки и межмерзлотные, связанные с внутримерзлотными таликами, как не могущие иметь крупного экономического значения и обширного распространения, а также вскрытые лишь в редких случаях, на обзорную карту не наносились.

Воды «жилые» являются преимущественно глубинными, выходящими на поверхность по тектоническим трещинам разломов или сбросов, распадающихся породы на значительную глубину. Приуроченность этих вод к какому-либо определенному водоносным горизонтам или отложениям часто не может быть доказана и распространение их имеет локальный, а не региональный характер, вследствие чего выходы вод на поверхность на обзорной карте мелкого масштаба не показывались.

Нормально-осадочные слоистые отложения с циркулирующими по ним пластовыми или трещинно-пластовыми водами показывались на карте, как площадь распространения комплекса водоносных горизонтов, приуроченных к отдельным геологическим системам (без подразделения последних на отделы). Исключение составила третичная система. Оба ее отдела — палеоген и неоген показаны на карте отдельно, ибо соответствующие им комплексы водоносных горизонтов большей частью резко различаются по качеству приуроченных к ним подземных вод. Площади распространения комплекса водоносных горизонтов какой-либо системы соответствуют площадям распространения отложений этой системы, показанным на геологической карте, и изображались на обзорной гидрогеологической карте определенного направления штриховкой цвета, принятого для обозначения данной системы на геологической карте.

Применение цветной штриховки дает возможность показывать, по методу просвечивания, распространение комплексов водоносных горизонтов, приуроченных к двум, трем и более системам, и залегающих один под другим.

Таким образом, представилась возможность расширить границы каждого водоносного комплекса, уходящего под толщи вышележащих пород, поскольку распространение этого комплекса выяснено имеющимися буровыми скважинами или намечается по геологическим соображениям.

Водоносность кристаллических пород, выходы которых на дневную поверхность бывают обычно разбиты целой сетью различного рода трещин с циркулирующими по ним трещинными водами, изображалась на карте окраской площадей их распространения, особыми цветами для пород интрузивных, эффузивных, кристаллических сланцев и метаморфических. Эти трещинные воды, как правило, бывают слабо минерализованными и пригодными для питья.

В горноскладчатых областях осадочные породы интенсивно дислоцированы и смяты в складки, осложненные разрывами и настолько раздроблены и разбиты трещинами, что подземные воды циркулируют в них не по пластам, а по трещинам (т. е. приобретают тип трещинных вод). Площади распространения таких вод обозначались сплошной окраской цвета соответствующей системы. Водоносные породы могут содержать пластовую воду, если они залегают горизонтально или слабо дислоцированы и трещинную, если они сильно дислоцированы и метаморфизованы. Поэтому площади на обзорной гидрогеологической карте, покрытые сплошной окраской трещинных вод, следует понимать как участки земной коры, в которых преимущественное значение имеют, или могут иметь, трещинные воды. Те же площади на карте, которые покрыты штриховкой соответствующего цвета и направления, относятся к таким участкам, на которых преимущественное значение имеют пластовые воды.

При таком способе обозначения на обзорной гидрогеологической карте с достаточной четкостью выделяются и различные структуры отдельных районов. Так, например, закрашенные сплошными красками горноскладчатые области с развитыми в них трещинными водами резко отличаются от областей, в которых породы мало метаморфизованы и лежат горизонтально или образуют пологие складки, и в которых развиты пластовые воды. Эти последние области, выделенные на гидрогеологической карте разного цвета штриховками, соответствуют гидрогеологическим бассейнам схемы гидрогеологического районирования М. М. Васильевского.

Кроме того, на карте подземные воды разделялись по качеству особыми обозначениями на воды пресные, удовлетворительного качества (пригодные для питья) и соленые — плохого качества (непригодные для питья). Если в комплексе водоносных горизонтов какой-либо стратиграфической единицы встречались воды, как пригодные для питья, так и непригодные, то это обозначалось особым знаком.

На обзорной геологической карте показаны площади распространения таких толщ, возраст которых не установлен с достаточной точностью, и которые обозначены, например, $T+J$, $C+D$ и т. д. На гидрогеологической карте воды таких отложений обозначались цветом более древней системы с обязательной постановкой на них полного индекса.

При отсутствии данных о водоносности каких-либо коренных пород, площади их распространения оставлялись на карте белыми, как и площади, вообще геологически не исследованные. Практически безводные площади геологически обозначались крапом цвета соответствующей системы. Воды песчаных и песчано-глинистых отложений в пустынях показывались черными точками.

В районе предгорий, где пролювиальные отложения отличались обилием подземных вод, эксплуатируемых в крупных масштабах, площади их распространения обозначались кружками черного цвета.

Двойной зеленой линией на гидрогеологической карте была обозначена южная граница обширнейшей области распространения многолетней («вечной») мерзлоты. Эта линия является одновременно и границей резкого различия наших знаний о подземных водах. Для области мерзлоты фактических данных о подмерзлотных водах имеется чрезвычайно мало.

Громадная территория СССР к востоку от реки Енисея почти не исследована в гидрогеологическом отношении, кроме южной неширокой полосы. Север же Сибири исследовался в гидрогеологическом отношении на отдельных небольших участках.

Немногие данные, имеющиеся в литературе об источниках и подземных водах, вскрытых буровыми скважинами (например, в бухте Угольной, в окрестностях Усть-Порта на Енисее и др.), не могут характеризовать не только гидрогеологию целого района, но и тех отложений, к которым они приурочены. Еще менее могут характеризовать региональное распространение подземных вод источники, приуроченные к разломам земной коры, выводящие на поверхность земли воду с больших глубин нередко термальную. Установить связь этих вод с определенными отложениями, залегающими на глубине обычно не представляется возможным.

Фактором, осложняющим гидрогеологию Восточной Сибири и Дальнего Востока, является многолетняя мерзлота (мерзлая зона), мощность которой сильно варьирует, достигая на севере Сибири до 400—600 м. Роль мерзлой зоны в отношении гидрогеологических условий областей ее распространения сводится к следующим главным моментам: к промораживанию водоносных комплексов и нарушению условий обмена между поверхностными и подземными водами.

Из четвертичных отложений наиболее устойчивыми в отношении многолетнего промораживания являются хорошо фильтрующие, мощные и обеспеченные питанием водоносные комплексы конусов выноса предгорных отложений в их верхней части, аллювиальных галечников, крупнозернистых песков и т. п.

При прочих равных условиях, пластовые водоносные горизонты обильные водой промерзают на меньшую глубину по сравнению с слоистыми толщами бедными водой. Это объясняется выделением скрытой теплоты при замерзании воды водоносного горизонта, замедляющей его промерзание, и более легким водообменом. Трещиноватые горные породы типа гранитов и другие более бедные водой, по сравнению с обильными водоносными пластовыми горизонтами, должны промерзать на более значительную глубину. Однако в отдельных случаях при наличии совершенного водообмена, водообильные зоны в трещиноватых породах не промерзают даже там, где зона мерзлоты имеет значительное развитие.

Карбонатные закарстованные породы сохраняют воду в жидком виде, постоянно или сезонно, при наличии питания карстовых полостей поверхностными водами.

Крупные выходы воды в карстовых областях в процессе агградации мерзлоты усиливаются за счет промерзания мелких выходов. Этот процесс приводит к появлению весьма крупных источников на северо-востоке Сибири.

Соленые воды могут быть встречены в мерзлой зоне, начиная от самых верхних горизонтов до подмерзлотных вод включительно, с сохранением жидкой фазы даже при наличии отрицательных температур подземных вод. Промораживая пресные водоносные горизонты, процесс многолетнего промерзания сохраняет соленые воды в жидкой фазе и тем

самым дифференцирует подземные воды по их составу и состоянию на твердую и жидкую фазы.

При региональном рассмотрении взаимосвязи мерзлой зоны и подземных вод следует прежде всего обратить внимание на увеличение мощности мерзлой зоны к северу, в связи с чем в этом же направлении происходит нарастание глубины залегания подмерзлотных вод, увеличение количества промороженных водоносных горизонтов, преобладание соленых горизонтов над пресными. Возрастание мощности мерзлой зоны к северу иллюстрируется прилагаемой схемой изолиний максимальной мощности мерзлой зоны, построенной Н. И. Толстихиным по данным фактических замеров мощностей мерзлой зоны в отдельных точках и по интерполяции. В любой широте к северу от южной своей границы мерзлая зона от 0 м под руслами рек возрастает до некоторой наиболее возможной при данных условиях мощности. Эта мощность показана в изолиниях на схеме, которую следует рассматривать как первую весьма грубую и несовершенную попытку отразить указанные явления. Учитывая мощность зоны мерзлоты, можно конкретизировать наиболее вероятные условия залегания подземных вод в различных геологических комплексах и составить ориентировочное суждение о глубинах, на которых могут быть получены подмерзлотные воды. Например, трещинные воды коры выветривания гранитных массивов, при мощности порядка 100—200 м, могут находиться в нормальном количестве на южной окраине мерзлой зоны (Южное Забайкалье), но их будет мало в полосе с мощностью мерзлой зоны 50—100 м. Они будут, как правило, полностью проморожены в массивах трещиноватых пород северных широт с мощностью мерзлоты свыше 300 м (Норильск).

Ввиду почти полного отсутствия фактических данных о распространении подмерзлотных вод в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке, обзорная гидрогеологическая карта этой части СССР могла быть составлена только на основании общих косвенных соображений о теоретически возможной водоносности тех или иных отложений и по существу для большей части территории являлась картой гидрогеологических прогнозов. При составлении такой карты «прогнозов возможного распространения подмерзлотных вод» главное внимание приходится обращать на мощность мерзлой зоны и на гидрогеологические свойства горных пород: литологический состав, пористость, ноздреватость, трещиноватость, закарстованность, от которых зависит водопроницаемость и водоносность пород.

Следует также обращать внимание на «талики», связанные с жильными глубокими водами, имеющими температуру выше 0°. Такие воды могут создать ореол положительных температур вокруг той трещины, по которой они поднимаются, и, таким образом, не замерзнуть в процессе своей циркуляции. Могут также остаться в жидком виде сильно минерализованные воды, незамерзающие при данных отрицательных температурах мерзлой зоны. Точка замерзания этих вод при данной их солености должна быть ниже температуры мерзлой зоны.

Изверженные породы, образующие пластовые интрузии, отнесены к породам, содержащим трещинные воды. Покровы эффузивов и их туфы, хотя и залегающие часто в виде пластов, также отнесены к группе пород с трещинными водами, так как в этих покровах обычно отсутствуют водонепроницаемые слои.

Особыми знаками были выделены на карте воды пресные и воды соленые. Для Восточной Сибири, для большей части которой нет никаких данных не только о химическом составе вод тех или иных отложений, но и о самих водах, это разделение на пресные и соленые воды говорит только о вкусовых качествах подземных вод. Можно предполагать, что подземные воды, о которых имеются сведения, как о водах «пресных», являются пригодными для питья, независимо от тех норм,

которые могут быть предъявлены к питьевым водам, а соленые воды, вследствие сильной минерализации, для питья совершенно непригодны.

Ниже приводится краткое описание отдельных гидрогеологических районов СССР применительно к разработанному М. М. Васильевским в 1938 г. и дополненному и измененному в 1940 и 1951 гг. гидрогеологическому районированию территории СССР, основанному на различии геологических структур и гидрогеологических особенностях отдельных районов.¹ Границы этих районов и номера соответствующих описаний нанесены на схематическую карточку гидрогеологического районирования СССР. Эта карточка дополняется карточкой — схемой мощности «мерзлой зоны».

II. ГЛАВНЕЙШИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР, ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И СРЕДНЕЙ АЗИИ

1. Мурманско-Карельская гидрогеологическая провинция является крайним северо-западным гидрогеологическим районом СССР, прилегающим на западе к государственной границе. Восточные границы этой провинции совпадают с границами выходов на поверхность докембрийских кристаллических пород. Характерным для данной провинции на всей ее площади является докембрийское водоупорное ложе, заключающее в своей верхней трещиноватой зоне воды трещинного типа, слабо минерализованные и вполне пригодные как питьевые. Исключение составляют те районы, в которых воды докембрийских пород, вследствие отсутствия покрова четвертичных глинистых отложений, легко могут быть загрязнены поверхностными водами.

Обилие в данном районе поверхностных вод хорошего качества позволило обходиться без использования подземных вод. Но чрезвычайно быстрый расцвет крупной промышленности в этом крае вызвал необходимость использования подземных вод в значительных количествах.

С этой целью в некоторых пунктах, например, в Кировске, были заложены буровые скважины на воду глубиной до 124 м, давшие самоизливом воду прекрасного качества в количестве до 10 л/сек, относящуюся к типу трещинных.

2. Азово-Подольская гидрогеологическая провинция соответствует геологическому понятию Азово-Подольский кристаллический щит и представляет собой возвышенность, сложенную кристаллическими породами, местами непосредственно выходящими на поверхность, главным образом, в речных долинах, местами же прикрытыми четвертичными или третичными отложениями. Подземные воды приурочены к верхней, трещиноватой зоне кристаллических пород, местами довольно обильные, хорошего качества, и эксплуатируются для водоснабжения целого ряда городов. В поверхностной зоне кристаллические породы иногда на значительных площадях разрушены в дресву, по которой циркулируют обильные подземные воды хорошего качества, эксплуатирующиеся во многих пунктах для водоснабжения.

В третичных отложениях, залегающих на кристаллических породах, имеются свои водоносные горизонты с водами пластового типа, обособленными от трещинных вод кристаллического массива. Местами, на южных склонах массива, трещинные воды довольно сильно минерализованы.

3. Воронежская гидрогеологическая провинция соответствует понятию «Воронежский подземный выступ» докембрийских кристаллических пород. Эти породы в пределах восточной части провинции залегают на небольшой глубине и в долине реки Дона выходят на

¹ Васильевский М. М., Советская геология, 1938, № 8—9, стр. 9; 1939, № 7, стр. 20 и Природа, 1940, № 4.

поверхность. Их распространение прослежено рядом буровых скважин до ст. Лиски и в районе Курской магнитной аномалии, где в Старом Осколе из них получена напорная вода хорошего качества.

4. Прибалтийский гидрогеологический бассейн занимает обширную площадь в западной части Союза.

На севере этот бассейн примыкает к Мурманско-Карельской провинции, на востоке граничит с Восточно-русским гидрогеологическим бассейном по условной линии, проходящей от южного берега Онежского озера по Валдайской возвышенности,¹ а затем граница поворачивает на запад по водоразделу между реками Западной Двиной и Днепром, проходит около г. Минска и далее к берегу Балтийского моря близ государственной границы с Польшей.

Почти вся северная часть площади Прибалтийского гидрогеологического бассейна занята отложениями нижнего палеозоя. Из них нижнекембрийские отложения протягиваются узкой полосой вдоль северной границы бассейна и образуют, вместе с налегающими на них и расположенными к югу силурийскими отложениями, северное крыло кембросилурийского артезианского бассейна. Нижнекембрийская песчаниковая толща, залегающая непосредственно на кристаллических породах и перекрытая мощной толщей ламинаритовых и синих нижнекембрийских глин, заключает в себе обильный водоносный горизонт, эксплуатируемый глубокими буровыми скважинами. Пьезометрический уровень воды этого горизонта поднимается до высоты, близкой к уровню моря, дебит скважин, в среднем, около 10—12 л/сек. В районе г. Таллина этот горизонт широко эксплуатируется, как обладающий питьевыми водами хорошего качества. В районе к западу от Таллина качество этих вод остается вполне хорошим, по направлению же к востоку они становятся все более минерализованными, солеными, и в районе Нарвы уже непригодны для питья. В районе Ленинграда сухой остаток достигает 3—4 г на литр и, хотя воды для питья являются безусловно непригодными, но широко эксплуатируются для технических надобностей.

В районе Карельского перешейка и г. Кингисеппа, ряд скважин дает из нижнекембрийской песчаниковой толщи воду пригодную для питья.

Силурийские отложения представлены мощной толщей трещиноватых известняков, более или менее закарстованных, с циркулирующими по ним трещинно-пластовыми пресными водами хорошего качества, обильными на всей площади распространения силурийских отложений (там, где они залегают неглубоко). Исключение составляют выходы соленых источников на острове Хиума (Даго) и воды нескольких скважин в южной части острова Саарема (Эзель). Кроме того, глубокими буровыми скважинами встречены соленые воды в городах Пярну, Вентспилс, Вальмера, Даугавпилс и в ряде скважин района г. Чудово.

Воды силурийских отложений издавна эксплуатируются для водоснабжения ряда городов, как Красногвардейск, Красное Село, Пушкин, Слуцк, Петергоф и др. Силурийские отложения, при слабом падении к югу, уходят в этом направлении под толщу налегающих на них девонских отложений, в районе развития которых, в пределах прилегающей к силурийскому плато части Ленинградской области, имеется ряд глубоких буровых скважин, прошедших всю толщу девона и углубившихся в толщу силурийских известняков, дающих самоизливающуюся воду прекрасного качества. Дебит таких скважин местами довольно значителен. Так, например, скважина в деревне Озеры дала самотеком свыше 500 м³/час воды.

В более южных частях бассейна подземные воды кембрийских и силурийских отложений — солоноватые и соленые, непригодны для питья.

¹ Эта часть границы справедлива для грунтовых и верхних артезианских вод.

Остальная часть территории Прибалтийского гидрогеологического бассейна, расположенная к югу и юго-востоку от силурийского плато, почти вся занята отложениями девонской системы, представленными красноцветной песчаной толщей, относящейся к среднему девону, и верхнедевонскими отложениями, разделяющимися на две толщи — нижнюю известняковую и верхнюю пестроцветную песчано-глинистую.

Подземные воды среднедевонской красноцветной песчаниковой толщи там, где они залегают неглубоко, являются по качеству удовлетворительными, исключая некоторые отдельные пункты, где эти воды соленые. Воды верхнедевонской известняковой толщи разнообразны по качеству. Среди них встречаются как вполне пригодные для питья воды, так и железистые, гилсовые, сероводородные и соленые. Например, в районе Старой Руссы воды верхне- и среднедевонских отложений содержат настолько значительное количество хлористого натрия, что в прежние годы из них вываривали соль. В настоящее время эти воды эксплуатируются с бальнеологической целью. Здесь организован известный Старо-Русский курорт всесоюзного значения. Подобного же рода курорт имеется и в Сольцах. В районе Хиловского курорта эксплуатируются сероводородные и гипсовые воды.

Упомянутая выше скважина в г. Чудово прошла всю толщу верхне- и среднедевонских отложений, полный разрез нижнего силура и остановлена в нижнекембрийских синих глинах, причем, все встреченные ею водоносные горизонты давали соленую воду, начиная с верхнедевонских (сухой остаток более 1 г/л) и кончая песками, расположенными над синими кембрийскими глинами (сухой остаток 8,8 г/л).

Значительно большую соленость (сухой остаток 106 г/л), показали воды глубокой буровой скважины г. Даугавпилс (Двинск), прошедшей под мощной толщей четвертичных отложений значительные толщи верхнего и нижнего силура.

5. Западно-Белорусско-Украинский гидрогеологический бассейн примыкает с юга к Прибалтийскому гидрогеологическому бассейну и выходит на западе за пределы государственной границы с Польшей. На юге он ограничен водоразделом рек Горыни и Западного Буга с Днестром и Южным Бугом, на востоке — выходами докембрия Азовско-Подольской провинции, а к северу от них через Полесский «пролив» данный бассейн соединяется с Днепровско-Донецким.

Северная (Западно-Белорусская) часть бассейна сложена комплексом мощных ледниковых отложений, из под которых только местами выходят на поверхность третичные или меловые отложения. Для водоснабжения в этом районе пользуются водами, приуроченными к межледниковым отложениям, достаточно обильным, хорошего качества и являющимися в большинстве случаев напорными (артезианскими). Южнее водоносные горизонты приурочены к меловым отложениям. Скважины в Заславле и Остроге дали напорные воды из девонских и силурийских отложений. На восточной окраине бассейна подземные воды вскрыты в основании палеозойской толщи и в подстилающих ее кристаллических породах фундамента.

Южная — Западно-Украинская часть бассейна характеризуется наличием водоносных горизонтов в кристаллических породах фундамента, в кембрийских, силурийских, девонских и каменноугольных отложениях, а также в породах мелового возраста. На южной и восточной окраинах этой части бассейна зона пресных вод достигает значительной мощности (до 500 м); в западном направлении мощность ее уменьшается и под пресными водами появляются соленые и рассолы, как это установлено С. З. Сайдаковским.

6. Карпатская горноскладчатая гидрогеологическая область расположена на юго-западе СССР и простирается за

пределы государственной границы на юг, восток и запад. В основном эта область сложена меловыми и третичными отложениями, смятыми в крутые складки, осложненные разломами и надвигами.

Породы сильно дислоцированы, дренированы и мало водоносны. Для водоснабжения в данной области используются подземные воды четвертичных отложений, не отличающихся обилием, пестрые по качеству. На северном склоне Карпат приобретают значение соленые, в том числе нефтяные воды, на южном — углекислые минеральные и соленые воды.

7. Восточно-русский гидрогеологический бассейн расположен к востоку от Мурманско-Карельской провинции, Прибалтийского бассейна и к северу от Воронежской провинции; он до некоторой степени соответствует Восточно-русской впадине, протягивающейся на восток до Урала. На севере он прикрыт Белым морем, на юго-востоке граничит с Прикаспийским бассейном.

Восточно-русский гидрогеологический бассейн, занимающий весьма обширную территорию, состоит из следующих бассейнов второго порядка: а) Подмосковного, б) Волго-Камского, в) Северо-Двинского, г) Печорского и д) Тиманской горноскладчатой области.

А. Подмосковский гидрогеологический бассейн занимает западную часть Восточно-русского гидрогеологического бассейна и ограничен (условно) с востока Окско-Цнинским валом,¹ с юга — Воронежской гидрогеологической провинцией. На севере граница отсутствует, так как Подмосковский бассейн сливается здесь с соседним Северо-Двинским бассейном. На востоке он сливается с Волго-Камским гидрогеологическим бассейном.

Подмосковский гидрогеологический бассейн сложен нижнепалеозойскими, девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями, образующими обширную мульду. Породы мезозойского возраста залегают трансгрессивно небольшими полями на разных горизонтах палеозоя. Девонские отложения выходят на периферии этой мульды и ограничивают ее на северо-западе, западе и юге. Они занимают во многих местах гипсометрически более высокие площади и имеют хорошо выдержанное падение по направлению к Вологде, вместе с налегающими на них отложениями каменноугольного возраста. Глубокая буровая скважина в Москве, встретившая на глубине 1648 м докембрийские кристаллические породы, залегающие под нижнепалеозойскими отложениями, показала наличие девонских отложений, подстилающих каменноугольные. Глубокими буровыми скважинами в послевоенные годы доказано повсеместное распространение девонских отложений на территории Подмосковного бассейна. Подземные воды в девонских отложениях на периферии бассейна удовлетворительного качества, иногда с повышенной жесткостью. Они используются, например, для водоснабжения г. Орла. На их использовании основаны также водопроводы гг. Смоленска, Витебска, расположенных к юго-западу от бассейна за его пределами. Но как показала Московская и другие скважины, в центральной части бассейна с глубиной минерализация вод возрастает, изменяется их состав и концентрация солей достигает высоких пределов на больших глубинах.

Каменноугольные отложения слагают внутреннюю часть бассейна. Они образуют так называемый Подмосковский каменноугольный артезианский бассейн, подземные воды которого имеют огромное народнохозяйственное значение для всего района. Литологический состав каменноугольных отложений, среди которых преобладают трещиноватые известняки и доломиты, чередующиеся с подчиненными слоями мергелей, глинистых и реже песчаных пород, и общая структура котловины создают благоприятные условия для образования мощных потоков напорных

¹ Эта его граница теперь оспаривается.

(артезианских) вод. Главными водоносными горизонтами напорных вод каменноугольных отложений являются верхнекаменноугольный, среднекаменноугольный и частично нижнекаменноугольный (серпуховский, окский, упинский). Наибольшее практическое значение имеют два первых, из перечисленных водоносных горизонтов. Их воды питают большинство буровых скважин центральной части Подмосковского бассейна и играют крупную роль в водоснабжении культурно-административных и промышленных центров (Москва, Подольск, Серпухов, Калинин, Ногинск, Ореховс., Шатура, Рязань и многие другие).

Значительную площадь в северной части Подмосковского артезианского бассейна занимают отложения пермской системы и пермо-триаса. Заключающиеся в них подземные воды обычно сильно минерализованы, часто горько-соленые, загипсованные и в большинстве случаев для питья не пригодные.

Юрские и меловые отложения в пределах Подмосковной котловины залегают трансгрессивно на различных горизонтах палеозойских отложений и содержащиеся в них подземные воды образуют ряд обособленных водоносных горизонтов, сравнительно небольших по площади и с разнообразными по качествам водами, преимущественно пресными.

Б. Волго-Камский гидрогеологический бассейн находится к востоку от Подмосковного артезианского бассейна, отделяясь от него Окско-Цнинским валом и доходя на юге до Днепровско-Донецкого и Прикаспийского бассейнов. На востоке границей Волго-Камского бассейна служит западный склон Урала, на севере он сливается с Северо-Двинским гидрогеологическим бассейном.

Наиболее глубоко залегает девонский водоносный комплекс, распространенный повсеместно в пределах артезианского бассейна. Артезианские воды девонских отложений характеризуются как высококонцентрированные рассолы. Лишь на восточной окраине бассейна, где девон выходит на поверхность, встречаются пресные, пригодные для питьевого использования подземные воды.

Воды каменноугольных отложений так же, как и девонские распространены повсеместно. За исключением некоторых участков на западной окраине бассейна и повсюду на восточной его окраине воды пресные, на всей остальной, преобладающей части бассейна воды карбона высокоминерализованы — хлоридно-натриевые рассолы.

Значительные площади бассейна заняты отложениями пермского возраста, подземные воды которых, местами достаточно обильные, более или менее минерализованы. Воды этих отложений используются для водоснабжения Казани, Куйбышева, Белебея и других городов.

В районах нефтяных структур Второго Баку буровые скважины дают из пермских отложений (на глубине) сильно минерализованные воды, концентрация которых, по мере углубления скважин в подстилающие пермские отложения породы каменноугольного и девонского возрастов, значительно повышается. По данным буровых скважин в Сызрани и Туймазах девонские отложения залегают непосредственно на докембрии.

Воды юрских отложений более или менее обильны и дают в Кировском крае воду удовлетворительного качества. Подземные воды меловых отложений обильны.

Одной из характерных особенностей Волго-Камского гидрогеологического бассейна является наличие пологих антиклинальных поднятий. Эти поднятия позволяют выделить в пределах Волго-Камского бассейна несколько бассейнов третьего порядка. В антиклинальных поднятиях происходит миграция подземных вод и нередко к поверхности земли с больших глубин поднимаются рассолы.

В. Северо-Двинский гидрогеологический бассейн примыкает на западе к Мурманско-Карельской гидрогеологической провинции, на востоке доходит до юго-западного склона Тимана, на севере

до Белого моря и на юге до Волго-Камского и Подмосковского бассейнов.

Район Северо-Двинского гидрогеологического бассейна мало изучен не только в гидрогеологическом, но и в геологическом отношении. Подземные воды палеозойских отложений здесь большей частью сильно минерализованы. Структурная буровая скважина в Няндоме, заложенная в пермских отложениях, дала соленую воду. При дальнейшем углублении она прошла породы верхне, средне- и нижнекаменноугольного возраста и закончена в верхнедевонских отложениях, причем, по мере углубления, минерализация подземных вод все увеличивалась и достигла свыше 60 г/л сухого остатка (из верхнедевонских отложений). В том же Северо-Двинском бассейне издавна известен ряд соленых ключей, воды которых эксплуатировались для выварки из них поваренной соли.

На западном крыле бассейна значительное развитие получают трещинно-карстовые пресные воды, приуроченные к известнякам и доломитам карбона.

Г. Печорский гидрогеологический бассейн имеет форму треугольника, обращенного вершиной к югу, упирающегося основанием в Баренцево море и расположенного между Уралом и Тиманом. Значительные площади этого района покрыты мощными толщами четвертичных отложений, о водоносности которых имеются скудные сведения. Материалы по подземным водам коренных пород почти совершенно отсутствуют. Имеющиеся на восточном склоне Тимана буровые скважины показали наличие напорных пресных и соленых вод в девонских, каменноугольных и пермских породах этого склона.

Д. Тиманская горноскладчатая область в гидрогеологическом отношении совершенно не изучена. Водоносные горизонты в палеозойских породах, повидимому, дают сильно минерализованные горько-соленые воды, как это видно по району реки Ухты. Буровые воды Ухтинских скважин показали значительную минерализацию и содержание радия. Другие районы развития палеозоя в гидрогеологическом отношении не изучены. Вполне вероятно наличие пресных вод в палеозойских отложениях.

8. Днепровско-Донецкий гидрогеологический бассейн охватывает известную в литературе Днепровско-Донецкую мульду (или Южно-русскую, или Северо-украинскую). На северо-востоке и на юго-западе бассейн ограничен выступами кристаллических докембрийских пород. Сложен бассейн палеозойскими, мезозойскими и третичными отложениями. На северо-западе он примыкает к Западно-Белорусско-Украинскому гидрогеологическому бассейну.

Днепровско-Донецкий гидрогеологический бассейн может быть подразделен на: а) Харьковский, б) Доно-Донецкий бассейны и в) Донецкую горноскладчатую гидрогеологическую область.

А. Харьковский гидрогеологический бассейн второго порядка занимает значительную часть территории Днепровско-Донецкого бассейна. Слагающие Харьковский бассейн осадочные породы залегают мульдообразно, что создает благоприятные условия для образования водоносных горизонтов с напорной (артезианской) водой. Воды девонских отложений удовлетворительного качества, иногда с несколько повышенной жесткостью, используются для водоснабжения Могилева, Брянска. В южном и юго-западном направлении пресные воды в девонских отложениях сменяются солеными и рассолами. К северу от Мозыря у д. Давыдовки буровой скважиной в девонских отложениях вскрыта каменная соль.

Широко распространены в Харьковской мульде пески юрского возраста, содержащие подземные воды, особенно обильные в таких местах, где на них непосредственно залегают сеноманские пески (например, в Харькове, Бахмаче, Миргороде). Эксплуатируется этот водоносный

горизонт в районах с небольшой глубиной залегания. Вода хорошего качества, за исключением районов соляных куполов (Ромны, Исачки, Миргород и др.). Эти воды используются для водоснабжения Курска, Харькова, Киева. На меньшей глубине залегает водоносный горизонт в, имеющих широкое распространение, сеноманских песках, с обильной хорошего качества водой, являющейся основным водоносным горизонтом, на котором основано водоснабжение многих городов и населенных пунктов (Полтава, Киев).

Выше залегает мергельно-меловая толща сенон-туронского яруса, заполняющая центральную часть мульды и имеющая значительную мощность (до 570 м). Трещиноватость, местами закарстованность и пористое сложение создают условия, благоприятные для циркуляции подземных вод в верхних горизонтах этой толщи. В зависимости от степени трещиноватости находится и водообильность данного горизонта, которая в различных частях района неодинаковая. Заложенные в мелу скважины давали иногда значительный дебит, иногда же они оказывались безводными (в Миргороде, Полтаве, Бахмаче и др.).

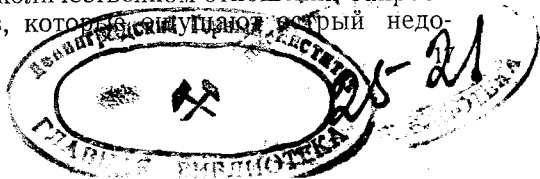
В палеогене водоносные горизонты встречаются в бучакских, харьковских глауконитовых и полтавских кварцевых песках, имеющих обширное распространение и являющихся почти везде водоносными, хотя водообильность их не всюду одинакова. Воды обычно удолетворительного качества, но местами встречаются жесткие и солоноватые.

22 66 40
Б. Доно-Донецкий гидрогеологический бассейн второго порядка занимает небольшой участок в восточной части Днепровско-Донецкого бассейна. Водоносными здесь являются отложения мела и палеогена, залегающие синклинально и дающие напорные воды. Так, скважина в Миллерово дает обильную фонтанирующую воду хорошего качества из меловых отложений. Обильные напорные воды получаются из отложений бучакского яруса палеогена. Широкое распространение имеют подземные воды полтавского яруса, прекрасные по качеству, но мало обильные по количеству.

В. Донецкая горноскладчатая гидрогеологическая область (Донбасс) расположена в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и соответствует Донецкому кряжу. Эта область сложена преимущественно отложениями каменноугольного возраста, достигающими огромной мощности (свыше 10 км) и сложно дислоцированными.

Сильная складчатость каменноугольных отложений и пестрота литологического состава пород на площади Донбасса обуславливают различные условия водоносности отдельных участков. Подземные воды имеются в отложениях всех систем, распространенных в Донбассе. Одним из основных источников водоснабжения заводских поселков и городов являются верхнемеловые отложения (мергели и мел турона и сенона), подземные воды которых отличаются как своим обилием, так и хорошими качествами. Они используются для водоснабжения городов: Артемовска, Краматорска, Лисичанска, заводов Донсода, Рубежанских, рудника Сорокинского и др. К сожалению, область распространения верхнемеловых отложений ограничивается окраинами промышленной части Донбасса, снабжение которой подземными водами верхнемеловых отложений связано с необходимостью устройства длинных водопроводов.

Подземные воды каменноугольных отложений, в которых известняки являются наиболее водообильными, широко используются рудничными поселками для питья и промышленностью для технических целей (шахтные воды). Но местные подземные воды из каменноугольных отложений не могут обеспечить в качественном и количественном отношении запросы быстро растущих рудничных поселков, которые в настоящее время недо-



статок в воде. Вопрос о рациональном разрешении водохозяйственной проблемы Донбасса является актуальным и первоочередным.

9. Причерноморский гидрогеологический бассейн граничит с севера и северо-востока с Азово-Подольским кристаллическим массивом, далее с горноскладчатой областью Донбасса и, наконец, с Прикаспийской низменностью, с юга — Крымскими горами, Керченским полуостровом и северным склоном Кавказского хребта до западного побережья Каспийского моря. Причерноморский гидрогеологический бассейн занимает обширную тектоническую впадину, ось которой проходит по линии Одесса—Сиваш—Ахтырка Приморская.

Основной чертой Причерноморского бассейна является большое разнообразие его строения, меняющегося на протяжении всего бассейна. На подземной поверхности докембрийского фундамента залегают горизонтально или с небольшим уклоном недислоцированные слои осадочных отложений — палеозойских, мезозойских и третичных. Общее падение всех осадочных пород направлено от Азово-Подольского массива на юг к оси бассейна. Условия залегания осадочных пород бассейна способствуют образованию артезианских водоносных горизонтов.

В северо-западной части Причерноморского бассейна по долинам левых притоков Днестра известны выходы силурийских, девонских, юрских, меловых и третичных отложений, из которых водообильными являются третичные и меловые. По правобережью Днестра главный водоносный горизонт — в неогеновых отложениях. Местами эксплуатируется буровыми скважинами силурийский водоносный горизонт, дающий пресные напорные воды. Подземные воды из меловых отложений выходят в виде источников в долинах рек и оврагах северо-западной части Причерноморского бассейна и эксплуатируются буровыми скважинами. В районе Одессы меловые отложения залегают на большой глубине (403—795 м), имеют большую мощность и заключают напорные подземные воды очень сильно минерализованные. Водоносный горизонт в меловых отложениях (сеноманский) встречен буровой скважиной в Кишиневе (на глубине свыше 300 м). Вода сильно минерализована.

В районе реки Молочной меловые воды напорные, хорошего качества (скважина в Мелитополе). В Крыму меловые отложения протягиваются узкой полосой вдоль северного склона Крымских гор от Севастополя через Симферополь к Феодосии. Воды этих отложений известны только в Симферополе и его окрестностях, где несколько скважин, глубиной около 200 м, дали фонтанирующую воду, пригодную для употребления, хотя и жесткую.

Меловые отложения известны также по северному склону Кавказских гор, где целый ряд источников с водой удовлетворительного качества выходят из этих отложений в районе Кавказских минеральных вод.

Водоносный горизонт в палеогеновых отложениях Крыма известен только по буровым скважинам в Бахчисарае, где с глубины около 140 м скважины дали обильную фонтанирующую воду хорошего качества.

Палеоген на площади Причерноморского бассейна прослеживается буровыми скважинами на всем ее протяжении. На территории, расположенной между реками Днепром и Молочной обильную воду прекрасного качества дает буцакийский водоносный горизонт, фонтанирующий в долине реки Молочной и уходящий на большую глубину в направлении к югу и юго-западу.

Олигоценые водоносные горизонты характеризуются минерализованной водой и известны на площади между Днестром и Днепром, а также в Придонецком бассейне. На Керченском полуострове олигоцен, представленный мощной толщей (до 2000 м) глин, совершенно безводен. Средиземноморский водоносный горизонт питает многочисленные буровые колодцы в северо-восточной части Мелитопольского и юго-западной

части Бердянского районов. В толще сарматских отложений имеется несколько водоносных горизонтов, дающих обычно напорные воды.

Меотический горизонт распространен в Причерноморском бассейне, южной части Днепропетровской области, Придонецком и Крымском бассейнах.

Понтический водоносный горизонт встречается в южной части Днепропетровской области, в районе между Днепром и Днестром, Придонецком, Крымском и Кубанском бассейнах. Воды этого горизонта как артезианские, так и грунтовые обладают повышенной жесткостью. В Присивашье вода понтических отложений горько-соленая. В самой южной части Тарханкутского плато, примыкающей к озеру Сасык-Сиваш, выходят многочисленные пресные источники из обильного водоносного горизонта понтических известняков. Здесь воды понтического горизонта широко используются с помощью трубчатых колодцев для орошения значительной площади огородных и садовых культур.

Район Предкавказья распадается на четыре основных области: Ставропольскую и Ергенинскую возвышенности, депрессию Терека и депрессию Кубани. Обе депрессии представляют области мощного развития четвертичных отложений, прикрывающих глубоко прогнившие третичные отложения. Водоносные горизонты приурочены ко всем отделам неогена. Значительную роль в восточном Предкавказье играют подземные воды акчагыла, обладающие большим напором и широко эксплуатируемые для водоснабжения населенных мест.

В настоящее время Причерноморский гидрогеологический бассейн разделяют на три бассейна второго порядка: Причерноморский, Приазовский и Терско-Кумский.

10. Прикаспийский гидрогеологический бассейн занимает северо-западную часть Казахстана. Он ограничен на западе Ергениями, на востоке — Мугоджарами и Чушкакульскими возвышенностями, на севере — возвышенностями Общего Сырта и на юге — северным обрывом (Чинком) плато Усть-Урт и побережьем Каспийского моря.

На Прикаспийской низменности между Ергениями и Урало-Эмбенским плато наибольшим распространением пользуются пластовые воды в песчано-глинистых древнекаспийских отложениях, имеющих на юге (по скважине в Астрахани) мощность более 542 м. Характерным признаком этих подземных вод является малая выдержанность их по площадям распространения, глубинам залегания, динамическим запасам, величине напора и качеству воды. В разных водоносных горизонтах здесь имеются пресные, солоноватые и соленые воды. Наиболее выдержанные водоносные горизонты подчинены хвалыньских слоям.

Из неглубоких подземных вод лучшие по качеству пресные воды залегают в бугристых и дюнных песках. Пестрые по качеству воды залегают в покровных суглинках и пылеватых супесях, а также в речных отложениях.

В восточной части бассейна в пределах Урало-Эмбенского плато господствуют пластовые воды, подчиненные отложениям верхнего отдела меловой системы. Здесь имеются две группы водоносных горизонтов: нижние приурочены к пластам белого пишущего мела, верхние — к пескам и песчаникам, залегающим среди плотных глин. Эти пресные и обильные по ресурсам подземные воды обычно бывают напорными.

Пластовые воды в пермо-триасовых, юрских и третичных отложениях имеют малые площади распространения и пеструю обычно высокую минерализованность.

Важную роль в водоснабжении сельского типа играют здесь воды аллювиальных потоков в долинах рек Урала, Ори, Илека, Сагыз, Эмбы и других, а также неглубокие грунтовые воды в покровных супесях и суглинках на междуречных равнинах. Среди тех и других имеются пресные, солоноватые и соленые воды.

11. Кавказская горноскладчатая гидрогеологическая область. В пределах высокогорных областей Главного Кавказского хребта и Малого Кавказа подземные воды специально не изучались, за исключением минеральных источников, поэтому сведения о подземных водах коренных пород в этих областях почти отсутствуют. То же относится и к южным склонам Главного Кавказского хребта, где имеются значительные скопления подземных вод в продольных и поперечных долинах в галечниках.

На северных склонах пользуются большим развитием воды в галечниках, выполняющих древние долины. Чрезвычайным водообилием отличается Кубинский гидрогеологический бассейн, сложенный неогеновыми и четвертичными отложениями, образующими ряд связанных между собой водоносных горизонтов с обильными прекрасного качества питьевыми водами. На этих водах основано водоснабжение Баку, куда за 180 км проведены воды из района Шолларских и Хачмасских ключей.

Весьма водообильными являются, так называемые, Роданские родники, дающие воду прекрасного качества из юрских отложений, используемую для водоснабжения Ordzhonikidze.

Водоносность меловых отложений в средней части северного склона Кавказского хребта установлена для района Кавказских минеральных вод, в котором известны выходы ряда пресных источников с водой хорошего качества, используемых для водоснабжения.

На северном и восточном склонах Малого Кавказа подземные воды спорадичны и не обильны. На южном склоне местами имеются обильные выходы подземных вод. Воды частью пресные, частью минерализованные.

В районе Армянского нагорного плато особое значение имеют воды в трещиноватых четвертичных лавах, которые проявляются местами в виде мощных источников.

В районе реки Куры грунтовые воды в древних и современных наносах залегают на разной глубине. Местами на берегах Куры выходят сильные ключи. В некоторых древних долинах и галечниковых выполнениях содержатся мощные запасы подземных вод. Воды глубоких галечниковых выполнений (Натахтари) используются для водоснабжения Тбилиси. Грунтовые воды в наклонной равнине правобережья реки Куры эксплуатируются посредством кяризов в местах выхода речных долин из гор.

Крымские горы обычно считаются продолжением Кавказской горной системы, поэтому южный берег Крыма тектонически является другим образованием, чем степной Крым, и представляет особый гидрогеологический район, сложенный мощной толщей черных глинистых сланцев, чередующихся с более или менее мощными толщами песчаников, переходящих в верхних частях разреза в конгломераты и сланцевые глины.

Сланцево-песчаниковая толща во многих местах пронизана кристаллическими породами и содержит прослойки вулканических туфов. Она покрывается мощной толщей верхнеюрских известняков, обрывающихся на юге почти отвесной стеной. Сланцево-песчаниковая толща по существу является водонепроницаемой и подземные воды в ней могут циркулировать в ограниченном количестве только в раздробленной зоне глинистых сланцев и в трещиноватых песчаниках. Толща трещиноватых карстующихся известняков, слагающих Яйлинский массив, находится в благоприятных условиях для накопления в ней больших количеств подземных вод, часть которых на контакте с глинистыми сланцами выходит на южный берег в виде многоводных родников прекрасной по качеству воды, являющейся основным и почти единственным источником водоснабжения для населения Южного берега, для поливки сельскохозяйственных культур и других потребностей.

12. Уральская горноскладчатая гидрогеологическая область. Уральский хребет вытянут в меридиональном направлении более чем на 2000 км. Он состоит из нескольких рядов параллельных крыжей, из которых главный, самый восточный отличается наибольшей длиной и постоянством. Он сложен кристаллическими и метаморфическими сланцами. Западные крыжи сложены толщами осадочных пород девонской и каменноугольной систем, тогда как восточная полоса предгорий сложена преимущественно изверженными породами.

Среди подземных вод Урала особого внимания заслуживают аллювиальные воды, залегающие обычно неглубоко в толщах песков разной крупности зерна и галечников.

В кристаллических породах восточной части Урала подземные воды содержатся в трещинах верхних разрушенных зон горных пород. Некоторые заводы в районе Свердловска получают воды из таких трещин разлома в диоритах. Глубокие пластовые водоносные горизонты имеются в осадочных толщах девонской, каменноугольной и пермской систем на западном склоне, местами в зажатых полосах осадочных пород центральной части Урала и в меловых и третичных отложениях на восточном склоне, на границе с Западно-Сибирской равниной. Наибольшего внимания заслуживают области, сложенные карстующимися известняками и могущие, при благоприятных условиях, давать напорные воды.

13. Западно-Сибирский гидрогеологический бассейн представляет обширную депрессию, выполненную мощной толщей песчано-глинистых и глинистых отложений четвертичного и третичного возрастов, в основании которых залегают меловые и юрские отложения. Фундамент бассейна сложен палеозойскими породами различного состава и генезиса. В юго-западной части бассейна, в эоценовых песчаниках, под слоем олигоценых морских глин, намечается несколько водоносных горизонтов содержащих пресные и соленые воды с расходом воды из буровых скважин до 0,5 л/сек.

В неогеновых континентальных песчано-глинистых рыхлых отложениях, ввиду непостоянства литологического состава пород в вертикальном и горизонтальном направлениях, водоносные горизонты залегают на различной глубине, неустойчивы в отношении регионального распространения и запасов воды. Сильная засоленность и загипсованность этих отложений обуславливают пестрый состав вод водоносных горизонтов.

К востоку от г. Барабинска намечается общее опреснение глубоких подземных вод и увеличение их ресурсов в этом же направлении, что находится в связи с поступлением пресных вод с Саяно-Алтайской горноскладчатой области, являющейся областью питания для подземных вод юго-восточной части бассейна. Несколько артезианских водоносных горизонтов вскрыто глубокими скважинами в Барнаульском артезианском бассейне. Вода этих горизонтов пресная и используется для водоснабжения.

Глубокими буровыми скважинами в районе городов Петропавловска и Татарска вскрыты различно минерализованные воды в меловых отложениях.

В северной половине бассейна, в озерно-речных отложениях содержатся пресные воды. По направлению к югу воды в четвертичных отложениях постепенно минерализуются и на южной окраине бассейна являются совершенно непригодными ни для питьевых, ни для технических целей.

14. Минусинский гидрогеологический бассейн занимает Минусинскую впадину с развитыми в ее пределах отложениями девона и карбона, смятыми в пологие складки. Воды в девонских отложениях минерализованы сильнее, чем в каменноугольных, имеют напор-

ный (артезианский) характер, и для питья обычно непригодны. Скважина близ с. Асказского дала напорную воду из пласта угля.

Воды в пределах бассейна преимущественно трещинно-пластовые.

15. Кустанайская гидрогеологическая провинция схватывает Кустанайский вал — поднятие палеозойского фундамента в северной части Тургайского пролива. Водоносные горизонты известны в миоценовых и олигоценовых песках, опоках эоцена, песках палеоцена и в меловых отложениях. Качество вод различное — от пресных до соленых. Лучшие, обычно пресные, пластовые воды связаны с песками миоцена, опоками эоцена и меловыми отложениями.

16. Тургайский гидрогеологический бассейн представляет собой почти меридионально вытянутую широкую депрессию между Уралом и Мугоджарами с западной стороны и Центральным Казахстаном с восточной стороны. Эта депрессия известна под названием Тургайского пролива. Она заполнена четвертичными, третичными и местами мезозойскими песчано-глинистыми отложениями. В их основании залегают палеозойские породы (фундамент). Они же образуют борта этой депрессии.

Тургайский гидрогеологический бассейн на севере ограничен Кустанайским валом, а на юге Аральским морем. Этот бассейн характеризуется господством пластовых вод, образующих несколько водоносных горизонтов в четвертичных, третичных и мезозойских отложениях. В северной половине бассейна преобладают, повидимому, сильно минерализованные воды в третичных осадках.

В южной трети Тургайского пролива (в Приаральском гидрогеологическом районе) в последние годы установлено несколько небольших артезианских бассейнов. Здесь имеется не менее четырех пологих антиклиналей, вытянутых меридионально и разделенных синклиналями. В западной (Челкарской) синклинали известны пресные напорные воды в эоценовой песчано-глинистой толще. В восточных синклиналях залегают более минерализованные воды, пестрые по качеству (пресные, соленоватые и соленые).

В покровных четвертичных суглинках воды тоже пестрые, с повышенной минерализацией, а с эоловыми песками, занимающими здесь большие площади, связаны обычно пресные, но мало обильные воды.

17. Центрально-Казахстанская горноскладчатая гидрогеологическая область расположена между Тургайским проливом на западе, Западно-Сибирской равниной на севере и северо-востоке, Балхашем и бассейнами рек Сарысу и Чу на юге. По устройству поверхности это типичный мелкосопочник с относительными высотами до 50—100 м и реже до 400—600 м.

Возвышенности сложены из осадочных, изверженных и метаморфизованных плотных трещиноватых пород, различных по геологическому возрасту от докембрийских до каменноугольных и нижнепермских включительно. Господствующим типом подземных вод являются пресные трещинные воды, циркулирующие в зияющих трещинах отдельностей и кливажа обычно до глубины 30—40 м и реже до 60—80 м от дневной поверхности. В склонах возвышенностей, речных долинах и озерных котлованах трещинные воды выступают источниками и питают речную сеть. Значительно меньше распространены здесь жильные пресные воды тектонических трещин, проникающих в глубину на сотни метров ниже поверхности земли.

На отдельных участках Центрального Казахстана известны также трещинно-пластовые воды в песчаниках, туфах и конгломератах верхнего палеозоя и трещинно-карстовые воды в известняках девона и карбона. Если такие водоносные породы перемежаются с толщами глинистых сланцев и залегают синклинально, то с ними бывают связаны напорные воды. Последние известны в Сарыадырском, Экибастузском,

Маикаинском, Карагандинском, Тениз-Коржункульском, Терс-акканском, Корсакпайском и других районах этой области.

Большую роль играют здесь аллювиальные потоки.

Их воды наиболее широко используются для водоснабжения сельского населения. Воды же аллювиального потока в широкой долине реки Нуры являются одним из основных источников водоснабжения Караганды.

Интересной особенностью гидрогеологии Центрального Казахстана являются подземные потоки в погребенных долинах древней речной сети, существовавшей в мезозойскую эру. Эти долины, заполненные третичными (преимущественно палеогеновыми) плотными глинами и четвертичными песчано-глинистыми отложениями, заключают иногда несколько ярусов подземных потоков. Нижний из них бывает приурочен к подошве плотных глин и к трещиноватой кровле скальных пород палеозоя. Воды его отличаются обычно большим напором и дают значительные расходы в буровых скважинах до 1—2 л/сек, а в отдельных случаях до 5—6 л/сек.

Между участками мелкосопочника расположены равнины, покрытые толщей четвертичных глинисто-песчаных отложений. Грунтовые воды в них отличаются пестрым качеством и малыми ресурсами. Изредка под четвертичными отложениями залегают третичные глины с прослоями песков. Воды третичных отложений обычно соленые или горько-соленые.

В Центральном Казахстане имеется несколько обширных депрессий в погребенном рельефе палеозойских скальных пород. Четыре наиболее крупных из них (Тениз-Коржункульская, Майкюбенская, Карагандинская и Байконурская) — заполнены мезозойскими, третичными и четвертичными обломочными отложениями. Подземные воды в третичной и мезозойской толщах являются напорными. Наряду с пресными водами в одних горизонтах встречаются солоноватые, а в других соленые. Наибольший практический интерес представляет Карагандинский артезианский бассейн в мезозойских (преимущественно юрских) отложениях, мощность которых не менее 350—400 м. В них имеется три литологически разных толщи: верхняя — песчано-галечниковая, средняя — глинисто-песчаная и нижняя — рыхлопесчаниковая. В верхней и нижней толщах залегают обильные напорные пресные воды, местами изливающиеся на поверхность в скважинах и восходящих источниках. В средней толще воды солоноватые и соленые.

18. Алтайская горноскладчатая гидрогеологическая область. Горные кряжи, входящие в состав этой области (сложный горный узел Алтая, хребты: Абаканский, Салаирский и Кузнецкий Алатау) сложены массивно-кристаллическими и осадочно-эффузивными метаморфизованными толщами докембрия, силура, девона и карбона. Между Салаирским кряжем и Кузнецким Алатау расположена Кузнецкая котловина; верхняя часть геологического разреза котловины сложена каменноугольными, пермскими и юрскими отложениями, имеющими мульдобразное залегание, осложненное в ряде мест тектоническими нарушениями.

По периферии Алтайской складчатой области на сравнительно небольших площадях развиты породы мелового и третичного возраста.

Алтайская область — область господствующего распространения пресных вод трещинного типа, накапливающихся и циркулирующих в массивно-кристаллических и осадочно-эффузивных толщах. Сильная смятость пород, их рассланцеванность и трещиноватость при благоприятных климатических условиях обуславливает накопление в них значительных ресурсов подземных вод. Наиболее водообильны граниты и закарстованные известняки палеозойского комплекса пород, дающие многочисленные источники с довольно постоянным дебитом, достигающим в летний период 30—40 л/сек.

В нормально-осадочных пермских и мезо-кайнозойских отложениях развиты напорные, пресные пластовые воды с минерализацией редко превышающей 0,5 г/л и жесткостью до 20°. ¹ Наиболее водообильны водоносные горизонты в юрских отложениях Кузнецкого гидрогеологического бассейна, имеющих максимальную водоносность в зонах тектонических нарушений. Пластовые воды третичных отложений имеют наибольшее развитие на севере области; водоносные горизонты имеют ограниченное распространение и содержат воды пестрого состава.

19. Зайсанский гидрогеологический бассейн ограничен на севере хребтами Южного Алтая и Восточной Калбы, на юге — хребтами Саур, Монрак и Тарбагатай, которые являются главными областями питания поверхностных и подземных вод в Зайсанской впадине. Она заполнена песчано-глинистыми четвертичными и третичными отложениями. Мощность последних к юго-востоку от озера Зайсан, вероятно, не меньше 600—700 м. Тем и другим отложениям подчинены пластовые воды, причем воды третичной толщи относятся к напорным. По качеству воды здесь пестрые, причем в третичных обычно гипсоносных отложениях они сильно минерализованы до горько-соленых включительно. Пресные подземные воды во впадине связаны с бугристыми и дюнными песками.

20. Тарбагатайская горноскладчатая гидрогеологическая область включает хребты Тарбагатай, Саур и Монрак. Они сложены палеозойскими плотными изверженными, осадочными и метаморфизованными породами. Возраст их от кембрия (?) до карбона. С этими толщами связаны пресные трещинные воды. В Тарбагатае и Сауре известны пермские толщи (песчаники, глинистые сланцы и др.), а в Сауре — триас-юрские отложения аналогичного состава. В пермских и мезозойских отложениях предполагаются пресные трещинно-пластовые воды. Обильные пресные воды юрской толщи известны в Сауре в районе Кендерлыкского месторождения углей и горючих сланцев.

Подножия всех горных массивов окутаны рыхлообломочными предгорными отложениями, в которых на разных глубинах от гор к прилегающим равнинам фильтруются подземные потоки пресных, обычно напорных вод.

Впадина Чиликты (между Монраком и Сауром) заполнена песчано-глинистыми третичными и четвертичными отложениями. Пластовые воды в них пестрые по качеству. Лучшие здесь пресные воды приурочены к конусам выносов, окутывающим подножия горных склонов и окаймляющим впадину.

21. Балхаш-Алакульский гидрогеологический бассейн ограничен на севере Тарбагатаем, на юге — Джунгарским Алатау, на юго-западе — Чу-Илийскими горами и на северо-западе Балхашем. Эта обширная тектоническая впадина заполнена песчано-глинистыми четвертичными и третичными отложениями; местами по окраинам имеются выходы меловых и юрских осадков. Здесь необходимо выделить четыре бассейна второго порядка: а) Алакульский, б) Лепсинский, в) Арганатинский, г) Прибалхашский.

А. Алакульский бассейн отличается обильными пресными водами артезианского типа в древнечетвертичных озерных осадках. Местами на юго-восточном побережье озера Алакуль скважины глубиной 60—190 м дают самоизливающиеся воды. В Алакульском бассейне находятся Барлыкские сернистые горячие источники.

Б. Лепсинский бассейн расположен к западу от Алакульского, между Джунгарским Алатау и Арганатинскими горами. Здесь в толще четвертичных озерных отложений залегают горизонты пресных вод, вскрытые

¹ Ниже уровня вреза местной гидрографической сети минерализация возрастает.

скважинами до глубины 30—33 м. Глубже в древнеозерных отложениях можно предполагать существование обильных пресных напорных вод.

Главными областями питания глубоких подземных вод Алакульского и Лепсинского бассейнов являются на юге Джунгарский Алатау, на севере — Тарбагатай, а для Лепсинского бассейна — гора Арганаты.

В. *Арганатинский бассейн* находится между Балхашем (на западе), Арганатинскими горами (на востоке) и возвышенностями Кичкач (на юге). В донных песках и озерных древнебалхашских песчано-глинистых отложениях на восточном побережье Балхаша — воды пестрые до солевых включительно. Такие же пестрые (до горько-соленых) воды известны в трещиноватых среднепалеозойских отложениях, залегающих под древнебалхашскими озерными осадками.

В восточной половине этого бассейна в погребенной депрессии вдоль, северо-западного подножия Арганатинского глыбового массива, можно ожидать напорные воды в древнечетвертичных и третичных отложениях.

Г. *Прибалхашский бассейн*. Расположенное между Джунгарским Алатау и Балхашом, долиной реки Каратал и Чу-Илийскими горами, Юго-восточное Прибалхашье представляет собой обширный бассейн, в недрах которого возможны напорные воды в древнечетвертичных (озерных) и третичных осадках. Главной областью питания их следует считать западные отроги Джунгарского Алатау.

Во всех четырех предыдущих бассейнах второго порядка — большие площади заняты дюнными, бугристыми и барханными песками. В песках повсеместно встречаются неглубокие, обычно пресные воды со свободной поверхностью. Наиболее крупные массивы золотых песков находятся в Юго-восточном Прибалхашье (пески Сары-ишик-отрау и пески Тау-Кум). Подземные воды в них пестрого качества (пресные и солоноватые).

В Алакульском, Лепсинском и Южно-Прибалхашском районах большое значение для водоснабжения колхозов и совхозов имеют пресные и реже солоноватые воды аллювиальных потоков в речных долинах. Наиболее мощные аллювиальные потоки находятся в широких, древних долинах рек Или и Каратал.

22. Горноскладчатая гидрогеологическая область — Джунгарского Алатау — представляет собой сложную горную систему. Хребты (высотой до 4—5 км) расходятся веером к западу и проникают в пределы песчаной пустыни Сары-ишик-отрау. Горы сложены из изверженных (интрузивных и эффузивных), осадочных и метаморфических пород палеозойского возраста (от силура до перми). Господствующими по площади распространения являются пресные трещинные воды, получающие обильное питание за счет атмосферных осадков, вод тающих снежников и ледников, и поверхностных вод густой гидрографической сети. Район обеспечен поверхностными водами хорошего качества.

В Джунгарском Алатау находится много термальных источников (Копало-арасанские, Копальские, Ой-сазские, Ак-суйские, Хоргосские и др.). Они принадлежат к сернистым источникам (к индифферентным термам).

Кроме трещинных вод необходимо отметить воды аллювиальных потоков в горных долинах.

Подножья горных хребтов окутаны рыхлообломочными предгорными отложениями, с которыми связаны обильные пресные воды (обычно напорные).

23. Илийский гидрогеологический бассейн ограничен на севере Джунгарским Алатау и Чу-Илийскими горами, а на юге Заилийским Алатау и Кандыктасскими горами. Эта удлинённая, пови-

димому, тектоническая впадина выполнена мощной толщей четвертичных, третичных и мезозойских отложений. Сводный разрез их в Восточно-Илийском районе превышает 2 км. Преобладающим типом являются здесь пластовые воды, получающие основное питание с Джунгарского и Заилийского Алатау. Большую роль в водоснабжении играют пресные воды предгорных конусов выноса и аллювиальных потоков в речных долинах, несущих воды с гор на равнину.

В пределах этого бассейна выделяются бассейны второго порядка: Кегенский, Восточно-Илийский, Западно-Илийский и Копинский. В последнем буровыми скважинами глубиной до 176 м вскрыты напорные и местами самоизливающиеся пресные воды; водоносные горизонты подчинены древнечетвертичным и третичным отложениям.

24. Чуйский гидрогеологический бассейн ограничен на северо-востоке Чу-Илийскими и Кандыктасскими горами, а на юго-западе хребтами Каратау, Таласским и Киргизским Алатау. Громадная Чуйская впадина выполнена глинисто-песчаными четвертичными, третичными и меловыми отложениями, залегающими в виде пологой мульды с уклонами пластов от окраин к середине впадины.

Чуйская впадина в целом представляет собой громадный артезианский бассейн, имеющий области питания в окружающих горноскладчатых областях. Пластовые напорные (местами самоизливающиеся) пресные воды вскрыты буровыми скважинами (глубиной до 101 м) в бассейне реки Курагаты (левый приток реки Чу) в мощной толще четвертичных отложений (пески с гравием среди лёссовидных глин и суглинков).

Самоизливающиеся пресные воды из толщи третичных отложений известны в районе Луговой. Буровые скважины (глубиной 80—90 м) вскрыли не менее 5 водоносных горизонтов в песках и галечниках среди плотных цветных глин.

Повидимому, лучшие здесь по качеству и наиболее богатые по ресурсам самоизливающиеся пресные воды принадлежат водоносным горизонтам, подчиненным толще верхнемеловых и нижнетретичных отложений (пески с галькой и рыхлые песчаники среди плотных цветных глин). Они вскрыты буровыми скважинами (глубиной около 200 м) в низовьях реки Чу, в урочище Чулак-Эспе и вблизи озера Ащи-Куль. Вероятно, воды этой же толщи изливаются в десятках восходящих источников вдоль нижнего течения реки Чу. Отдельные источники имеют дебит до 2—3 л/сек.

В восточной половине бассейна населением широко используются пресные воды из предгорных и аллювиальных отложений.

Неглубокие грунтовые воды в покровных лёссовидных суглинках и пылеватых супесях, а также воды в субэаральных песках Муюн-Кум, обеспечивают в колодцах малые расходы и отличаются повышенной минерализацией. Здесь известны пресные и солоноватые воды, а в суглинках изредка попадаются соленые и горько-соленые.

25. Сыр-Дарьинский гидрогеологический бассейн представляет равнину, ограниченную на северо-востоке хребтом Каратау, на востоке — Угамским, Пскемским и Чаткальским хребтами, на юге — хребтом Нура-тау, на западе — останцовыми горами в песках Кызыл-Кум. Горы, окружающие бассейн, сложены из скальных преимущественно палеозойских пород и принадлежат к числу областей питания глубоких подземных вод Сыр-Дарьинского бассейна. Бассейн заполнен рыхлыми песчано-глинистыми четвертичными и третичными отложениями и характеризуется господством пластовых вод. Здесь выделяются три следующих района.

А. Самый южный охватывает Голодную степь, расположенную между отрогами Чаткальских гор, песками Кызыл-Кум и хребтом Нура-тау (Узбекская ССР). Пластовые воды, по данным М. М. Решеткина,

образуют здесь многоярусную водоносную толщу, мощность которой в Мирза—Рабате превышает 130 м. Качество вод, залегающих в разных ярусах этой толщи, различно (от пресных до соленых). Водоносными породами являются лёссовидные суглинки, пылеватые супеси, пески и галечники.

Б. От Голодной степи до Аральского моря громадную площадь по левобережью Сыр-Дарьи занимают барханные и грядово-бугристые пески Кызыл-Кум. В них встречаются грунтовые воды, обычно сильно минерализованные (от жестких пресных до горько-соленых). В средней части Кызыл-Кумов глубина колодцев в песках 25—47 м, к северу (на широте г. Кызыл-орда) уменьшается до 15—20 м. В северной окраине Кызыл-Кумов в старых дельтовых протоках Сыр-Дарьи имеются менее минерализованные неглубокие грунтовые воды в древнеаллювиальных отложениях.

В. На правобережье Сыр-Дарьи в Туркестано-Чимкентском районе широко распространены обильные пресные воды в древнечетвертичных конгломератах и галечниках. Залегающие глубже третичные, меловые и юрские слои дислоцированы в пологие брахискладки. В них известно несколько водоносных горизонтов с напорными водами. В бассейне рек Арысь, Бадам и Сайрам пластовые воды меловой и юрской толщ — пресные с повышенной жесткостью, а воды третичной толщи — жесткие, пресные и солоноватые.

Через весь Сыр-Дарьинский бассейн протягивается широкая долина реки Сыр-Дарьи. В аллювиальных песках и галечниках имеются воды, залегающие, в зависимости от высоты террас, на глубинах от 0,7—1 до 18—20 м. По качеству воды пестрые.

26. Гидрогеологическая провинция Усть-Урт, расположенная между Аральским и Каспийским морями, представляет собой плато. Оно поднимается до 300 м над уровнем Каспийского моря и сложено четвертичными и третичными отложениями. На севере плато ограничено обрывом (чинком) высотой до 150—175 м. В нем обнажены местами до пяти водоносных горизонтов. Верхний из них (с пресной водой) подчинен плиоценовым трещиноватым мергелям и закарстованным известнякам. Пластовые воды возможны в осадках палеогена, залегающих глубже, а также в меловых и юрских отложениях. Поверхностные воды (речки, ручьи и озера) на Усть-Урте отсутствуют.

27. Мангышлакская горноскладчатая гидрогеологическая область. Средняя ее часть занята хребтами Актау и Кара-тау, которые поднимаются на 300—400 м над уровнем Каспийского моря. Они сложены в водораздельных частях из пермских и триасовых песчано-глинистых сланцев, кварцитов и песчаников. С ними связаны пресные трещинные и пластово-трещинные воды. Особенно водообильны трещины зон тектонических нарушений. Эти отложения выступают в ядре антиклинальной складки, вытянутой на северо-восток. В крыльях складки залегает угленосная юрская свита (сланцеватые глины, мергели и песчаники), а на ней меловые отложения (пески, глины, белый пишущий мел, мергели, известняки). К мезозойским отложениям приурочены воды разнообразной минерализации (от пресных до соленых).

Стратиграфически выше следуют третичные глины, пески, мергели и известняки. К югу от антиклинальной складки в мезо-кайнозойских известняках и песчаниках следует ожидать напорные трещинно-пластовые воды.

В юрских отложениях намечается до трех водоносных горизонтов. Тип вод трещинно-пластовый; по составу эти воды солоноватые и соленые. Водообильность горизонтов малая.

В меловых отложениях выделено три горизонта трещинно-пластового типа. Водообильность всех трех горизонтов невысока.

Однако в отдельных случаях описаны источники с дебитом до 5—10 л/сек. По составу вода пресная, слабо и сильно солоноватая. Среди меловых водоносных горизонтов наибольший практический интерес представляют альбские песчаники. В комплексе третичных отложений выделяются до четырех водоносных горизонтов. Нижние три приурочены к горизонтам песчаников, верхний, четвертый — к сарматским ракушняковым известнякам. Водообильность водоносных горизонтов невелика. Вода слабо солоноватая пригодная для питья. Практическое значение представляет горизонт сарматских известняков.

Настоящая краткая гидрогеологическая характеристика Мангышлакской складчатой области составлена по работам А. А. Бакирова, В. М. Морозова, В. В. Мокринского (1949 г.).

28. Мангышлакский гидрогеологический бассейн — впадина с озерами. Дно котловины озера Батырь на 105 м ниже уровня океана. Возможно существование пластовых сильно минерализованных вод в отложениях плиоцена и миоцена.

29. Красноводско - Карабугазская гидрогеологическая область в тектоническом отношении представляет складчатый район, состоящий из ряда антиклинальных поднятий Гоклен-Куюсы, Туар-кыр, Кемаль и южнее расположенных — Большой Балхан и Кубадага, имеющих общее северо-западное и западное простирание, между которыми располагаются синклиналильные понижения. К югу от Большой Балханской и Кубадагской антиклиналей проходит огромный сброс, вдоль которого в районе Красноводска выступают изверженные породы; последние известны также и в ядре Туар-Кырской антиклинали. Красноводско-Карабугазская гидрогеологическая область характеризуется распространением вод пластового типа в юрских, меловых и третичных отложениях. Водоносность юрских отложений фиксирована несколькими источниками с пресной водой на Туар-Каре, и в ряде случаев, с дебитом до 25 л/сек на Больших Балханах. Нижнемеловые отложения Большого Балханского поднятия содержат обильные пресные воды. Верхнемеловые отложения содержат пестрые по составу пластовые воды. В районе Красноводского полуострова, в Кызыл-кумской синклинали, буровой скважиной глубиной до 352 м в верхнемеловой толще сенон—турон—альба вскрыты горько-соленые, не питьевые воды. В песках Чиль-маматкум, к северу от Больших Балхан, и на Прикаспийской равнине, в крупно-детритусовых песчаных известняках и песчаниках древнекаспийских отложений, среди площадей с минерализованными водами, встречаются отдельными пятнами площади с пресными питьевыми водами, переходящими на глубине в соленые, непригодные для питья воды.

30. Закаспийский гидрогеологический бассейн расположен между западными отрогами Копет-Дагской горноскладчатой области и восточным побережьем Каспийского моря. Песчано-глинистые древнекаспийские и мергельно-глинистые отложения плиоцена с прослоями песков и ракушечников, слагающие бассейн, содержат пластовые соленые воды. Относительно пресные воды приурочены к площадям развития сыпучих песков на их периферии. На полуострове Дарванджа у Балханского залива и вдоль побережья Каспийского моря, в песках встречаются площади с пресными водами, залегающими тонким слоем на морской соленой воде.

31. Копет-Дагская горноскладчатая гидрогеологическая область в тектоническом отношении представляет систему параллельных горных хребтов (высотой до 2938 м) на востоке, в которой горные поднятия соответствуют антиклиналям, а межгорные долины синклиналильным понижениям. Спокойная складчатость области нарушается громадным тектоническим сбросом, проходящим вдоль северных хребтов Копет-Дага, по которому хребты резко обрываются к Кара-Кумскому гидрогеологическому бас-

сейну. В меловых отложениях Копет-Дага развиты пластово-трещинные пресные воды, циркулирующие по трещинам пород между водоупорными мергельно-глинистыми слоями. В межгорных синклиналях из них возможно получение самоизливающихся вод, например, в районе Кара-Кала, Шерлаука и др. Наиболее водообильными являются нижнемеловые известняки и песчаники. По линии тектонического сброса воды этих горизонтов выступают на дневную поверхность в виде источников или каптируются в третичных и пролювиальных отложениях, опоясывающих по периферии подножье Копет-Дага. В пролювиальных отложениях предгорного шлейфа воды, стекающие с Копет-Дага, образуют мощные подземные потоки пресных вод. В песчано-глинистых третичных отложениях заключены не имеющие широкого регионального распространения пластовые воды различного химического состава и питьевых качеств. В западных предгорьях Копет-Дага в палеогеновых мергелях встречаются маломощные водоносные горизонты с горько-соленой водой.

32. Кара-Кумский гидрогеологический бассейн занимает обширную впадину, ограниченную на юге горами Копет-Дага и Парапамиза, на востоке отрогами Памира, на севере хребтами Нура-тау и Султан-униз-даг и на западе Красноводско-Карабугазской складчатой областью. В строении бассейна принимают участие меловые, третичные и четвертичные отложения.

В тектоническом отношении на площади бассейна обособляется на юге Кара-Кумская депрессия, выполненная толщей рыхлообломочных континентальных четвертичных отложений, а на севере Хорезмская депрессия, известная под названием Хорезмской синклинали, сложенной морскими меловыми и третичными отложениями.

Кара-Кумская депрессия и Хорезмская синклиналь разделены Заунгузской возвышенностью, которая сложена сарматскими глинистыми породами и представляет собой широтно-вытянутую флексуру с опущенным южным крылом. Широкое площадное развитие морских меловых отложений периферии бассейна позволяет предполагать повсеместное развитие их по всей площади бассейна под отложениями третичного возраста.

Меловые отложения западной и восточной части бассейна, в связи с загипсованностью этих пород, содержат пластовые воды пестрого качества. Подобные воды в меловых отложениях можно ожидать и на всей площади бассейна. Третичные морские отложения на севере бассейна содержат пластовые соленые воды, непригодные для питьевых целей; в юго-восточной части бассейна, между реками Теджен и Аму-Дарьей, в континентальных верхнетретичных отложениях встречаются водоносные горизонты с пресной водой наряду с горизонтами соленых не питьевых вод.

В песчано-глинистых четвертичных отложениях Каракумской депрессии воды весьма пестрого состава, преимущественно солоноватые и соленые. Лишь в отдельных районах, как, например, в долинах рек Аму-Дарьи, Теджена, Мургаба и их дельтах, где имеет место инфильтрация речных вод, в верхних горизонтах четвертичных отложений встречаются пресные воды. Другая зона опресненных вод приурочена к рыхлообломочным отложениям пролювиального шлейфа подножья Копет-Дага. Эта зона преимущественно пресных вод, залегающих на различной глубине от поверхности, получает питание за счет вод, стекающих с Копет-Дага.

33. Памиро-Тянь-Шаньская горноскладчатая область охватывает систему высочайших горных хребтов, вершины которых покрыты вечными снегами и ледниками. Хребты сложены изверженными и палеозойскими, сильно дислоцированными и метаморфизованными породами, в понижениях между которыми и по окраинам горной части области развиты мезо-кайнозойские морские и континентальные отложения.

Наибольшее развитие по площади распространения имеют воды трещинного типа, пресные по качеству, циркулирующие на небольшой глубине в верхней трещиноватой зоне кристаллических и палеозойских массивов. Дебит родников в редких случаях превышает 2 л/сек чаще же измеряется десятками и сотыми долями секундолитров. Лишь в зонах тектонических трещин и в районах развития карста в каменноугольных известняках дебит родников измеряется десятками секундолитров. Получая питание за счет атмосферных осадков, таяния снегов и ледников, большинство источников имеет колебания расходов воды по сезонам года, причем наибольший дебит наблюдается в весенне-летнее время. Сильная дислоцированность и метаморфизация палеозойских пород исключает нахождение в них выдержанных водоносных горизонтов.

Пластовые воды, приуроченные к песчаникам, конгломератам и известнякам мезо-кайнозойских отложений, имеют ограниченное развитие во внутренних частях горной системы и более широкое распространение в межгорных депрессиях и по периферии области. Присутствие слоев гипса, ангидрита и каменной соли обуславливает местами наличие соленых и горько-соленых вод. К югу от Гиссарского хребта наибольшее засоление вод наблюдается в третичных отложениях.

Четвертичные отложения характеризуются пестротой в отношении водоносности и качества содержащихся в них вод. Наиболее обильные пресные воды приурочены к аллювиальным отложениям долин больших рек и к конусам выноса горных рек, например, вдоль северных подножий Киргизского и Нура-Атинского хребтов, в Чирчик-Ангрен-Келесском районе и др.

В долинах рек, к югу от Гиссарского хребта, воды в четвертичных отложениях отличаются повышенной минерализацией.

В Ферганской котловине наиболее водообильными являются четвертичные пролювиально-аллювиальные отложения, слагающие мощные конусы выносов предгорных отложений вдоль южной и восточной окраин котловины. К последним приурочены напорные пресные воды, эксплуатируемые для водоснабжения городов Намангана, Уч-Кургана, Андижана, Коканда, Ферганы и других населенных пунктов. Прекрасные пластовые воды заключены в трещиноватых известняках «ферганского» эоценового яруса в восточной Фергане. Пластовые воды в третичных и меловых отложениях котловины пестрого качества, чаще соленые, совершенно не питьевые. В западной Фергане эти воды эксплуатируются для извлечения поваренной соли.

III. ГЛАВНЕЙШИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

34. Таймырская горноскладчатая гидрогеологическая область сложена интенсивно дислоцированными породами докембрия и палеозоя. Нахождение пластовых вод мало вероятно. Можно предполагать, что подземные воды трещинного типа находятся в виде льда, так как мощность мерзлой зоны к югу от района достигает 400—600 м. Не исключена возможность нахождения источников, выводящих глубинную воду по тектоническим трещинам. Некоторый интерес могут представить подрусловые воды, особенно в среднем и нижнем течении рек, на участках аккумуляции хорошо фильтрующих аллювиальных отложений.

35. Хатангский гидрогеологический бассейн может содержать пластовые воды в меловых отложениях, которые, вероятно, распространены по всему району под толщей четвертичных отложений. Пластовые воды могут быть и в юрских отложениях, но эти последние должны залегать на слишком больших глубинах, кроме южной части бассейна и может быть других небольших отдельных участков. В местах

развития соляно-купольных структур вскрыты соленые воды в палеозое и мезозое. Пластовые подмерзлотные воды вскрыты скважинами на значительной глубине в немногих точках. Мощность мерзлой зоны в данном бассейне достигает 400—600 м. Соленые межмерзлотные пластовые воды выходят в виде источников по Хатанге, а также вскрыты в Нордвике на различной глубине. Температуры этих вод на Нордвике отрицательные (-5 , -12°). Пресные воды подозерные, подрусьские, а в конусах выноса над-и межмерзлотные известны в районе Норильска.

36. Тунгусский гидрогеологический бассейн, сложенный в основном горизонтальными или слабо наклонными дислоцированными отложениями верхнего палеозоя, по всей вероятности, может содержать водоносные пласты ниже «вечной» мерзлоты. Поэтому на всей площади данного обширного бассейна можно предполагать наличие пластовых подмерзлотных вод как соленых, так и пресных, хотя для этого района никаких сведений о водоносности тех или других отложений не имеется, кроме южной части бассейна, где указываются источники по рекам Муре, Кове, Ангаре, из песчаных отложений тунгусской свиты и из изверженных пород. Те же пластово-трещинные воды могут быть в силурийских, девонских и каменноугольных отложениях, образующих пологие антиклинальные складки по западной и юго-западной окраинам бассейна. Кембрийские отложения в ядре складок могут содержать и трещинные воды. К кембрию приурочены соленые источники.

Южная часть бассейна сложена отложениями нижнего силура и на небольших площадях кембрия. Обильный источник (дебит 25—30 л/сек) пресной питьевой воды имеется около Нижнеилимска. Этот источник, находящийся в области развития силура, является показателем наличия пресных подмерзлотных вод в толще силурийских отложений.

37. Анабарская гидрогеологическая провинция, сложенная докембрийскими гнейсами, гранитами, кварцитами, сланцами может содержать только трещинные воды в твердой фазе, так как предполагаемая мощность зоны мерзлоты 300—500 м. Проявления глубинных трещинно-жильных вод маловероятны.

38. Прианабарский гидрогеологический бассейн, расположенный вокруг Анабарского щита, может содержать пластовые подмерзлотные воды, так как отложения кембрия и силура, представленные преимущественно известняками, залегают почти горизонтально, или периклинально с небольшими углами падения. Наличие соленых вод под толщей мерзлой зоны доказывается многочисленными проявлениями вод в виде источников по рекам Полигаю, Лучаткану, Анабару, Хатанге, Оленеку и др. О пресных водах в бассейне, приуроченных к тем или иным отложениям, данных почти нет и можно лишь предполагать, что они могут быть в отложениях кембрия и силура в более верхних слоях, чем соленые воды.

39. Ленский гидрогеологический бассейн выполнен нормально-осадочными меловыми отложениями, залегающими почти горизонтально, или местами слабо дислоцированными. В пределах бассейна можно ожидать нахождения пластово-поровых и пластово-трещинных вод, по всей вероятности пресных.

40. Вилуйский гидрогеологический бассейн сложен преимущественно юрскими нормально-осадочными породами, только местами смятыми в пологие складки. В части, прилегающей к Ленскому бассейну, развиты нерасчлененные отложения юры и мела. Можно предполагать пластовые воды в юре и подстигающем кембрии. Воды в кембрийских отложениях соленые, в юрских, повидимому, преимущественно пресные. Буровая скважина в Якутске вскрыла подмерзлотные пресные воды в юре на глубине 312 м. Основание зоны пресных вод залегает здесь на глубине порядка 500 м.

41. Лено-Алданский гидрогеологический бассейн сложен отложениями кембрия, полого падающими к северу. В кембрийских отложениях известны соленые источники, выводящие на поверхность земли, повидимому, пластово-трещинные подмерзлотные воды. Зона соленых вод залегает в нижней части бассейна, а над нею располагается зона пресных вод.¹

42. Енисейская горноскладчатая область сложена, главным образом, отложениями докембрия и изверженными породами. Ввиду дислоцированности пород можно предполагать в пределах области трещинные воды. По восточной окраине области в кембрии известны источники соленой воды.

43. Канский гидрогеологический бассейн представляет, повидимому, плоскую впадину, выполненную девонскими и юрскими отложениями нормально-осадочными. В юре известны пресные пластово-трещинные воды. В девоне воды не изучены, а в залегающем под ним кембрии они сильно минерализованные.

44. Иркутский гидрогеологический бассейн. Юрские нормально-осадочные породы образуют широкие и пологие складки. Известно до 5—6 артезианских водоносных горизонтов с водой в большинстве случаев пресной, но местами жесткой и минерализованной. Воды трещинно-пластовые и порово-пластовые.

В подстилающих юру кембрийских отложениях известны преимущественно соленые воды, а на участках, где кембрий выходит на поверхность, пресные (жесткие) трещинно-карстовые пластовые воды.

45. Прибайкальский гидрогеологический бассейн сложен отложениями преимущественно кембрийскими, собранными в складки северо-восточного простирания, в общем же полого падающими к северо-западу, и на небольших участках и в ядрах синклиналей отложениями нижнего силура. В пределах этого бассейна по реке Лене и ее притокам известно много соленых источников, нередко со значительным дебитом, указывающих на широкое распространение соленых пластовых подмерзлотных вод в нижнем палеозое. В верхних хорошо дренированных частях палеозоя имеются трещинно- и карстово-пластовые воды, пресные с умеренной жесткостью.

Горноскладчатые гидрогеологические области:

46. Восточного Саяна. 47. Западного Саяна и Танну-Тувы.

Эти горноскладчатые области сложены породами архея, протерозоя, кембрия, силура и на небольших участках девона. Породы сильно метаморфизованы и интенсивно дислоцированы; в пределах области можно рассчитывать встретить только трещинные и местами жильные воды. Свидетелями наличия последних являются минеральные источники.

В Западном Саяне имеется Усинская котловина, выполненная отчасти нормально-осадочными породами девона, в которых могут быть пластовые воды. Небольшой юрский бассейн артезианских вод находится в Танну-Тувинской области.

48. Байкало-Охотская гидрогеологическая провинция гранитов, гнейсов, кристаллических, метаморфических и других пород. Эта огромная территория развития древнейших образований может быть подразделена на следующие гидрогеологические провинции второго порядка.

48-1. Патомо-Мамская провинция трещинных вод. Пресные трещинные воды в сильно дислоцированных кристаллических породах архея, метаморфических породах протерозоя и нижнего палеозоя. Преобладают трещинные воды гранитоидов. Местами проявляются трещинно-карстовые воды карбонатных пород, некоторое значение имеют аллювиальные

¹ Ленский, Вилюйский, Лено-Алданский и часть Принабарского гидрогеологические бассейны входят в состав сложного Якутского артезианского бассейна.

воды речных долин (древних и современных). Повсеместно отмечается развитие многолетней мерзлоты.

48-2. *Байкало-Баргузинская провинция трещинных вод.* Для этого района характерно наличие крупных глубоких впадин, выполненных мезокайнозойскими отложениями. Например, котловины, образующие гидрогеологические бассейны: Верхне-Чарская, Баргузинская, Байкальская, Тункинская.

Пресные трещинные воды преимущественно в кристаллических породах. Имеются термальные источники: сульфатно-натриевые и гидрокарбонатно-натриевые, газифицируемые азотом, реже с примесью метана. Они появляются по зонам тектонических разломов в окраинных частях горных массивов. Мерзлая зона долинного и горного типа.

48-3. *Забайкальская Даурская провинция трещинных вод* охватывает большую часть Забайкалья. Преобладают трещинные воды гранитов и гнейсов, которым подчинены остальные водоносные комплексы трещинно-карстовых, аллювиальных вод и т. д. В пределах района имеются гидрогеологические бассейны юрско-меловых вод местного значения: Джидинский, Селенгинский, Гусиноозерский, Чикойский, Тугнуйский, Хилокский, Верхне-Ингодинский, Читинский, Букачачинский и многие другие. Качество вод этих бассейнов более хорошее в северо-восточной части района и менее удовлетворительное на юго-западе. В широких долинах рек, например, Ингодино-Читинской, приобретают некоторое значение комплексы аллювиальных или озерно-аллювиальных вод, современных и древних террас. Долинные базальты местами сопровождаются источниками с дебитом до 10 л/сек. Широко распространены холодные углекислые минеральные источники. На юге, в верховьях рек Ингоды, Чикоя, Онона, имеется небольшое поле развития терм.

48-4. *Гидрогеологическая провинция хребта-Станового-Янкан.* Трещинные пресные воды докембрийских образований, прорванных гранитами. Источники подмерзлотных вод трещинно-жильного типа с небольшими дебитами. Мерзлота широко распространена в пределах области. У южной окраины района выделяется гидрогеологический Верхне-Зейский бассейн третичных вод, еще не изученных. На северной окраине находятся юрские артезианские бассейны замкнутого типа.

48-5. *Алданская гидрогеологическая провинция.* Трещинные пресные воды в архейских, кристаллических и метаморфических сланцах, гнейсах, гранито-гнейсах. Чульманский гидрогеологический бассейн, сложенный юрскими отложениями.

49. Восточно - Забайкальская¹ горноскладчатая гидрогеологическая область. Преобладают сильно складчатые палеозойские, триасовые и юрские отложения, прорванные гранитами и другими интрузиями. Наиболее широко гранитоиды развиты в средней части области, тогда как на юго-западе в Прионье и на северо-востоке в верхнем Приамурье преобладает осадочный комплекс. Воды трещинные хорошего качества. В бессточных впадинах южной части района наблюдается повышение минерализации подземных вод по направлению от водоразделов к дну котловин. Появляются минеральные озера.

В пределах области находятся гидрогеологические бассейны юрско-меловых вод местного значения: Тургинско-Харанорский, Мордойский, Даурский, Торейский, Приаргунский и др. Характерно для области, особенно для ее центральной части, сложенной гранитами, наличие многочисленных холодных углекислых источников, преимущественно гидрокарбонатных щелочно-земельных, реже более сложного состава (Дарасун, Олентуй, Ямкун и др.). Многолетняя мерзлота имеет значительную мощ-

¹ Юго-восточная часть Даурии.

ность на северо-востоке области (до 80 м) и выклинивается на юге. Тип мерзлоты долинный.

50. Зейский гидрогеологический бассейн третичных и меловых вод пресных, обильных. В ряде случаев вскрыто несколько водоносных горизонтов. Крупное значение имеют аллювиальные воды рек Амура и Зей.

51. Бурейнская гидрогеологическая провинция. Трещинные воды в гранитах и гнейсах. Пресные воды хорошего качества, но в небольшом количестве. Имеются крупные источники, вытекающие из карбонатных пород. Небольшая группа терм—Кульдур, Тырминский и др. Мерзлота островного типа, до 60 м мощности на севере. В северной части района находится Бурейнский гидрогеологический бассейн, содержащий юрско-меловые пластово-трещинные воды, образующие сложный водоносный комплекс. Воды пресные. Намечается связь подмерзлотных артезианских вод бассейна с гидрометеорологическими факторами.

52. Удинская горноскладчатая гидрогеологическая область сложена преимущественно дислоцированными отложениями палеозоя и мезозоя с подчиненным развитием изверженных пород. Подземные воды большей частью трещинные с ограниченными ресурсами. Мощность мерзлоты до 30—60 м и более.

53. Амгунь-Амурская горноскладчатая область с преобладанием трещинных вод палеозойских и мезозойских отложений. Реже прослеживаются более или менее выдержанные горизонты пластово-трещинных вод. Подземные воды кристаллических пород и меловых отложений имеют подчиненное значение. Складчатые комплексы осадочных пород и изверженные породы, главным образом, в пределах коры выветривания, содержат небольшие ресурсы подземных вод всегда хорошего качества. Большое практическое значение приобретают аллювиальные воды крупных долин рек Амура, Амгуни и др. Мерзлота достигает 50 м на северо-западе области и выклинивается на юго-восток и юг. Тип мерзлоты островной.

54. Амурский гидрогеологический бассейн аллювиальных пластовых вод по левобережью реки Амура сложен четвертичными отложениями с островами палеозоя, мезозоя и реже гранитами.

55. Сихотэ-Алиньская горноскладчатая гидрогеологическая область развития трещинных вод палеозоя и мезозоя. Подчиненное значение имеют подземные воды гранитоидов и более молодых пород. Характерно присутствие значительных по площади распространения молодых базальтов, особенно в северных частях бассейна. С базальтами связаны наиболее крупные ресурсы подземных вод. Подчиненное значение имеют массивы карбонатных пород палеозоя, также отличающиеся своим водообилием. Скважины, вскрывшие подземные воды в базальтах и известняках, нередко обладают значительным дебитом (до 10 л/сек и более). Термоминеральные источники углекислые, гидрокарбонатные, щелочно-земельные и кальциево-натровые (Уссурийские, Ласточка и др.). Мерзлота небольшими островами в горах северной части области. В южной части области система небольших гидрогеологических бассейнов с хорошего качества пластовыми водами в третично-четвертичных отложениях. Некоторые скважины дали значительные дебиты.

56. Сахалинская горноскладчатая гидрогеологическая область с Северо-Сахалинским гидрогеологическим бассейном, в котором заключены неогеновые пластовые воды. По склонам центральных хребтов в меловых дислоцированных отложениях имеются пластовые воды — несколько водоносных горизонтов разных по качеству и количеству воды.

57. Охотская горноскладчатая гидрогеологическая область сложена, главным образом, толщей верхнемеловых эффузивов, смятых вблизи моря в складки. Преимущественно развиты трещинные воды. В западной части, в связи с нарастанием к западу мощности мерзлой зоны, перспективы района в отношении подземных вод неблагоприятны. Вблизи морского побережья к молодым разломам приурочены выходы терм. Мощность мерзлоты до 150 м. В долинах рек некоторые интерес представляют подрусловые потоки.

58. Верхоянская горноскладчатая область состоит из многих хребтов, цепей, нагорий и широких между ними долин. Главную роль в строении Верхоянской складчатой области играют сильно дислоцированные и метаморфизованные породы пермской, триасовой, юрской и меловой систем. Массивно-кристаллические породы, преимущественно группы гранита, имеют подчиненное значение. Только небольшие участки Верхоянской области сложены, залегающими сравнительно спокойно, отложениями юры и реже триаса, на этих участках могут быть вскрыты пластово-трещинные воды.

59. Юдома-Майская горноскладчатая область сложена сильно дислоцированными кембрийскими породами. Явных признаков водоносности пород неизвестно, за исключением некоторых указаний на карстовые явления в кембрийских известняках. Мощность мерзлой зоны до 150 м и более, так что трещинные воды, вероятно, в большинстве случаев находятся в твердой фазе.

60. Яно-Колымская горноскладчатая область сложена преимущественно интенсивно дислоцированными породами юры и триаса. Подземные воды должны быть трещинными и по всей вероятности в твердой фазе вследствие значительного развития мерзлоты. Пластовые воды могут быть во впадинах: Табалахской, Оймеконской, Нерской. Подмерзлотные трещинно-пластовые пресные воды вскрыты скважинами в угленосных отложениях верховьев бассейна реки Колымы. Для водоснабжения существенную роль могут играть подрусловые и подмерзлотные воды.

61. Горноскладчатая гидрогеологическая область хребта Черского сложена палеозоем и мезозоем. Все отложения сильно дислоцированы и метаморфизованы; в них можно предполагать наличие трещинных вод.

В северной части области, в районе Селенняхской впадины хребта Тасхаятах отмечены чрезвычайно мощные источники пресной воды с небольшой жесткостью. Суммарный дебит трех источников в одной из групп 2,73 м³/сек. Многие источники газируют, главным образом, азотом. Источники, по мнению гидрогеолога П. Ф. Швецова, жильные, выводящие на поверхность земли глубинную воду. Судить по этим источникам о водоносности тех или иных отложений не представляется пока возможным, так как неизвестно к каким водоносным горизонтам приурочены воды, выводимые этими источниками. Крупное значение могут иметь подрусловые воды; местное значение — подмерзлотные воды угленосных свит мезозоя.

62. Индигирско-Колымский гидрогеологический бассейн охватывает низменности: Индигирскую, Ожогинскую, Колымскую и Приморскую, из которых Ожогинская впадина выполнена, если не полностью, так частично отложениями юры и мела значительной мощности. Строение остальных впадин, выполненных с поверхности четвертичными отложениями, остается неизвестным. В Ожогинской впадине можно предполагать наличие пластовых вод. В пределах побережья и на островах Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых характерно присутствие погребенных льдов.

63. Алазейско-Юкагирская или Колымская гидрогеологическая провинция занимает два отдельных участка —

Алазейское и Юкагирское плоскогорья, которые геологически исследованы недостаточно. Подмерзлотные воды должны быть преимущественно трещинного типа, кроме центральной части Юкагирского плато, где отложения триаса лежат горизонтально и, где можно предполагать нахождение пластовых вод. Этот район наибольшего развития полей по рекам Омолону, Коркодону, где, повидимому, имеют место проявления глубинных вод и мощных подрусловых потоков, приуроченных к хорошо фильтрующим аллювиальным отложениям.

64. Гыданская горноскладчатая область сложена породами мезозоя, смятыми в складки. Можно предполагать, что на территории этой области будут трещинные воды, по всей вероятности на значительных площадях и в твердом виде. На севере области выделяется Чаунский гидрогеологический бассейн, в котором известны погребенные льды. В породах юры — триаса воды трещинного типа.

65. Чукотская горноскладчатая область сложного геологического строения включает Анадырский и Чукотский хребты. Все осадочные отложения области сильно смяты и метаморфизованы, подземные воды здесь преимущественно трещинного типа. В значительной части они заморожены. На востоке области известны горячие восходящие источники хлор-натриевого типа.

66. Анадырский гидрогеологический бассейн занимает Анадырскую впадину, выполненную четвертичными отложениями, в которых, при значительной их мощности, могут быть и пластовые воды.

67. Коряцко-Камчатская горноскладчатая область в части Коряцкого хребта почти не исследована. На севере области в районе бухты Угольной буровыми скважинами вскрыты пресные подмерзлотные, повидимому, трещинно-пластовые воды в дислоцированных меловых отложениях. На этом основании можно предполагать, что пластовые воды будут в меловых и третичных отложениях к югу от бухты Угольной на побережье Берингова моря. На Камчатке, ввиду дислоцированности и метаморфизованности пород, можно предполагать преимущественное развитие трещинных вод, кроме, пожалуй, части западного побережья и центральной котловины, где могут быть пластовые воды в четвертичных и третичных отложениях. Водообильные водоносные комплексы приурочены к молодым эффузивам. Следует отметить наличие термоминеральных источников разнообразного состава, в том числе и гейзеры.

68. Курильская складчатая область сложного геологического строения. От острова Хоккайдо на юге до мыса Лопатка на Камчатке прослеживаются Курильские острова. Большая гряда Курильских островов сложена преимущественно древними сланцами, палеозойскими и мезо-кайнозойскими осадочными породами, покрытыми продуктами вулканических извержений — андезитовыми лавами, туфами, пеплами. В настоящее время насчитывается 35 действующих вулканов, выделяющих пары, некоторые — и лавы, как например, вулкан Сарычева на острове Мацува (Д. М. Колосов и С. Л. Кушев, 1947).

Малая гряда Курильских островов (числом 9) в основном сложена меловыми и кайнозойскими породами.

Для области характерны подземные воды трещинные и пластовые, а также многочисленные горячие ключи типа камчатских.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Проф. Н. И. Толстихин и доктор
геолого-минералогических наук
Н. А. Маринов

В советское время многочисленными геологическими, разведочными, гидрогеологическими и другими партиями, работавшими в Юго-Восточном Забайкалье, были описаны многие минеральные источники (рис. 1).

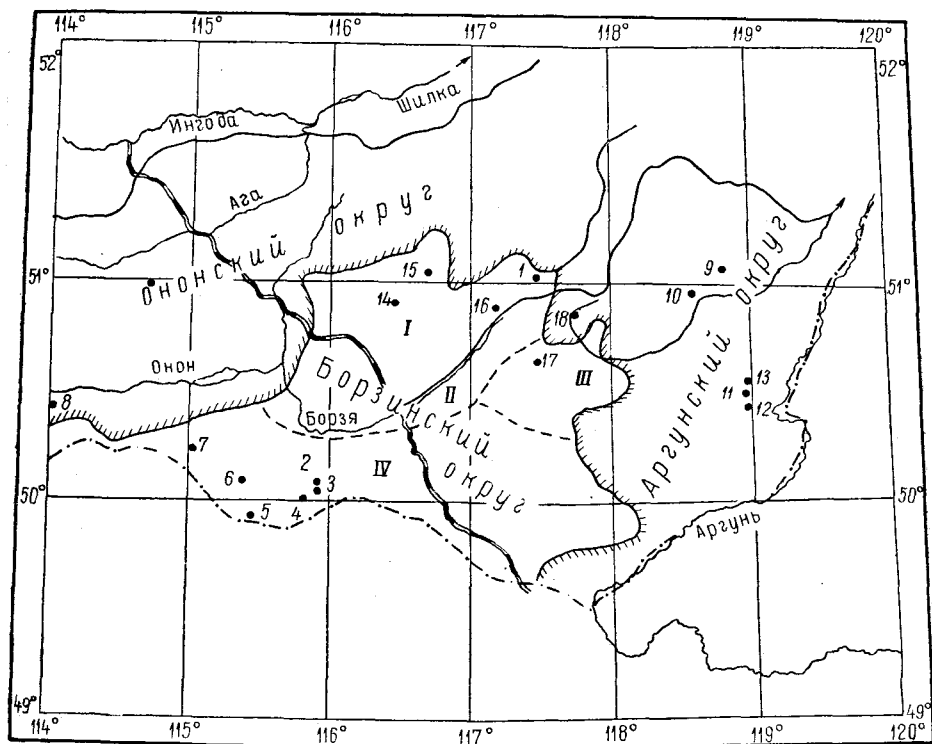


Рис. 1. Схема расположения источников.

Районы: I—Тургинский; II—Онон-Борзинский; III—Урулюнгуйский; IV—Торейский.
Источники: 1—Клинский; 2—Цаган-Чолотуй; 3—Зун-Торейский Восточный; 4—Зун-Торейский Южный;
5—Соловьевский; 6—Ималкинский; 7—Аршантуй; 8—Халцагайтуевский; 9—Кутомарский; 10—Донинский;
11—Улан-Булакский; 12—Уланский; 13—Улацан; 14—Малый Соктуй; 15—Тургинский; 16—Курунзулаевский;
17—Кондоевский; 18—Маньковский

Некоторые из них представляют большой интерес как по своему оригинальному составу, так и по условиям выхода и формирования минераль-

ных вод. Настоящий краткий обзор имеет в виду ознакомление читателя с этими новыми данными по минеральным водам Юго-Восточного Забайкалья.

Клинский минеральный источник (Клиновский минеральный источник). Минеральная вода выходит в основании склона правого распада пади реки Клин в 1 км на север от пос. Клин. Этот склон распада обращен к юго-востоку. В геологическом строении окрестностей источника принимают участие юрские и четвертичные осадочные отложения, а также изверженные породы. Разрез верхней и средней, а отчасти и нижней юры, приводим схематизированно (сверху вниз).

1. Андезиты и их туфы.
2. Туфоконгломераты, туфопесчаники и туфы.
3. Конгломераты, перемежающиеся с песчаниками и туфами.
4. Верхнегазимурские плотные конгломераты.
5. Песчаники с прослоями конгломератов.
6. Песчаники и глинистые сланцы.

Юрская толща прорвана диоритовыми порфиритами, кварцевыми диоритами и диоритами. Юрские отложения собраны в складки ССВ простирания.

Выход минеральной воды, повидимому, приурочен к разрыву ЮЗ-СВ простирания. В месте нахождения минерального источника коренных пород не видно. Минеральная вода вытекает непосредственно из аллювиально-пролювиальных отложений, мощность которых в месте выхода источника не установлена. Можно предполагать, что состав минеральной воды формируется в пределах эффузивной свиты юры. Поднимаясь по трещинам, минеральная вода изливается в аллювиально-пролювиальные отложения, через которые и проникает к поверхности. В месте выхода минерального источника четвертичные отложения залегают на сильно нарушенных и ожелезненных известково-туфовых породах юры. Головка минерального источника каптирована деревянным срубом. На дне каптажного колодца можно наблюдать значительное количество небольших воронок, из которых вливаются в колодец струи минеральной воды и происходит периодическое обильное выделение газа. Русло ручья, стенки колодца и почва вблизи источника окрашены выделениями железных окр. Охрами также сложен небольшой холм, у подошвы которого выходит минеральная вода.

Температура воды источника изменяется в пределах: максимум 3° (в июле—августе), минимум 0,3° (в декабре—феврале). Амплитуда 2,7° С в год. По температуре источник относится к весьма холодным.

Дебит источника изменяется в пределах: максимум—1,25 л/сек, (февраль—апрель 1937 г.), минимум — 0,6 л/сек, (сентябрь 1937 г.).

Амплитуда 0,65 л/сек в год.

Источник следует отнести к постоянным по месту выхода, незамерзающим. Зимой у источника образуется наледь оранжевого цвета различных оттенков и густоты. Максимальные размеры наледи 130 × 160 м при толщине льда до 1,8 м. Во вторую половину мая наледь исчезает (1936—1937 гг.).

Минеральная вода слегка мутновата, бесцветна, без запаха, слегка «кисла» на вкус, образует ржаво-желтый осадок на стенках сосуда. По данным химика Л. А. Петропавловской анализ воды приводится в табл. 1.

Воду можно отнести к слабо минерализованной сульфатно-гидрокарбонатной магниевой-кальциевой, углекислой (рис. 2).

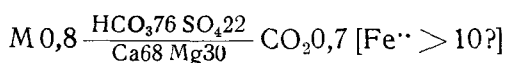
Исходя из количества железа, определенного в осадке на фильтре, источник следует отнести условно к железистым. Количество железа и свободной углекислоты следует определить в воде источника на месте выхода.

Таблица 1

Анализ воды Клинского минерального источника

Компоненты	мг/л	Экв.	%	Примечание
Катионы NH_4^+	0,09	0,005	0,04	Проба взята 1/1—1937 г. Анализ воды сделан 23/1 —1937 г.
$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	—	0,167	1,58	
Mg^{++}	38,65	3,178	30,06	
Ca^{++}	143,46	7,160	67,70	
Fe^{++}	0,08	0,038	0,36	
Fe^{+++}	0,52	0,028	0,26	
Сумма		10,576	100	
Анионы Cl^-	7,948	0,224	2,12	
SO_4^{--}	109,97	2,289	21,64	
NO_3^-	0,023	0,001	0,01	
HCO_3^-	491,85	8,062	76,23	
Сумма	793,59	10,576	100	
Прочие				
Свободная CO_2	673,34			
Окисляемость O_2	1,907			
В остатке на фильтре железа	13,0			
Сухой остаток	590			
Общая жесткость в градусах	28,98			
Устраняемая жесткость	16,5			
Концентрация водородных ионов (рН)	<6,75			

Формула Курлова



Химический номер воды по Н. И. Толстихину 31.

Состав спонтанных газов Клинского минерального источника, %

CO_2 —56
 O_2 —1,3
 N_2 —42,7
 Ar, Kr, Xe —0,787
 $\text{He} + \text{Ne}$ —(?)
 $\text{CH}_4 + \text{C}_2\text{H}_6$ — —

По составу газа источник следует отнести к азотно-углекислым.

Минеральный источник легко доступен и широко используется местным населением для лечебных целей. Медицинский надзор и санитарная охрана отсутствуют. В составе воды имеются признаки загрязнения (аммиак, азотная кислота). Наиболее высокого качества вода бывает весной. Требуется проведение детальных исследований и каптажа этого минерального источника. Вблизи источника можно оборудовать дом отдыха. Охры источника используются населением в качестве красочного сырья. Запасы их невелики, но качество хорошее.

Источник обследовал А. Гедройц, 1897 г., который был первооткрывателем минерального источника; затем его описали и обследовали: И. А. Багашев, 1905 г.; С. А. Призант, 1927 г.; Е. А. Пресняков, 1928 г.; Ц. Я. Мирская, 1937 г.; Ю. К. Дзевановский и М. В. Кислякова, 1942 г.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ ТОРЕЙСКИХ КОТЛОВИН

В числе минеральных вод Торейских котловин имеются следующие минеральные источники: Цаган-Чолотуй, Бумундак, Зун-Торейские — Восточный и Южный, Барун-Торейские—Соловьевский, Имэлкинский.

1. Минеральные воды Зун-Торейской котловины

Минеральный источник Бумундак вблизи Торей-Нор не функционирует и изысканиями последних лет не обнаружен [1].

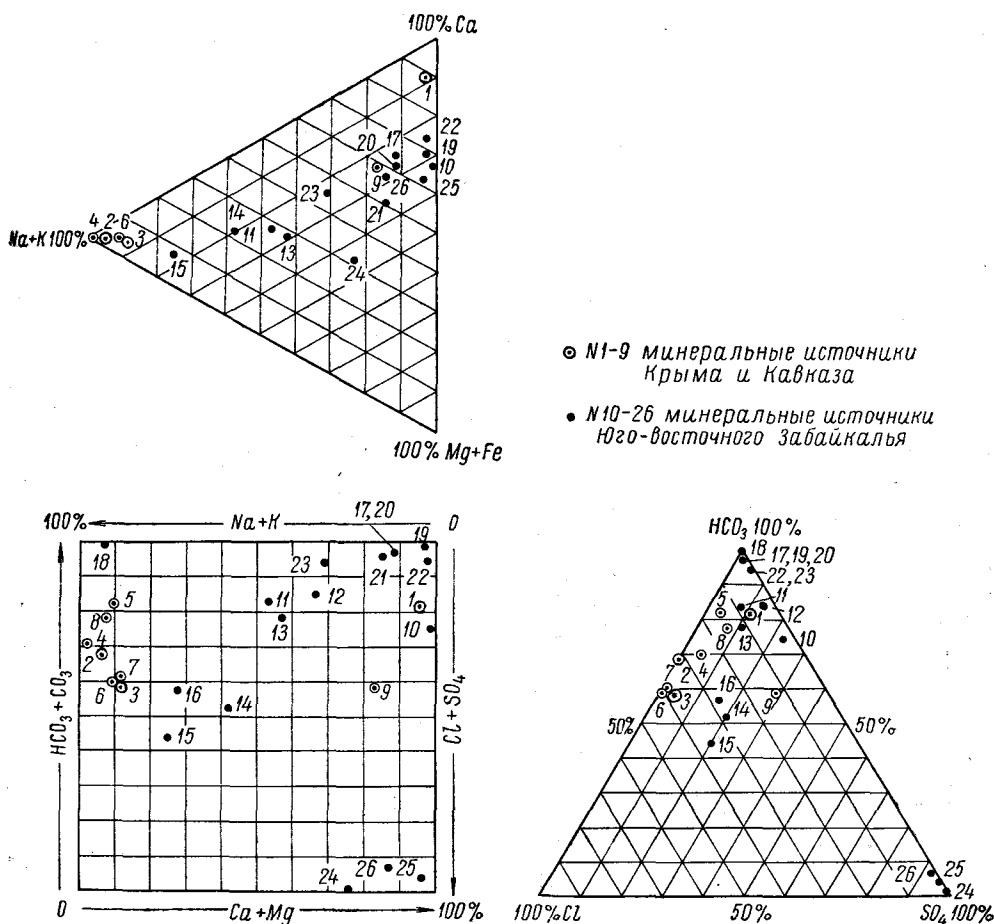


Рис. 2. Источники. Крым:

1—Бурун-Кая; 2—Каялы-Сарт; 3—Сент-Эли;
Кавказ:

4—Нефтегорская скважина № 106; 5—Нефтегорская скважина № 5/42; 6—Ессентуки № 17; 7—Ессентуки № 4; 8—Ессентуки № 1; 9—Нарзан;
Юго-Восточное Забайкалье:

10—Клинский; 11—Цаган-Чолотуй; 12—Цаган-Чолотуй; 13—Зун-Торейский Восточный; 14—Зун-Торейский Южный; 15—Зун-Торейский Южный; 16—Соловьевский; 17—Ималкинский; 18—Аршантуй; 19—Оршанды; 20—Хапчагайтуйский; 21—Хапчагайтуйский; 22—Кутомарский; 23—Донинский; 24—Улан-Булак; 25—Улацан; 26—Улацан

Минеральный источник Цаган-Чолотуй находится на СВ берегу озера Зун-Торей в 2 км на юг от горы Кух-Ходан у подошвы древней террасы озера Зун-Торей. Минеральная вода выходит небольшими струями из щебневатых разностей озерных отложений. В 200—300 м ручей минеральной воды вливается в озеро. Выход минерального источника непостоянен.

Дебит источника 0,089 л/сек (замер объемным способом). По температуре источник, видимо, холодный.

Минеральная вода бесцветна, прозрачна, со слабым болотным запахом.

Приводим анализ минерального источника Цаган-Чолотуй за 1930 г. Проба была взята геологом С. А. Музылевым, анализ выполнен А. А. Резниковым (табл. 2).

Таблица 2

Анализ воды минерального источника Цаган-Чолотуй, по С. А. Музылеву 1930 г.

Компоненты	мг/л	Экв.	%
Катионы Na ⁺	552,0	24,00	46,1
K ⁺	24,0	0,61	1,2
Mg ⁺⁺	161,6	13,29	25,5
Ca ⁺⁺	281,5	14,15	27,2
Сумма		52,05	100,0
Анионы Cl [']	172,9	4,87	9,3
SO ₄ ^{''}	196,2	4,08	7,8
HCO ₃ [']	2629,0	43,10	82,9
Сумма		52,05	100,0
Прочие Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃	5,0		
H ₂ SiO ₃	49,3		
Сумма	4071,5		

Таблица 3

Анализ воды минерального источника Цаган-Чолотуй, по Д. Д. Савченко и Н. А. Маринову 1937 г.

Номер анализа	1 ¹		2		
Компоненты	мг/л	%	мг/л	Экв.	%
Катионы NH ₄ ⁺	нет	—	нет	—	—
Na ⁺ +K ⁺	344,0	43,2	318,1	10,60	33,0
Ca ⁺⁺ +Mg ⁺⁺	307,4	56,8	—	21,55	67,0
Fe ⁺⁺ +Fe ⁺⁺⁺	нет	—	—	—	—
Сумма		100,0		32,15	100
Анионы Cl [']	45,7	4,2	42,8	1,20	3,7
SO ₄ ^{''}	195,0	10,3	172,8	3,57	11,5
NO ₃ [']	1,1	—	нет	—	—
HCO ₃ [']	1522,4	85,5	166,63	27,38	84,8
Сумма		100,0	нет	—	—
Свободная CO ₂	173,5		185,2		
Общая жесткость	43,1		52,2		
Сухой остаток	1692		1744		
pH	7,15		7,1		

Расхождение в анализах указывает на необходимость поработать над данным источником, в частности, следует уточнить местоположение минерального источника и взять повторную пробу воды для анализа. Минеральная вода видимо формируется в палеозойской свите, выходы которой наблюдаются в склонах горы Кух-Ходан (табл. 3).

Формула Курлова

$$M\ 4,1 \frac{HCO_3 83\ Cl\ 9\ SO_4 8}{(Na + K) 47\ Ca 27\ Mg 25} \quad (\text{по С. А. Музылеву})$$

$$M\ 1,7 \frac{HCO_3 86\ SO_4 10}{(Ca + Mg) 57\ (Na + K) 43}$$

$$M\ 1,7 \frac{HCO_3 85\ SO_4 12}{(Ca + Mg) 67\ (Na + K) 33}$$

(по М. А. Маринову и Д. Д. Савченко)

¹ Проба взята 9 августа 1937 г.

Химический номер воды по Н. И. Толстихину 14, 15, 16. Повидимому вода бикарбонатная магниевно-кальциево-натриевая.

Источник посетили и описали: П. И. Полевой, 1923 г.; П. Н. Бутырин, 1928 г.; С. А. Музылев, 1930 г.; Н. А. Маринов и Д. Д. Савченко, 1937 г.

Минеральный источник Зун-Торейский Восточный находится на восточном берегу озера Зун-Торей в 50 км от пос. Кулусутай на юго-восток. Выход минеральной воды приурочен к провальной воронке в теле гидролакколита. Размеры воронки не превышают 2—3 м в диаметре. В строении гидролакколита принимают участие серые озерные пески. Источник восходящий, сильно газифицирующийся углекислотой. После того, как в 1937 г. источник был каптирован деревянным срубом, самоизлив прекратился.

Буровая скважина в 100 м от источника на СВ вскрыла меловые отложения. В них под мерзлой зоной обнаружена минеральная вода, газифицирующаяся углекислотой. Вначале скважина фонтанировала, но затем самоизлив прекратился.

Дебит источника около 0,09 л/сек. Дебит скважины при понижении уровня на 10,2 м был равен 0,16 л/сек.

Вода на вкус кислая, слабо мутная, с зеленоватым оттенком.

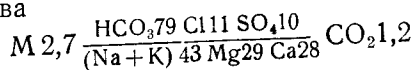
Температура воды в скважине 2°C. Состав воды минерального источника по данным 1937 г. приведен в табл. 4.

Таблица 4

Состав воды минерального источника Зун-Торейский Восточный

Компоненты	мг/л	Экв.	%	Примечание
Катионы NH_4^+	0,7	0,03	—	Проводимый анализ воды минерального источника несколько отличается от анализа минеральной воды из скважины. В последней больше свободной углекислоты и связанной углекислоты, но значительно меньше хлора.
Na^+	474,0	15,30	42,6	
K^+	128,7	10,57	29,2	
Mg^{++}	255,1	10,25	28,2	
Ca^{++}	нет	—	—	
Fe^{++}	0,5	—	—	
Fe^{+++}	—	36,15	100	
Сумма	255,1	6,37	10,5	
Анионы Cl^-	200,0	4,16	10,1	
SO_4^{--}	нет	—	—	
NO_3^-	2041,7	30,39	79,4	
HCO_3^-	нет	—	—	
CO_3^{--}	—	40,92	100	
Сумма	—	—	—	
Прочие	1231,3	—	—	
Свободная CO_2	3,2	—	—	
Окисляемость O_2	2656,0	—	—	
Сухой остаток	6,75	—	—	
pH	—	—	—	

Формула Курлова



Химический номер по Н. И. Толстихину 25.

Источник редкого для Забайкалья состава. Разведка позволит вскрыть воды типа солено-щелочных. Близкими по составу являются минеральные источники Зун-Торейские Южные.

Источник посетили и описали: Н. А. Маринов, 1937 г. и Д. Д. Савченко, 1937 г.

Южная группа Зун-Торейских минеральных источников. Минеральный источник находится на южном берегу озера Зун-Торей, в пойме озера. Минеральная вода заключена в озерных отло-

жениях четвертичного и мелового возраста. Выходы минеральной воды приурочены к основанию гидролакколитов и к провальным воронкам в их основании. Стекающая из гидролакколитов минеральная вода заполняет понижения рельефа и образует небольшие озера. Высота гидролакколитов около 2 м. Дебит источников, видимо, непостоянен. Он изменяется в пределах долей секундolitров и более. Источники холодные. По составу они могут быть названы хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми, иначе говоря, соляно-щелочными. В Забайкалье с этим типом вод мы встречаемся впервые (табл. 5).

Таблица 5

Анализ минеральных источников Зун-Торейских Южных

Компоненты	мг/л	Экв.	%	мг/л	Экв.	%
Катионы NH_4^+	2,0	0,11	0,1	1,0	0,05	—
Na ⁺	921,0	40,03	58,4	1378,0	59,91	75,2
Mg ⁺⁺	162,3	13,52	20,0	156,2	13,01	16,3
Ca ⁺⁺	294,1	14,73	21,5	136,5	6,82	8,5
Fe ⁺⁺	0,05	—	—	0,1	—	—
Fe ⁺⁺⁺	1,2	—	—	нет	—	—
Сумма		68,39	100		79,79	100
Анионы Cl ⁻	594,3	19,6	28,6	1005	28,31	35,6
SO ₄ ⁼⁼	643,4	13,4	20,0	767,0	16,0	20,0
NO ₃ ⁻	нет	—	—	1,3	0,2	—
NO ₂ ⁻	0,01	—	—	0,03	—	—
HCO ₃	2149,8	35,24	51,4	2153	51,4	44,4
Сумма		68,24	100		79,63	100
Прочие SiO ₂	—	—	—	15,4	—	—
Сумма твердых составных частей	4868,8	—	—	5613,5	—	—
Свободная CO ₂	487,7	—	—	860	—	—
Окисляемость O ₂	5,2	—	—	11,5	—	—
Сухой остаток	4106	—	—	4848	—	—
Общая жесткость в градусах	78,7	—	—	55,1	—	—
pH	7,0	—	—	7,8	—	—

Формула Курлова (источник № 1) $\text{M } 4,9 \frac{\text{HCO}_3 51 \text{ Cl } 28 \text{ SO}_4 20}{\text{Na } 58 \text{ Ca } 1 \text{ Mg } 20} \text{CO}_2 0,5$

Формула Курлова (источник № 2) $\text{M } 5,6 \frac{\text{HCO}_3 44 \text{ Cl } 36 \text{ SO}_4 20}{\text{Na } 75 \text{ Mg } 16 \text{ Ca } 9} \text{CO}_2 0,9$

Химический номер воды по Н. И. Толстихину 46 и 58. Минерализация этих вод также выходит далеко за пределы обычной для Забайкальских источников. Отличительной чертой состава группы Зун-Торейских минеральных источников является его сложность, преобладание натрия над щелочными землями, довольно значительное содержание хлора. В общем по своему облику эти воды напоминают группу Ессентукских вод Северного Кавказа. Местным населением вода минерального источника используется для лечения желудочных и прочих заболеваний.

Источник посетили и описали: Н. А. Маринов, 1937 г. и Д. Д. Савченко, 1937 г.

2. Минеральные воды Барун-Торейской котловины

Соловьевский минеральный источник находится в 10 км на СВ от пос. Соловьевского. Ближайшие окрестности минераль-

ного источника сложены озерными отложениями Барун-Торейской котловины, под которыми залегает мел охарактеризованный фауной *Estheria Middendorffii* Jones.

Горизонт с минеральной водой находится на глубине 48 м от поверхности земли. Он приурочен к меловым отложениям. Источник каптирован скважиной. Вода напорная. Уровень ее в скважине установился на 14 м ниже поверхности земли.

Дебит источника 0,12—0,17 л/сек, в зависимости от понижения уровня при откачке. Холодный. По химическому составу вода минерального источника относится к хлоридно-бикарбонатно-натриевым углекислым. Состав воды Соловьевского минерального источника, по данным химика Андондонского А. Я., приводится в табл. 6.

Таблица 6

Анализ воды Соловьевского минерального источника

Компоненты	мг/л	Экв.	%	Примечание
Катионы NH_4^+	—	—	—	Na+K определены по разности
Na^+	1647,0	71,61	72,2	
K^+				
Ca^{++}				
Mg^{++}	—	27,39	27,6	
Fe^{++}	6,5	0,23	0,2	
Fe^{+++}	2,5	—	—	
С у м м а		99,23	100	
Анионы Cl'	956,3	26,97	27,2	
SO_4''	795,6	16,56	16,6	
NO_3'	нет	—	—	
NO_2'	нет	—	—	
HCO_3'	3397,5	55,70	56,2	
CO_3'	нет	—	—	
С у м м а		99,23	100	
Свободная CO_2	1542,0			
Сухой остаток	5668			
Жесткость общая	76,8			
Карбонатная	76,8			
pH	6,3			

$$\text{Формула Курлова } \text{M}5,7 \frac{\text{HCO}_3 56 \text{ Cl} 27 \text{ SO}_4 17}{\text{Na} 72 (\text{Ca} + \text{Mg}) 28} \text{CO}_2 1,5$$

Химический номер воды по Н. И. Толстихину 48.

Данный источник по составу близок к Зун-Торейским Южным.

Источник посетили и описали: Н. А. Маринов, 1937 г., Д. Д. Савченко, 1937 г.

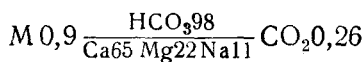
И малкинский минеральный источник находится на западном берегу озера Барун-Торей близ устья р. Иналки. Окрестности источника сложены озерно-аллювиальными отложениями, залегающими на палеозойских песчаных сланцах, условно относимых к девону и нижнему карбону (Д+С₁).

Минеральная вода залегает в четвертичных отложениях на глубине от 10 до 17,5 м. Горизонт минеральной воды обладает напором. Уровень минеральной воды в выработке на 0,5 м от поверхности земли. Минеральный источник каптирован скважиной, дебит которой 0,57—1,22 л/сек, в зависимости от величины понижения уровня при откачке. Источник холодный. Состав воды бикарбонатно-кальциевый углекислый (табл. 7).

Состав воды Ималкинского минерального источника

Компоненты	мг/л	Экв.	%	Примечание
Катионы NH_4^+	1,93	0,106	0,62	Определение свободной углекислоты произведено по истечении нескольких дней после отбора пробы
$\text{K}^+ + \text{Na}^+$	—	1,735	10,76	
Mg^{++}	46,31	3,88	22,32	
Ca^{++}	292,56	11,108	65,12	
Fe^{++}	4,3	0,154	0,90	
Fe^{+++}	0,9	0,048	0,28	
Сумма		17,019	100	
Анионы Cl^-	6,7	0,189	1,10	
SO_4^{--}	9,4	0,196	1,15	
NO_3^-	нет	—	—	
NO_2^-	нет	—	—	
NCO_3^-	1061,71	16,664	97,75	
Сумма		17,049	100	
Свободная CO_2	257,53			
Сухой остаток	902			
Общая жесткость	41,82			
Устранимая жесткость	34,94			
Постоянная жесткость	6,88			
Окисляемость O_2	2,78			
pH	6,7			

Формула Курлова



Химический состав довольно обычен.

Химический номер воды по Н. И. Толстихину 11.

Минеральный источник описан Н. А. Мариновым и Д. Д. Савченко в 1937 г.

Окрестности минеральных источников Торейской группы мало привлекательны — голая степь, выгорающая летом на многие сотни километров вокруг. Однако при разворачивании строительства в этом уголке Забайкалья в комплексе с другими потребителями воды и электроэнергии вполне реальной является переброска воды и электроэнергии с р. Онона, где имеются вполне подходящие участки для создания водохранилища и водно-энергетической базы. Безжизненны высыхающие озера Торейской котловины Зун-Торей и Барун-Торей, но они могут быть заполнены водой реки Онона. На окружающих их холмах с успехом можно разместить курорт и развести сады, в том числе фруктовые. Помимо минеральной воды, исключительно важной по своей ценности, мы будем располагать здесь целым комплексом целебных факторов — целебными грязями, минеральными озерами и т. п. Наполненные водой Торейские озера могут быть использованы для водного спорта и разведения рыбы, их берега, как пляж. Возможно создание кумысолечения. По своим климатическим условиям район Торейских озер занимает одно из самых южных мест в Забайкалье. Он является наиболее теплым. Но самое важное, что следует подчеркнуть, это весьма ценный и оригинальный состав минеральной воды. Подобных источников в Забайкалье до сих пор не было встречено, несмотря на то, что число известных по составу источников теперь превышает 200. Являясь единственными в своем роде, эти источники заслуживают более основательного изучения и использования. Как уже указывалось, они по своему облику близки к известной группе

Ессентукских минеральных вод Северного Кавказа. Несомненно, что разведочные работы вскроют здесь, в Торейских котловинах разнообразные минеральные воды и увеличат их ресурсы.

Минеральный источник Аршантуй (кислый ключ) находится в 12 км от села Баин-Цаган, Оловянинского района, в пади Аршантуй, притока реки Ималки.

Окрестности минерального источника сложены песчаниками, сланцами и перемежаемостью песчаников и сланцев среднего палеозоя ($D + C_1$). Стратиграфически выше следуют порфириды верхней юры. Разнообразные по составу и мощности четвертичные отложения прикрывают коренные породы. Последние собраны в складки ССВ простирания.

Предполагается, что выходы минеральной воды приурочены к линии тектонического разрыва, простирающейся с СЗ на ЮВ. Минеральная вода приурочена к прослойке песков, с примесью полевых шпатов подстилаемых серыми слюдистыми супесями. Минеральный источник каптирован бочкой.

Дебит его 0,24—0,028 л/сек (1937 г.)

Источник весьма холодный. Температура воды 3,5° при температуре воздуха 23,2°.

Вода прозрачная, бесцветная, с кислым железистым привкусом и болотистым запахом.

Тип воды гидрокарбонатный-натриевый (содовый) углекислый. Полевой анализ воды приводится в табл. 8.

Таблица 8

Анализ воды минерального источника Аршантуй, 1937 г.

Компоненты		мг/л	Экв.	‰
Катионы	Na ⁺ + K ⁺	1970,0	85,9	92,51
	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	136,0	6,8	7,03
	Fe ⁺⁺	12,0	0,43	0,46
	Сумма		93,13	100,0
Анионы	Cl ⁻	не обнаружен	—	—
	SO ₄ ⁼⁼	не обнаружен	—	—
	HCO ₃ ⁻	5682,0	93,13	100,0
	NO ₂ и NO ₃	не обнаружен	—	—
Сумма		7800,0	93,13	100,0
Свободная CO ₂		1144,0	—	—
Жесткость общая в градусах		19°		

Формула Курлова

$$M 7,8 \frac{HCO_3 100}{(Na + K) 100 (Ca + Mg) 7} CO_2 11$$

Химический номер воды по Н. И. Толстихину 10.

Из этого анализа можно сделать вывод о принадлежности воды к типу бикарбонатно-натриевых с довольно сильной минерализацией. Вода Аршантуя по составу близка к воде Доронинского озера (Центральное Забайкалье), а из Кавказских минеральных вод — к Боржому. Следует обязательно сделать химический анализ этой воды. Среди минеральных источников Забайкалья воды такого состава пока не встречено. По словам населения, наиболее высокая минерализация присуща воде минерального источника в засушливые годы. Источник замерзает. Цвет льда розовожелтый. Лечебные свойства минерального источника известны местному населению издавна. Ежегодно в июне—июле сюда съезжались больные туберкулезом, ревматизмом, желудочными заболеваниями. Специальному бальнеологическому изучению источник не подвергался. Вода его, если только дальнейшие исследования под

твердят ее ценность, может быть успешно использована в комплексе с минеральными источниками Торейской котловины.

Источник посетили и описали: Алексеев, 1890 г.; Дервиз, 1899 г.; Н. И. Полевой, 1923 г. и Н. А. Маринов, 1937 г.

Минеральный источник Оршанды¹. Местному населению источник известен под названием Оршанды, (падь Аршантуй) в 200 км на юг от г. Читы и в 30 км на восток от г. Акши.

Окрестности минерального источника сложены метаморфической толщей среднего палеозоя, представленной сланцами, песчаниками и перемежаемостью песчаников и сланцев. Толща собрана в складки близкие к меридиональному простиранию. Она пересекается разрывами типа сбросов. К одному из них приурочен выход минеральной воды. Непосредственно на поверхности земли минеральная вода появляется в основании левого склона пади из аллювиально-пролювиальных отложений. Намечаются три грифона. Они каптированы срубом.

Общий дебит источников 121000 л/сут (сентябрь 1938 г.) и 6900 л/сут (октябрь—1938 г.). Наблюдения за дебитом производились после периода засухи. Зимой дебит уменьшается в несколько раз, но все же минеральный источник не перестает функционировать. Насыщенность воды газами зимой сильно возрастает.

По температуре источник относится к холодным. После дождей дебит источника возрастает, одновременно падает минерализация. Данные по температуре минерального источника приводим в табл. 9.

Таблица 9

Температура воды минерального источника Оршанды

Дата	Температура °С	
	воды	воздуха
Сентябрь 1938 г.	3,2	10,0
20 октября 1938 г.	2,0	— 3,0
8 декабря 1938 г.	0,2	—22,0
21 декабря 1938 г.	0,4	—27,0
31 января 1939 г.	0,2	—17,0

Как видно из таблицы температура источника падает с наступлением зимы. Зимой минеральный источник образует наледи. Вода бесцветная, прозрачная, кислая на вкус. По составу воды источник относится к гидрокарбонатным магниево-кальциевым углекислым (табл. 10).

Таблица 10

Анализ воды минерального источника Оршанды

Компоненты	мг/л	Экв.	‰	Примечания
Катионы				
NH ₄ ⁺	1,3	0,07	0,20	1. Проба из грифона № 1 взята в сентябре 1938 г. 2. Содержание свободной углекислоты в других грифонах — 1400 и 1900 мг/л 3. В грифоне № 2 содержание Na + K возрастает до 82,6 мг/л или 14,2% эквивалентов
Na ⁺ + K ⁺	14,0	0,61	2,6	
Mg ⁺⁺	79,6	6,54	27,2	
Ca ⁺⁺	334,3	16,69	69,2	
Fe ⁺⁺	5,0	0,18	0,8	
Сумма		24,09	100	
Анионы				
Cl ⁻	3,5	0,10	0,4	
SO ₄ ⁼⁼	9,1	0,19	0,8	
HCO ₃ ⁻	725,0	23,80	98,8	
		24,09	100	
Сумма	1181,8			
Свободная СО ₂	1632			
Сухой остаток	1242			

¹ В 1938 и 1939 гг. источник посетил и описал Н. А. Маринов.

Формула Курлова

$$M 1,2 \frac{HCO_3^{99}}{Ca 69 Mg 27} CO_2 1,6$$

Химический номер воды по Н. И. Толстихину 1.

В головках источника, в ручье, и в соседнем болоте наблюдается выделение газов на площади до 100 м². Дебит отдельных струй газа доходит до 168 л/сут. Количество струй до 60. По составу свободновыделяющихся газов минеральный источник относится к углекислым (табл. 11).

Таблица 11

Состав газа минерального источника Оршанды, в объемных %

	H ₂ S	CO ₂	O ₂	N + редкие газы	Редкие газы		Примечание
					Ar, Kr, Xe	He + Ne	
Грифон, Железистый*	0,0	92,8	1,0	6,2	0,070	0,001	Проба взята в 1938 г. Анализ лаборатории ГГРУ

Вблизи минерального источника находится несколько домов отдыха для пионеров. Выстроены эти дома в 1930 г. [1].

Хапцагайтуйевский минеральный источник находится в средней части пади Хапцагайтуй на восток от минерального источника Оршанды и в 10 км на север от ближайшего селения, называемого Арой.

Окрестности минерального источника сложены свитой песчаников среднего палеозоя, перекрытых верхнеюрскими конгломератами и порфиритами. Выход минерального источника приурочен к одной из многочисленных провальных воронок, находящихся на контакте пород среднего палеозоя и верхней юры. Головка минерального источника представляет собой озеровидное скопление минеральной воды, сильно газифицирующей углекислотой. Площадь озера 5000 м², глубина до 1 м. Выработанного русла минеральный источник не имеет, вследствие чего минеральная вода переливается через края воронки и образует вокруг последней заболоченность со ржавыми налетами окиси железа.

Дебит источника мал; температура низка (табл. 12).

Таблица 12

Данные по дебиту и температуре Хапцагайтуйевского минерального источника

Дата	Дебит, л/сек	Температура, °C	
		воды	воздуха
Лето 1938 г.	0,05—0,1	1,4	11,0
2 декабря 1938 г.	стока нет	0,8	—12,0
30 января 1939 г.	стока нет	0,4	—17,0
10 февраля 1939 г.	стока нет	0,2	—13,0

Зимой источник функционирует и образует наледь площадью в несколько тысяч квадратных метров.

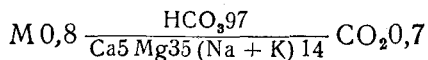
Вода бесцветная, прозрачная, кислая на вкус.

Состав воды гидрокарбонатный магниевый-кальциевый углекислый (табл. 13).

Анализ воды Хапцагайтеевского минерального источника

Компоненты		Проба 1			Проба 2			Примечание
		мг/л	экв.	‰	мг/л	экв.	‰	
Катионы	NH ₄ ⁺	нет	—	нет	нет	—	—	Na + K определены по разности
	Na ⁺ + K ⁺	100,5	1,66	14,09	76,1	1,22	10,22	
	Mg ⁺⁺	47,1	3,89	34,92	37,1	3,05	37,30	
	Ca ⁺⁺	127,2	6,23	50,99	140,8	6,90	61,88	
	Fe ⁺⁺	0,05	—	—	нет	—	—	
	Fe ⁺⁺⁺	0,05	—	—	0,3	—	—	
Сумма			11,78	100,0		11,17	100,0	
Анионы	Cl ⁻	3,9	0,11	0,78	3,6	0,11	0,82	
	SO ₄ ⁼⁼	9,5	0,23	1,63	8,2	0,20	1,71	
	NO ₂ + NO ₃	нет	—	—	нет	—	—	
	HCO ₃ ⁻	880,0	13,77	97,14	799,7	13,10	97,47	
	CO ₃ ⁼⁼	нет	—	—	нет	—	—	
Сумма			14,11	100,0		13,41	100,0	
Прочие SiO ₂		11,0			11,6			
Сухой остаток		788,0			648,0			
Окисляемость O ₂		0,8			1,3			
Свободная CO ₂		713			463,8			
Общая жесткость		28,7			28,2			
Устранимая жесткость		—			19,8			
Постоянная жесткость		—			8,4			
рН		6,0			—			

Формула Курлова



Химический номер воды по Н. И. Толстихину 2.

Минеральный источник используется жителями с. Арой в лечебных целях. Вода наиболее насыщена газами зимой и ранней весной.

Минеральный источник описал Н. А. Маринов в 1938 г.

Кутомарский (Сергеевский) минеральный источник находится в долине реки Верхняя Борзя в 7 км от пос. Кутомара, в 80 км от Нерчинского завода и в 1,5—2 км от пос. Сергеевка. У местного населения известен под именем последнего. Минеральный источник появляется на поверхности из аллювия реки Верхняя Борзя в 50—100 м от основания левого склона долины, сложенного гранитами. Возраст гранитов определяется как верхнеюрский. Минеральный источник каптирован деревянным срубом, сечением около 2,5 × 2,5 м. От возможного загрязнения сруб сверху покрыт досками и огорожен забором. Для слива воды в верхней стенке сруба сделано отверстие и прорыта неглубокая канава, по которой вода стекает в русло реки. Дно и стенки канавы покрыты окислами железа.

Выход минеральной воды наблюдается около южной, ближней к массиву коренных пород, стенки сруба. Можно предполагать, что формирование минеральной воды происходит в гранитах. Затем через толщу аллювия она поступает на дневную поверхность.

Дебит источника 4040 л/сут (22 августа 1939 г.).

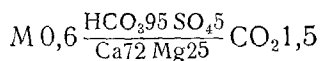
Температура воды 0,8° при температуре воздуха 21,7°С.

Вода прозрачная, бесцветная, кислая на вкус, со слабым болотным запахом. Анализ воды выполнен Л. А. Петропавловской и приводится в табл. 14.

Анализ воды Кутомарского минерального источника по А. Н. Маринову, 1939 г.

Компоненты		мг/л	Экв.	%
Катионы	NH ₄ ⁺	нет	—	—
	Na ⁺ + K ⁺	7,1	0,31	2,6
	Mg ⁺⁺	37,1	3,05	25,2
	Ca ⁺⁺	174,3	8,70	72,2
	Fe ⁺⁺	0,15	—	—
	Fe ⁺⁺⁺	нет	—	—
Сумма			12,06	100
Анионы	Cl ⁻	нет	—	—
	SO ₄ ⁼⁼	28,8	0,6	5,0
	NO ₂ ⁻	нет	—	—
	NO ₃ ⁻	нет	—	—
	HCO ₃ ⁻	699,2	11,46	95,0
Сумма			12,06	100,0
Сухой остаток		614		
Свободная СО ₂		1509		
Общая жесткость		32,5		
Устранимая жесткость		28,3		
Постоянная жесткость		4,6		
рН		5,8		

Формула Курлова



Химический номер воды по Н. И. Толстихину 1.

Вода относится по составу к гидрокарбонатным щелочно-земельным углекислым. Состав воды подвержен довольно сильным изменениям, находящимся в зависимости от метеорологических факторов.

В головке источника наблюдается периодическое выделение газов. Суммарный дебит газовых струй должен быть значительным.

Местное население использует минеральный источник для лечебных целей, главным образом при лечении желудочных заболеваний. По словам населения, зимой он образует большую наледь.

Источник посетил и описал впервые И. Георги в 1775 г. Более поздние исследования и описания минерального источника дали: И. А. Багашев, 1905 г.; К. Г. Войновский — Кригер, 1927 г.; Е. А. Пресняков 1928 г.; А. А. Скрябин, 1930 г.; А. Л. Лисовский, 1931 г.; Н. И. Толстихин, 1930—1934 гг.; Н. А. Маринов, 1939 г.

Донинский минеральный источник находится на ЮЗ от Нерчинского завода и в 5 км на север от с. Доно в пади одноименного названия.

Минеральный источник находится в пределах развития большого горного массива, возраст которого определяется как мезозойский. Выход минерального источника наблюдается в основании делювиально-шлейфа, пологосливающегося с дном пади. Минеральная вода из головки источника слабым ручейком стекает вниз по склону пади и в 15 км места выхода теряется в болоте. Минеральный источник не каптирован.

Дебит его около 864 л/сут (определен объемным способом 9 августа 1939 г.). По словам местных жителей, от дождей источник не увеличивается.

Холодный. Температура воды 5,5° при температуре воздуха 25°.

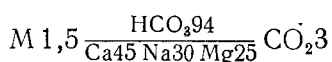
Минеральная вода прозрачная, бесцветная, без запаха, кислая на вкус.

Анализ воды по данным химика А. Я. Андондонского приводится в табл. 15.

Анализ воды Донинского минерального источника, 1939 г.

Компоненты		мг/л	Экв.	%	Примечание
Катионы	NH ₄ ⁺	нет	—	—	Na + K определены по разности
	Na ⁺ + K ⁺	130,3	5,66	30,04	
	Mg ⁺⁺	56,1	4,61	24,48	
	Ca ⁺⁺	171,5	8,57	45,48	
	Fe ⁺⁺	0,15	—	—	
	Fe ⁺⁺⁺	нет	—	—	
Сумма			18,84	100	
Анионы	Cl [']	8,7	0,25	1,32	
	SO ₄ ^{''}	45,3	0,94	3,0	
	NO ₂ [']	нет	—	—	
	NO ₃ ^{2'}	1,3	0,02	0,10	
	HCO ₃ [']	1075,8	17,63	93,58	
Сумма твердых составных частей		1490,15	18,84	100	
Общая жесткость		37,0			
Постоянная жесткость		10,1			
Устранимая жесткость		26,9			
Свободная СО ₂		1313,0			
Окисляемость О ₂		1,3			
рН		4,8			

Формула Курлова



По химическому составу вода Донинского минерального источника относится к гидрокарбонатным щелочно-земельным натриевым углекислым. Химический номер воды по Н. И. Толстихину 4.

Местным населением минеральный источник используется для лечения. Источник посетили и описали: И. А. Богашев, 1905 г.; Е. А. Пресняков, 1931 г.; Н. А. Маринов, 1939 г. По данным последнего автора в основном и составлено описание источника.

Группа Улан-Булакских минеральных источников. К группе Улан-Булакских минеральных источников относятся: Улан-Булакский 2-й (Урулюнгуевский), Улан-Булакский 3-й и Улацан или Улан-Булакский 4-й. Минеральный источник Улан-Булак 1-й или Агинский находится в другом районе Восточного Забайкалья.

Минеральный источник Улан-Булакский 2-й — Урулюнгуевский (синонимы: Верхне-Борзинский, Уланский, Урулюнгуевский, Цурухайтуевский) находится в пади Улан-Булак по дороге из Новоцурухайтуя в районное с. Бырку, в 15 км от с. Новоцурухайтуя и в 31 км от с. Бырка.

Окрестности источника сложены метаморфическими породами, относимыми к допалеозойским и нижнепалеозойским. Среди них выделяются свиты гнейсов, сланцев, известняков и сланцево-кварцитовая. Данный минеральный источник, как вся группа в целом, находится в поле развития сланцевой свиты, прорванной интрузией молодых гранитов и основных гипабиссальных пород (габбро).

Сланцевая свита представлена существенно метаморфическими сланцами с прослоями известняков и песчаников. В верхах свиты встречаются эффузивные порфириновые породы.

В районе выхода минеральной воды сланцевая свита смята в синклинальную складку широтного простирания. Предполагаемая линия разрыва сечет ее в северо-восточном направлении.

Каптажа нет. Основная головка источника находится в вершине пади Улан, где минеральная вода вместе с редкими пузырьками газа выходит из аллювио-пролювиальных образований. Вторая головка минерального источника находится метрах в 200 ниже первой в правом распадке пади. Выделение газовых пузырей здесь более интенсивное, но дебит грифона меньше. Еще одна головка встречена ниже завода красок на левом берегу. Рассеянные выходы минеральной воды приурочены также к стрелке между правым и левым отпадками.

Дебит источника (по данным Е. Е. Осиповой на 1930 г.) 1,5 л/сек. Суммарный дебит источника 95040 л/сут (18 июня 1939 г.). Источник весьма холодный. Температура воды 1—1,2° (1930 г.).

Вода бесцветная, прозрачная, без запаха, сильно вяжущая на вкус, кислая. Состав воды, по определению химика А. Я. Андондонского, приводится в табл. 16.

Таблица 16

Анализ воды Улан-Булакского 1-го минерального источника

Компоненты		мг/л	Экв.	‰	Примечания
Катионы	NH ₄ ⁺	нет	—	—	Na+K определены по разности Проба взята из источника 18 июня 1939 г. Анализ воды сделан 20 июня 1939 г. А. Я. Адондонским
	Na ⁺ + K ⁺	305,2	13,28	23,74	
	Mg ⁺⁺	142,0	11,68	20,88	
	Ca ⁺⁺	349,7	17,45	31,2	
	Fe ⁺⁺	377,5	13,52	24,18	
	Fe ⁺⁺⁺	22,5	—	—	
Сумма			55,93	100	
Анионы	Cl [']	нет	—	—	
	SO ₄ ["]	2686	55,92	99,98	
	NO ₃ [']	нет	—	—	
	NO ₃ ^{3'}	0,9	0,01	0,02	
	HCO ₃ [']	нет	—	—	
Сумма			55,93	100	
Сумма		3883,8	—	—	
Сухой остаток		4246			
Общая жесткость		80			
Устранимая жесткость		нет			
Окисляемость O ₂		6,3			
pH		2,9	—	—	

Формула Курлова

$$M 4,2 \frac{SO_4 100}{Ca 31 Fe 24 Mg 21}$$

По химическому составу вода относится к сульфатным щелочно-змельным-железистым. Химический номер воды по Н. И. Толстихину 9. Минеральный источник известен давно местному населению. Он используется для лечения от ревматизма и малокровия. Количество больных иногда доходит до 1500 человек в сезон. Лечение производится путем приема «ванн». Ванна — углубление в земле (глинистые охры), закрываемое самотеком через отвод минеральной водой, нагреваемой обычно солнцем. Охры используются в качестве красящего сырья.

Отложения минерального источника Улан-Булак (Красный ручей) Урулюнгуйский прослежены на 3 км вниз от источника по пади Ул Булак. Наибольшая мощность охр 2,7 м. Охра яркожелтого и красното-коричневого цветов, содержит много обломков сланцев и других горных пород. Она обладает высокой кроющей способностью при небольшой маслосемкости, но вследствие большого содержания серного ангидрида не может применяться для окраски металлов.

Запасы красочного сырья ориентировочно определены в 38000 м³. Месторождение охр разрабатывается [7].

Химический состав пигмента по К. И. Толстихиной

	Красная глина, %	Охра, %
Нерастворимый остаток	61,89	27,14
Fe ₂ O ₃	27,25	51,95
Al ₂ O ₃	1,23	0,68
SO ₃	3,35	9,75
CaO	0,15	0,1
H ₂ O	1,32	1,83
Прочие	9,14	18,7

Впервые минеральный источник посетили и описали: академик С. Г. Гмелин в 1751 г. и И. Георги в 1775 г. В более поздних работах характеристика минерального источника и его отложений приводится: у И. А. Багашева, 1905 г.; Е. А. Преснякова, 1928 г.; Е. Е. Осиповой, 1930 г., Н. И. Толстихина, 1934—1948 гг.; Н. А. Маринова, 1939 г.; Ю. А. Розанова и К. И. Толстихиной, 1947 г.

Уланский минеральный источник (Улан-Булак 3-й) находится в 8—10 км на юг от минерального источника Улан-Булакского 2-го, в устье пади Улан. Выход источника приурочен по Н. А. Маринову к трещине гидролакколита, находящегося в центре пади. Размеры гидролакколита — диаметр по основанию 40 м, высота 1—2 м.

Дебит минерального источника 864 л/сут (13 июня 1939 г.). Вода прозрачная, желтоватого цвета, железистого привкуса. Источник весьма холодный. Температура воды 0,4°С при температуре воздуха 27° (13 июня 1939 г. Н. А. Маринов).

Улацан (Улан-Булакский 4-й) минеральный источник находится в вершине пади Улацан, в 7,5 км на юго-восток от пос. Талман-Борзя. Этот источник близок по характеру Улан-Булакскому 2-му, но слабее минерализован.

Минеральная вода выходит из немоощных аллювиально-пролювиальных отложений.

Дебит источника 17280 л/сут (24 ноября 1939 г.),
34560 л/сут (2-го августа 1939 г.)

В декабре 1939 г. минеральный источник замерз (табл. 17).

Таблица 17

Температура воды минерального источника Улацан

Температура воды, °С	Температура воздуха, °С	Дата наблюдений
0,4	27	11 июня 1939 г.
0,1	—10	24 ноября 1939 г.

Источник относится к весьма холодным. Вода бесцветная, прозрачная, вязущая на вкус. Состав воды минерального источника по данным химика А. Я. Адондонского приводится в табл. 18.

По химическому составу вода относится к сульфатным щелочно-земельным.

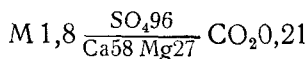
Химический номер воды по Н. И. Толстихину 91 и 92.

Для лечебных целей вода не используется ввиду близости минеральных источников Улан-Булакского 2-го — Урулюнгуевского.

Состав воды минерального источника Улацан (Улан-Булакский 4-й)

Время взятия пробы		11 июля 1939 г.			24 ноября 1939 г.		
Компоненты		мг/л	экв.	‰	мг/л	экв.	‰
Катионы	NH ₄ ⁺	нет	—	—	—	—	—
	Na ⁺ + K ⁺	22,7	0,98	4,10	69,9	3,04	13,8
	Mg ⁺⁺	88,8	7,3	30,50	72,9	6,0	27,2
	Ca ⁺⁺	294,0	14,67	21,28	256,3	12,79	57,6
	Fe ⁺⁺	27,55	0,99	4,12	8,3	0,3	1,4
	Fe ⁺⁺⁺	0,45	—	—	—	—	—
Сумма			23,94	100,0		22,13	100,0
Анионы	Cl [']	нет	—	—	1,7	0,05	0,2
	SO ₄ ^{''}	1101,7	22,94	95,82	979,5	20,4	92,2
	NO ₂ [']	нет	—	—	—	—	—
	NO ₃ [']	нет	—	—	—	—	—
	HCO ₃ [']	61,1	1,0	4,18	102,5	1,68	7,6
	CO ₃	нет	—	—	нет	—	—
Сумма			23,94	100,0		22,13	100,0
Сумма		1565,8			1501,1		
Сухой остаток		1822,0			1612		
Свободная CO ₂		211,3			172,1		
Общая жесткость		61,6			52,7		
Постоянная жесткость		58,7			48,0		
pH		5,8			5,8		

Формула Курлова



Общим в режиме минеральных источников Улан-Булакской группы является их тесная связь с колебаниями атмосферных осадков и температуры воздуха.

Дебит минеральных источников уменьшается в периоды засухи и зимой, увеличивается в период дождей. Зимой все источники замерзают. Кислый состав воды, обилие железа, присутствие других металлов позволяет высказать предположение о наличии здесь крупного сульфидного оруденения или крупной пиритизированной зоны, что надлежит выяснить разведкой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Минеральные источники Юго-Восточного Забайкалья приурочены к Ононскому, Аргунскому и Борзинскому округам, Даурской гидроминеральной области. Первые два из них характеризуются стоком подземных вод, сбрасываемых в конечном счете через систему реки Амур, в Тихий океан. Минеральные воды этих округов достаточно однородны по своему составу и в основном характеризуются преобладанием бикарбонатов кальция и магния. Типичными примерами таких вод являются углекислые источники, описываемой территории, на востоке — Кутомарский, на западе — Оршанды.

Особое положение в Аргунском округе занимают источники Улан-Булак и Улацан, относящиеся к сульфатным железным, кальциевым.

Так как большая часть Ононского и Аргунского гидроминеральных округов выходит за рамки рассматриваемого района, то приводить их описание в настоящем заключении нецелесообразно. Борзинский же гидроминеральный округ целиком входит в пределы рассматриваемого района, и на его краткой характеристике следует остановиться.

Борзинский гидроминеральный округ охватывает территорию бассейнов рек Турги, Онон-Борзи и систему бессточных котловин приграничного района Юго-Восточного Забайкалья. Он располагается между Ононским гидроминеральным округом на западе и севере, Аргунским — на востоке. На юге округа проходит государственная граница СССР с Монгольской и Китайской Народными Республиками.

Рельеф округа представляет как бы часть огромной чаши с приподнятыми краями на западе, севере и востоке — свыше 1000 м и понижением на юг к государственной границе. Края этой чаши разорваны на северо-западе долиной реки Онона, на северо-востоке сквозными долинами рек Онон-Борзя — Газимур и Урулюнгуй — Средняя Борзя. На территории округа находится часть пограничного хребта Адун-Чолона, хребет Кукульбей, западные окончания хребтов Газимурского, Нерченского, Кличкинского и Аргунского.

Округ разделяется на четыре гидроминеральных района: Тургинский — бассейн реки Турги, Онон-Борзинский — бассейн реки Онон-Борзя Урулюнгуйский — бассейн верхнего течения реки Урулюнга, Торейский — бассейн Торейских озер. Эти четыре района объединены нами в округ потому, что в недавнем прошлом [5] они составляли единую систему стока поверхностных и подземных вод на юг — в Монголию, к озеру Далай — Нор; лишь недавно эта речная система была расчленена. Северная ее часть присоединилась к реке Онону, восточная — к реке Аргуни и лишь южная часть сохранила свое южное направление стока.

В геологическом отношении округ характеризуется широким развитием сланцев, песчаников, конгломератов юрского возраста на востоке, палеозойских метаморфических сланцев девонского и каменноугольного возраста на западе, пермских отложений в центральных частях округа и меловых отложений во внутренних частях тектонических котловин.

Борзинский округ наиболее сухой и теплый по сравнению с остальной частью территории Даурской гидроминеральной области. Здесь преобладают степи; леса встречаются на северной окраине округа преимущественно на северных склонах гор. В округе возможно разведение фруктовых деревьев.

В гидрологическом и гидрогеологическом отношении для Борзинского гидроминерального округа типичен ослабленный поверхностный и подземный сток. Округ разделяется на две части: северную — со стоком за пределы бассейна и южную бессточную. Эта последняя представляет систему бессточных котловин, на дне которых нередко находятся минеральные озера (Борзинское и другие). Некоторые из них обладают хорошей лечебной грязью, таково например, озеро Холбон в 8 км от г. Борзя.

Каждая котловина округа может рассматриваться как вполне законченный миниатюрный бассейн стока, для которого сток равен испарению. Отсюда следует накопление солей внутри котловин. Все это отражается на общем облик минеральных вод Борзинского округа. Округ не богат обычными для Даурии углекислыми водами типа Дарасунских, Ямаровских, Шивандинских. Можно сказать, что такие воды в пределах округа имеют ограниченное развитие. Но несомненно они еще будут открыты в северных его частях. Зато округ характеризуется наличием таких минеральных источников, преимущественно натриевых, которые не известны в других частях Забайкалья. Распределение минеральных вод по отдельным районам округа следующее.

В Тургинском районе два источника: Малый Соктуй и Тургинский; Онон—Борзинском — Курунзулаевский и Клинский; Урулюнгуевском — Кондуевский; Торейском число известных минеральных источников наиболее велико — Аршантуй 3 (Цасучеевский), Ималкинский, Соловьевский, Зун-Торейский Южный, Зун-Торейский Восточный, Цаган-Чолотуй.

Минеральный источник Малый Соктуй, находящийся в 3 км на юг от с. Усть-Анття, приурочен к контакту осадочного комплекса пород палеозойского и мезозойского возрастов с гранитной интрузией. Вода его пресная, но высоко радиоактивная. По старым замерам (1936 г.) радиоактивность источника—436,8 эман. Железистый Тургинский источник известен по старым дореволюционным данным; более поздними работами ничего нового по этому источнику не получено, а его существование поставлено под сомнение. В таком же состоянии находится изученность Курунзулаевского и Кондуюевского источников. Более хорошо известен по работам С. А. Призанта, Ц. Я. Мирской и Н. А. Маринова — Клинский минеральный источник. Он приурочен к разрыву СВ простирания в юрских осадочных породах, смятых в складки СВ простирания. Юрские отложения прорваны кварцевыми диоритами, диоритами и диоритовыми порфиридами. По составу газов источник относится к азотно-углекислым, а по составу воды к сульфатно-бикарбонатным магниево-кальциевым, железистым, с повышенным содержанием натрия. Отложения минерального источника — охры, используются населением в качестве природной окраски, вода для лечения.

Состав воды Клинского источника, как это видно из приведенной ниже формулы (по Курлову), интересен повышенным содержанием железа и иона $\text{SO}_4^{''}$:

$$\text{M } 0,8 \frac{\text{HCO}_3 69 - 76 \text{ SO}_4 22 - 28}{\text{Ca} 51 - 68 \text{ Mg} 30 \text{ Na} 2 - 19} \text{ CO}_2 0,7 \text{ FeO } 0,015$$

По своему составу Клинский источник приближается к Курюмканскому и Колтомойконскому, а отчасти и к Читинскому Дарасуну. Наиболее интересны источники Торейского гидроминерального района — Аршантуй (Цасучеевский) в 12 км на юго-запад от оз. Байн-Цаган, занимает крайнюю западную позицию в этой группе минеральных источников. По данным Н. А. Маринова (1937 г.) в окрестностях источника развиты палеозойские песчаники и сланцы, смятые в складки ССВ простирания. Этот углекислый источник резко отличается от всех других, ранее описанных, исключительным преобладанием бикарбоната натрия. Его формула по Курлову следующая:

$$\text{M } 7,8 \frac{\text{HCO}_3 100}{(\text{Na} + \text{K}) 93 (\text{Ca} + \text{Mg}) 7} \text{ CO}_2 1,1 \text{ FeO } 0,012 - 0,015$$

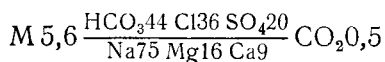
Как видно из формулы, вода источника типично содовая железистая. Если повторный анализ подтвердит правильность имеющегося анализа по Н. А. Маринову (1937 г.), то можно будет более уверенно говорить об открытии в Даурии минеральных вод типа Боржоми.

Иной состав характерен для Ималкинского источника. Это — бикарбонатная магниево-кальциевая вода с повышенным содержанием натрия. Насыщенность углекислым газом и минерализация воды невелика. Совершенно оригинален по составу Соловьевский источник. Он находится на южной окраине Барун-Торейского артезианского бассейна, сложенного в основном нижнемеловыми отложениями. Здесь, на глубине 48 м от поверхности был вскрыт буровой скважиной артезианский горизонт углекислой минеральной воды — хлористо-бикарбонатной натриевой. По данным полевого анализа состав воды по формуле Курлова следующий:

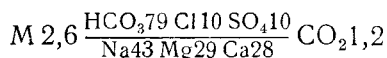
$$\text{M } 5,7 \frac{\text{HCO}_3 56 \text{ Cl } 27 \text{ SO}_4 17}{(\text{Na} + \text{K}) 72 (\text{Ca} + \text{Mg}) 28} \text{ CO}_2 1,5$$

Как видно из формулы, вода принадлежит к соляно-щелочным с повышенным содержанием сульфатов. В следующем на восток — Зун-Торейском артезианском бассейне на южной его окраине из меловых отло-

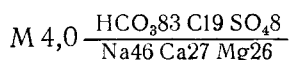
жений выходит минеральная вода, близкая по составу предыдущей. Формула Курлова Зун-Торейского Южного источника:



Эта вода приближается к соляно-щелочным, отличается сложностью своего анионного состава, значительным преобладанием иона хлора над сульфатным, весьма резким преобладанием натрия над остальными анионами и катионами. В составе воды должно быть также отмечено преобладание магния над кальцием. С водой подобного состава мы встречаемся в Даурии впервые. Не менее своеобразен состав артезианской воды на восточной окраине озера Зун-Торей. Здесь в меловых отложениях вскрыт артезианская вода следующего состава (по формуле Курлова):



От Зун-Торейского Южного источника, вода Зун-Торейского Восточного отличается сложностью катионного состава. Весьма близка по составу к предыдущей минеральная вода источника Цаган-Чолотуй. Его состав приводим по формуле Курлова:



Этот источник питается артезианскими водами Зун-Торейского бассейна.

Изложенные выше предварительные сведения по Торейским артезианским бассейнам свидетельствуют о возможности получения артезианских вод разнообразного состава, при чем таких, какие в других районах Даурии не могут иметь место по гидрогеологическим условиям.

Итак, основными гидрохимическими особенностями минеральных вод Торейского гидроминерального района являются: преобладание в их составе соды, повышенное содержание хлористого натрия и серно-кислого натрия. Причем хлор в большинстве случаев преобладает над сульфатным ионом, в отличие от минеральных вод других районов, где имеют место обратные соотношения между ионами хлора и сульфата.

Наконец, следует обратить внимание на преобладание в некоторых анализах воды магния над кальцием.

Все это позволяет особо выделить Торейские артезианские муьды с находящимися в них месторождениями содовых и соляно-щелочных, а также сульфатно-соляно-щелочных артезианских вод. Если учесть, что железная дорога на юго-запад от г. Борзя проходит в непосредственной близости от вскрытых месторождений углекислых артезианских вод, то данные месторождения приобретают несомненный практический интерес. Наряду с минеральной водой здесь можно использовать лечебные грязи и кумысолечение. По грязевым ресурсам минеральных озер Борзинский округ занимает первое место в Нерчинской Даурии.

Минеральные воды Торейских бассейнов могут быть использованы для постройки завода по разливу минеральных вод, лечения населения г. Борзи, Шерловогорского комбината и других рудников Восточного Забайкалья, а также трудящихся Монгольской Народной Республики и Китая. При создании искусственного орошения здесь возможно насаждение разнообразной растительности, в том числе и фруктовых деревьев.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багашев И. А., Минеральные источники Забайкалья, Приложение к Запискам Читинского Отделения Приамурского Отдела Русского Географического Общества, М, 1905.

2. Гедройц А. Э., Геологические исследования в Забайкальской области и по линии ж. д. между Сретенском и Покровской. Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской ж. д., СПб, 1897, вып. 6, стр. 35—137.

3. Гедройц А. Э., Геологические исследования в Нерчинском округе. Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской ж. д., СПб, 1898, № 10.

4. Полевой П. И., Полезные ископаемые Дальнего Востока, изд. Геологического Комитета Дальнего Востока, 1923.

5. Пресняков Е. А., Геологические исследования в Приаргунье. (Предварительный отчет о работах 1926—1927 гг.), Материалы по геологии Восточного Забайкалья, Труды ГГРУ, М—Л, 1931, вып. 37, стр. 129—160.

6. Пресняков Е. А. Роль диаклазов в оруденении Восточного Забайкалья, На геологическом фронте Восточной Сибири, изд. Восточно-Сибирского геологического треста, 1933, сб. 1.

7. Розанов Ю. А. и Толстихина К. И., Природные минеральные пигменты РСФСР, М., 1947, стр. 110—111.

8. Севергин В. М., Опыт минералогического землеописания Российского государства, изданный трудами статского советника, Академика и Кавалера Василия Севергина, Прибавление о минеральных водах, СПб, 1809, ч. 1, стр. 252—262.

9. Толстихин Н. И., Минеральные источники Забайкалья, Труды Первого Всесоюзного Гидрогеологического съезда, 1934, сб. 5, стр. 23—57.

10. Толстихин Н. И., Об основных чертах химического состава Сибирских лечебных вод. Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, 1935, вып. 6, стр. 91—116.

ЗАВИТИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Асс. А. С. Голиков

1. ВВЕДЕНИЕ

1. Местоположение месторождения

Завитинское месторождение расположено в северо-западных отрогах Борщевочного кряжа на правобережье реки Ингоды, в 15 км по прямой линии к юго-западу от места слияния ее с рекой Ононом. От месторождения до районного центра поселка Шилка — 55 км. Месторождение находится на левом склоне пади Слюдянка и по ее водоразделу с падью Каменка, являющихся истоками пади Правой—притока реки Ингоды.

Рельеф в районе месторождения характеризуется сглаженными формами. Широкие, пологие, слабо заметные водоразделы и обширные пологие водосборы рек и ключей представляют обычную картину в окрестностях Завитинского месторождения.

2. Краткая история исследования района месторождения

Среди многочисленных геологических исследований интересующей нас части Восточного Забайкалья наибольший интерес представляют работы Ю. М. Шейнмана [16], В. Куканова [9], И. С. Валицкой [2] и некоторых других геологов.

В результате многолетних работ сложились основные представления о достаточно сложном геологическом строении района. В работах С. С. Смирнова [14] и О. Д. Левицкого [11] сделаны обобщения продолжавшихся много лет исследований Восточного Забайкалья и намечены основные черты геологии, стратиграфии, тектоно-магматических циклов и положения оруденения в общей геологической структуре Забайкалья. Одним из главнейших результатов указанных работ является установление верхнемезозойского тектоно-магматического цикла, с которым связаны основные особенности геологического строения и металлогении Забайкалья.

Завитинское месторождение было открыто еще в 1817 г., но значительные геологоразведочные работы на нем развернулись лишь в 1928—1929 гг. Геологическая характеристика месторождения была впервые дана Б. Н. Артемьевым, подчеркнувшим существенное значение пневматогенной переработки пегматитов при образовании сподумена и при последующей грейзенизации пегматитов.

Оловоносные пегматиты, часто с лепидолитом и полихромным турмалином, но без сподумена, при последующих работах были установлены в многочисленных точках на территории Борщевочного кряжа [1].

Изучением Завитинского месторождения в последующие годы занимался ряд исследователей. Среди них отметим Г. С. Левина [10], прошедшего к выводу о том, что «... в процессе формирования Завитинского пегматитового поля принимали участие две пегматитовые инъекции...». И. Д. Михайлов в отчете по работам 1941—1942 гг.

основные черты геологического строения Забайкалья. Соответственно этому и «... главная часть рудных проявлений Восточного Забайкалья связана с мезозойским тектоно-магматическим циклом...», являясь «... южной частью громадной рудной провинции северо-востока Азии». [14].

В районе Завитинского месторождения развиты, главным образом, осадочно-метаморфические и в резко подчиненном количестве изверженные породы. Прилагаемая геологическая карта (рис. 1) составлена в 1944 г. геологами Борищевочного приискового Управления комбината Востсиболово.

1. Осадочно-метаморфические породы

Среди развитых в районе пород, в порядке их стратиграфической последовательности, выделяются толщи, [2], [9], [16], приведенные в табл. 1.

Т а б л и ц а 1

Осадочно-метаморфические комплексы	Возраст
Гнейсы и кристаллические сланцы	Предположительно докембрий или кембросилур
Ононская свита—различные метаморфические сланцы и известняки	Кембросилур (?)
Граувакковые песчаники, черные глинистые сланцы и конгломераты	Пермь
Черные и серые глинистые сланцы, серые граувакковые песчаники и конгломераты	Верхний триас
Карабачинские конгломераты	Юра (?)
Ингодинская свита зеленых сланцев эффузивного происхождения	Юра (?)
Чиронская свита конгломератов	Верхний мел (?) или третичные

Возраст наиболее древней толщи гнейсов и кристаллических сланцев, развитых в бассейне реки Чирон и восточнее в центральной части Борщевочного кряжа, точно не установлен. Не исключена возможность того, что они являются сильно метаморфизованными породами Ононской свиты.

Ононская свита, по представлению Ю. М. Шейнмана, относится к кембросилуру или возможно к докембрию. О. Д. Левицкий считает, что «... метаморфическая свита, повидимому принадлежит к низам девона, может быть частично к кембросилуру». [11]. Она развита в южной части описываемой площади.

Возраст пермских отложений установлен по фауне брахиопод и мшанок, найденной в песчаниках и сланцах около деревни Чирон к юго-западу от Завитинского месторождения.

Триасовые песчано-сланцевые отложения пользуются преимущественным развитием в районе Завитинского месторождения. Они развиты на большой площади и перекрыты: с востока надвинутой на них толщей гнейсов и кристаллических сланцев, с юга — палеозойскими толщами, останцы которых залегают на породах триаса. С севера на них лежат Карабачинские конгломераты. На основании находок фауны был установлен верхнетриасовый возраст описываемых отложений [9]. В 1944 г. в вершине пади Слюдянка вблизи месторождения нами также были найдены отпечатки раковин, определенные Л. Д. Кипарисовой как *Pseudomonotis scutiformis* var. *typica* K i p a r., типичные для карнийского яруса верхнего триаса. Многими исследователями отмечается значительный метаморфизм пород триаса в районе мезозойских интрузий, особенно среди полей развития мелких пегматоидных интрузий и пегматитов.

Карабачинские конгломераты, развитые к северу от месторождения, представлены сильно метаморфизованными породами с очень сильно расплющенной галькой. Среди конгломератов наблюдаются прослои сланцев и эффузивов. Большинство исследователей считает эти конгломераты мезозойскими, вероятнее всего — юрскими.

Ингодинская свита слабо слоистых интенсивно метаморфизованных темнозеленых роговиковых пород развита к северу от месторождения и, повидимому, согласно залегает на Карабачинских конгломератах. И. С. Валицкая [2] считает их эффузивами, испытавшими сильный гидротермальный метаморфизм и динамометаморфизм.

Третичные или верхнемеловые (?) рыхлые отложения отмечены Г. С. Кряжевым по пади Чирон.

2. Изверженные породы

В районе месторождения известен ряд небольших интрузивных тел, представленных биотитовыми, двуслюдистыми и пегматоидными гранитами. Довольно широко развиты дайки аплитов, аплит-пегматитов и пегматитов.

Биотитовые, нередко порфировидные, граниты известны вблизи месторождения в вершине реки Шиванды. Они образуют здесь небольшое интрузивное тело, краевые части которого сложены мелкозернистыми аплитовидными разностями.

Двуслюдяные и пегматоидные граниты имеют довольно широкое развитие к северу и к северо-востоку от месторождения. Они представлены небольшими штоками и дайками, с которыми тесно связаны дайки пегматитов. Полевые шпаты в гранитах представлены калиевым полевым шпатом и в подчиненном количестве альбит-олигоклазом (№ 10—15). Из слюд в двуслюдяных гранитах преобладает мусковит, образовавшийся, повидимому, по биотиту, реликты которого включены в мусковит. Среди двуслюдяных гранитов в виде жил, шлиров и участков довольно неправильной формы развиты пегматоидные образования, сложенные кристаллами кварца, калиевого полевого шпата, альбита, мусковита и турмалина. Пегматоидные граниты в виде даек или тел неправильной формы широко развиты в ближайших окрестностях месторождения. Они имеют атакситовое сложение и резко различную крупность зерен. Устанавливаются переходы пегматоидных гранитов в обычные пегматиты, сложенные в большинстве случаев кварцем, калиевым полевым шпатом (микроклин), мусковитом и турмалином. В тесной связи с пегматоидными гранитами находятся пегматитовые дайки Завитинского месторождения.

На основании геологической позиции описанных гранитных интрузий, рвущих породы триаса, несомненно, что они относятся к одной из фаз мезозойской интрузивной деятельности. Из выделяемых О. Д. Левицким [11] среди мезозойских гранитов трех типов, граниты, известные в районе Завитинского месторождения, относятся к третьему типу, к типу биотитовых пегматоидных гранитов. С этими гранитами, имеющими более абиссальный характер, в Забайкалье постоянно связаны обильные пегматитовые тела. О. Д. Левицкий считает, что описанные граниты имеют меловой возраст. Но вместе с тем более молодой, чем доникнемеловой возраст этой фазы интрузивной деятельности вызывает у ряда исследователей обоснованные возражения [14].

Связь Завитинского месторождения, а также и ряда других месторождений олова и лития (лепидолита), известных на территории Борщевочного кряжа, с интрузией биотитовых пегматоидных гранитов почти не вызывает сомнений. Представляется весьма вероятным, что как пегматитовые тела Завитинского месторождения, так и известные в его окрестностях выходы биотитовых и пегматоидных гранитов являются лишь жилой фацией или апикальными частями нескрытого эрозией, более крупного, неглубоко залегающего гранитного массива. Широкое развитие метаморфизма в осадочных свитах и, в первую очередь, в триасовых породах в районе Завитинского месторождения связано с этой же интрузией.

3. Тектоника

Преобладающее значение в формировании основных геологических структур, описываемого района и всего Восточного Забайкалья, имела верхнемезозойская складчатость, которая в значительной степени стерла и преобразовала возникшие, в результате более ранних фаз складкообразования, черты строения этой части Забайкалья, определив основные особенности его структуры, наблюдаемые в настоящее время. Наибольшую интенсивность складкообразовательные процессы и интрузивная деятельность имели место в киммерийскую (между средней и верхней юрой) и верхнекиммерийскую (преднижнемеловую) фазы тектогенеза.

Господствующее простираание верхнемезозойских складчатых структур в пределах нашего района восточно-северо-восточное. Наблюдается асимметричность складок и опрокидывание их на северо-запад.

Геологическое строение района осложняется развитием надвигов по пологим поверхностям в направлении с юго-востока на северо-запад. Надвиги имеют особое развитие среди метаморфических и палеозойских толщ, блоки которых перекрывают более молодые комплексы. Останцы «надвинутых» на триас метаморфических свит известны к югу от Завитинского месторождения.

Образование надвигов И. С. Валицкая связывает с австрийской фазой, хотя более вероятной является их связь с мощным проявлением складкообразовательных процессов в киммерийскую и верхнекиммерийскую фазы складчатости.

Вероятно, более молодыми являются разрывные деформации, отмечаемые В. Кукановым и И. С. Валицкой [9], [2], с простираанием систем трещин и зон дробления по азимутам $300-320^\circ$ и $40-80^\circ$, имеющих падение в разные стороны под большими углами. С первым направлением совпадает простираание пегматитовых тел Завитинского месторождения; со вторым — отмеченные на месторождении смещения пегматитовых тел.

Таким образом, отчетливо выявляется связь Завитинского месторождения с верхнемезозойским тектоно-магматическим циклом, а именно с последними его стадиями, когда основные складкообразовательные процессы и магмообразование уже завершались и преобладающую роль имели разрывные деформации — образование и развитие трещин различного направления — продолжавшиеся и после формирования рудных тел месторождения.

Намечается приуроченность Завитинского рудного поля к антиклинальной структуре триасового комплекса пород в пределах кровли интрузии, связанной с этой структурой. Вся структура была перекрыта надвинутыми комплексами более древних пород, возможно явившихся «экраном» для поднимавшихся рудных растворов, что и создало своеобразие и богатство оруденения Завитинских пегматитов.

III. ОПИСАНИЕ ЗАВИТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1. Геологическое строение участка месторождения (рис. 2)

Участок месторождения сложен песчано-сланцевыми породами триасовой толщи, испытавшими довольно значительный метаморфизм и перекристаллизацию в связи со складчатостью, залеганием их в кровле неглубоко расположенной интрузии и обильным развитием среди пород триаса пегматитовых даек. Породы триаса представлены преимущественно: черными углистыми, углисто-слюдистыми и серыми разных тонов кварцево-слюдистыми сланцами с подчиненным развитием линз и пропластков кварцево-биотитовых сланцев и различных по крупности зерен роговиков, серых биотитовых гнейсов, темно- и зеленовато-серых амфиболо-биотитовых роговиков и гнейсов и метаморфизованных конгломератов. Кварцево-биотитовые роговики и гнейсы возникли, очевидно, за

счет песчаниковых, а амфиболо-биотитовые — мергелистых пропластков. Мощность отдельных пропластков от нескольких сантиметров до 5—20 м. Чередование пропластков перечисленных пород довольно частое. По простираанию отдельные горизонты также нередко выклиниваются и сменяют друг друга. Выделение их на геологической карте представляет значительные трудности, так как отдельные разновидности сланцев и подчиненных им пород, несмотря на разнообразие состава, связаны между собой довольно тесными переходами.

Углистые слюдистые сланцы обычно черного цвета часто образуют очень тонкое переслаивание с более светлыми серыми кварцево-биотитовыми углистыми сланцами. Их состав изменяется от углистых слюдистых и кварцево-биотитовых до кварцево-мусковитовых и двуслюдистых сланцев. Они имеют слоистую текстуру и лепидобластовую, blastosammittovую и реже порфиробластовую структуры.

Углистые слюдистые сланцы состоят из углистого вещества, серицита и иногда хлорита; кварц, биотит и мелкие зерна граната в них приурочены к очень тонким прослоям.

В переходных разностях сланцев увеличивается количество кварца, становится меньше углистого вещества, появляются редкие порфиробласты полевого шпата и иногда мусковита.

Темносерые или серые кварцево-биотитовые углистые сланцы состоят из кварца, биотита, серицита, хлорита, мелких зерен полевых шпатов и нередких зерен турмалина; углистого вещества в них меньше, чем в ранее описанных сланцах. Наблюдаются порфиробласты калиевого полевого шпата с пойкилитовыми включениями других минералов. С приближением к пегматитовым дайкам в сланцах увеличивается количество турмалина и появляются мелкие рудные зерна и зерна апатита.

Темно- или светлосерые кварцево-мусковитовые и двуслюдистые сланцы более светлые и крупнозернистые, чем другие сланцы. Они состоят, главным образом, из кварца, мусковита или серицита; обычны биотит, полевой шпат, немного углистого вещества. Наблюдаются мелкие зерна турмалина, апатита, сфена, циркона и рудных минералов. Биотита в породе меньше, чем мусковита.

Мелкозернистые кварцево-биотитовые роговики темно- или светлосерого цвета имеют гранобластовую или микропорфиробластовую, реже роговиковую структуры. В зависимости от той или иной степени перекристаллизованности состав их несколько меняется. Они состоят из кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, биотита, реже мусковита, постоянно присутствуют чешуйки серицита, мелкие зерна апатита, циркона, рудных минералов и иногда тонкорассеянное углистое вещество. В некоторых разностях наблюдаются порфиробласты кварца, пятнисто-альбитизированного калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. Порфиробласты обычно содержат пойкилитовые вроски других минералов и имеют неправильные очертания. В роговиках с микропорфиробластовой структурой значительно увеличивается количество биотита и апатита, появляются агрегаты более крупнозернистого кварца и довольно крупные зерна турмалина.

Ряд переходных разностей связывает роговики с биотитовыми парagneйсами серого или светлосерого цвета, массивной или сланцеватой текстуры и среднезернистого строения. Гнейсы имеют порфиробластовую или гетеробластовую структуры с участками роговиковой структуры в основной более мелкозернистой массе породы.

Наблюдаются как разности с редкими порфиробластами, так и гнейсы, почти целиком состоящие из довольно крупных порфиробласт полевого шпата. Последний обычно пятнисто-альбитизирован, имеет очень неправильные ограничения и часто переполнен вросками других минералов. Основные компоненты породы: кварц, калиевый полевой шпат, альбит-

олигоклаз, биотит, часто в виде скоплений; значительно меньше серицита и мусковита с реликтами замещенного им биотита; присутствуют мелкие зерна апатита, циркона, сфена, иногда турмалина и граната.

Амфиболо-биотитовые роговики и гнейсы представлены массивными реже сланцеватыми породами преимущественно зеленовато-серой окраски и залегают, повидимому, согласно с породами триасовой толщи. Образую переходные разности к кварцево-биотитовым роговикам и гнейсам, амфиболо-биотитовые разности отличаются преобладанием альбит-олигоклаза и альбита среди полевых шпатов, наличием в их составе амфиболов (роговая обманка, актинолит) и значительного количества зерен акцессорных сфена и апатита. Соотношение амфиболов и биотита в породе изменяется в широких пределах с преобладанием то одного, то другого. Общее их количество составляет от 5—6 до 25—30% и даже до 50% состава всей породы. Среди порфириобласт преобладают полевые шпаты, но встречаются также амфибол и биотит.

Выделявшиеся раньше на месторождении в виде даек, амфиболиты представляют, повидимому, согласно залегающие с породами триасовой толщи, массивные или сланцеватые разности биотито-амфиболовых сланцев и гнейсов.

Конгломераты состоят из гальки серого песчаника, черного углистого и глинистого сланца и мелкозернистого цемента, состоящего из зерен кварца, биотита, серицита и глинистых частиц. Размер галек от микроскопического до 5—10 см в диаметре. Они имеют округлую форму. Порода несколько метаморфизована.

Роговики и гнейсы развиты, главным образом, в западной и восточной частях рудного поля, тогда как центральная его часть сложена преимущественно черными сланцами. Конгломераты известны лишь в южной и юго-западной частях рудного поля. Кварцево-слюдистые сланцы более развиты в северной части месторождения.

Триасовая толща смята в складки, простирающие которых на площади месторождения изменяется от северо-восточного —65° до юго-восточного —100°. Преобладают северо-восточные румбы с изменением простираания до северо-западного в юго-восточной части месторождения. По немногим замерам падение пород юго-восточное, реже — юго-западное; угол падения изменяется в пределах 25—40°. Загиб и смещение голов пластов по склону обычны.

Пегматитовые тела выполнили серии трещин северо-западного направления (290—310°), имеющие обратное осадочным породам падение к северо-востоку под углом 30—70°.

Большую роль в строении участка месторождения играют послерудные смещения.

2. Общая характеристика рудного поля

Рудное поле Завитинского месторождения расположено по левому склону пади Слюдянка, в ее вершине, и на водоразделе падей Слюдянка и Каменка, на площади около двух квадратных километров. В границах площади, освещенной разведочными работами, оно вытянуто в направлении с юго-востока на северо-запад. Оконтуривание рудного поля к северу и югу еще не закончено. К юго-востоку в районе магистральной канавы № 1 намечается прекращение литиевого оруденения. К северо-востоку вскрыты лишь безрудные или грейзенизированные дайки иногда с оловянным оруденением.

В северо-западной части рудного поля, особенно по канавам № 15 и 153, обычно наблюдается ветвление пегматитовых тел при одновременном уменьшении их мощности и интенсивности литиевого оруденения в них, постепенно затухающего в этом направлении. Особенности этой части рудного поля связаны, повидимому, с тем, что здесь развиты, главным образом, роговики и гнейсы (за счет песчаников), в которых

образование трещин и их дальнейшее развитие проявились иначе, чем в сланцах центральной части рудного поля.

Среди известных на месторождении пегматитовых тел могут быть выделены по характеру оруденения: сподуменоносные, оловоносные и безрудные дайки. Всего на месторождении насчитывалось свыше 120 даек различной протяженности и мощности, из них 42 дайки отмечались как сподуменоносные [10]. При более детальных работах оказалось, что за отдельные дайки нередко принимались разобщенные смещения части одной и той же дайки.

Наиболее протяженные и мощные сподуменоносные дайки приурочены к центральной и отчасти к северной части рудного поля. К ним относятся дайки: № 45, 38, 5, 6, 84—93, 36, 18—94, Главная, 70, 3 и другие менее разведанные.

Оловоносные дайки известны в вершине пади Левиха и вблизи выходов пегматоидных гранитов по пади Каменка, что дало некоторым исследователям основание предполагать наличие известной закономерности в зональном распределении различных типов пегматитов относительно этого массива. Между тем, оловоносные дайки без сподумена установлены в разных частях рудного поля, но в меньшем количестве, чем сподуменоносные. К ним относятся следующие дайки: Лепидолитовая в северо-западной части рудного поля, Новая в его юго-западной части, дайка на водоразделе падей Слюдянка и Шиванда и другие. Оловоносные участки грейзена встречаются и в краевых частях некоторых сподуменоносных даек, как, например, по дайкам Главной и № 18—94. Незначительная вкрапленность касситерита наблюдается на участках грейзенизации по дайкам № 6, 45, 36 и другим.

Безрудные дайки широко распространены на месторождении и имеют в большинстве случаев меньшую мощность и протяженность, чем рудные дайки. Отдельные участки, особенно фланговые части, первых двух групп даек также сложены безрудными пегматитами. Безрудные пегматитовые дайки имеют широкое развитие и за пределами рудного поля месторождения. Они известны по падам Шиванда, Шивандакан и, особенно, по пади Каменка.

3. Морфология даек и условия их залегания

В распределении сподуменоносных даек на месторождении намечается приуроченность их к нескольким сериям ветвящихся трещин — типа трещин скалывания. В настоящее время может быть намечено три таких серии трещин. К первой из них приурочены дайки № 5, 6, 18—94 и Главная; ко второй — № 38—45, 36 и к третьей — № 84—93. Между тремя указанными сериями даек известны многочисленные, но большей частью маломощные и безрудные дайки. Довольно редко среди них встречаются оловоносные и сподуменоносные дайки.

В каждой из отмеченных выше серий одна или две сближенные дайки являются основными. Они нередко ветвятся как по простирацию, так и по падению. Отдельные ветви дайки часто вновь сливаются с основной дайкой или выклиниваются. Особенно сильное ветвление испытывают дайки второй серии (дайка № 45).

Господствующее простираание пегматитовых даек колеблется в пределах 290—310°.

Отдельные пегматитовые дайки представляют плитообразные тела различной длины и мощности. Длина даек изменяется от нескольких десятков метров до 400—600, и в отдельных случаях до 1000 и более метров. Наиболее протяженными являются дайки со сподуменом. Так, например, дайка № 45 имеет длину свыше 1300 м, из которых на протяжении около 1000 м она сподуменоносна.

Значительное протяжение имеет также дайка № 6, но она разбита серией смещений на ряд разобщенных блоков. Другие дайки просле-

жены на меньшее расстояние. Оловоносные дайки менее протяженны, например, дайка Лепидолитовая прослеживается на протяжении около 300 м, а дайка Новая на 110 м. Безрудные дайки за редким исключением имеют еще меньшую протяженность и небольшую мощность от десятков сантиметров до 1—2 м. Такова же чаще всего и мощность оловоносных даек. Исключением являются безрудные и слабооловоносные дайки северо-восточной части месторождения по падям Левиха и Каменка, где, судя по развалам, дайки имеют мощность до нескольких метров и значительную длину.

Наиболее мощными являются сподуменоносные дайки, причем наибольшие раздувы в них связаны с максимальным развитием сподуменовых пегматитов. Средняя мощность дайки № 45 для ее сподуменоносного участка длиной в 1000 м составляет 18,76 м. Но вместе с тем она имеет раздувы до 40 м и уменьшение мощности во фланговых безрудных частях до 1,5—2 м. Довольно частое изменение мощности — смена раздувов и утонений — особенно характерно для сподуменоносных даек. Меньшую, но достаточно значительную мощность имеет и большинство других сподуменоносных даек. Для дайки № 45 и некоторых других характерно наличие включений ксенолитов вмещающих пород преимущественно линзовидной или лентовидной формы. Дайки падают к северо-востоку под углами, изменяющимися по данным замеров в канавах от 30 до 70°. У мощных даек плоскости висячего и лежащего зальбандов нередко падают под несколько различными углами.

С глубиной для большинства даек, подсеченных буровыми скважинами, угол падения выполаживается, так например, для дайки № 45 он изменяется от 50° на поверхности до 26° на глубине около 100 м. Вместе с тем, угол падения дайки № 45, установленный графически по разрезу через скважину № 1 и выход ее на поверхность, являясь значительно меньшим, чем на поверхности, сохраняется без изменения при продолжении разреза до пересечения дайки скважиной № 6. Наибольшее изменение угла падения (его выполаживание) установлено для дайки № 45, но имеет место и для других даек. В некоторых случаях удалось установить, что участки выполаживания даек сменяются участками более крутого их падения.

Данные, полученные по буровым скважинам для даек № 5, 6, 38, 45, 84 дают основание заключить, что, несмотря на колебание мощности даек, средняя ее величина на глубине, достигнутой скважинами, сохраняется в тех же пределах, что и на поверхности. Таким образом, протяженные и мощные плитообразные тела Завитинских сподуменоносных пегматитов выдержанно продолжают на глубину свыше 200 м (достигнутую буровыми скважинами по дайке № 45 в плоскости ее падения), не обнаруживая признаков выклинивания (табл. 2).

Дайки обычно имеют четкие и резкие контакты. Порода дайки легко отделяется от вмещающей породы, на гладкой поверхности которой отпечатываются неровности зальбанда дайки. Значительно реже и, главным образом, в контакте дайки с кварцево-слюдистыми сланцами, роговиками и гнейсами порода дайки крепко спаяна с вмещающими породами и отделяется от них с трудом.

4. Пострудные смещения даек

Существенное значение в строении рудного поля имеют пострудные смещения, установленные при работах 1942—1944 гг. Разбивая дайки на ряд блоков, они способствовали возникновению представления о множественности даек. Между тем оказалось, что за обособленные дайки принимались разобщенные сбросами части одной и той же дайки. В этом отношении особенно примечательно положение блоков даек № 6 и 18—94 в их северо-западных частях.

Размеры и элементы залегания главных даек месторождения

Номер дайки	Азимут простирания дайки (средний), град.	Длина дайки, м		Глубина подсечения буровой скважиной в плоскости дайки, м	Угол падения дайки, град.		Полная мощность дайки, м		Характер оруденения даек
		на разведанном участке	на сподуменосном участке		средний по навам на поверхности	средний по скважинам	средняя на поверхности	средняя по скважинам	
45	300	1300	1000	235	53	28	18,76	26,1	Сподуменосные дайки
Северо-западная аофиза дайки № 45	300	400	270	—	52	—	3,89	—	
	300	700	470	165	55	36	9,38	7,77	
	305	1085	1000	175	53	46	10,25	10,41	
	302	400	400	80	63	40	11,52	21,86	
84—93	298	490	490	125	54	38	8,17	10,25	Сподуменосные и оловоносные дайки
36	307	410	240	—	51	—	9,22	—	
18—94	310	485	380	—	52	—	8,54	—	
Главная	310	550	485	—	59	—	6,07	—	
70	296	310	225	—	58	—	7,24	—	
Лепидолитовая	308	300	—	—	60	—	0,5—2,5	—	Оловоносные дайки
Новая	293	110	—	—	55	—	0,25—1,2	—	

Примечание. Дайки Лепидолитовая и Новая вскрыты по падению наклонными выработками.

На месторождении установлены смещения двух систем. Одна из них, менее изученная, по простиранию плоскостей смещений близка или даже совпадает с простиранием даек, составляя $282\text{--}325^\circ$. Смещения этой системы в большинстве случаев направлены под углом $5\text{--}40^\circ$ к простиранию самих даек. Плоскость смещения падает к юго-западу под углом $50\text{--}60^\circ$. Амплитуда смещений обычно невелика и колеблется в пределах от десятков сантиметров до нескольких метров. Значительно больше амплитуда смещения дайки № 45 в районе штолен № 1 и 2, где она составляет около 80 м. Возможно, что смещение на этом участке дайки совпадает с простиранием даек, составляя $282\text{--}325^\circ$. Смещения этой системы, кроме дайки № 45, установлены также по дайке Новой (табл. 3) и по другим дайкам. Изучена она еще очень слабо.

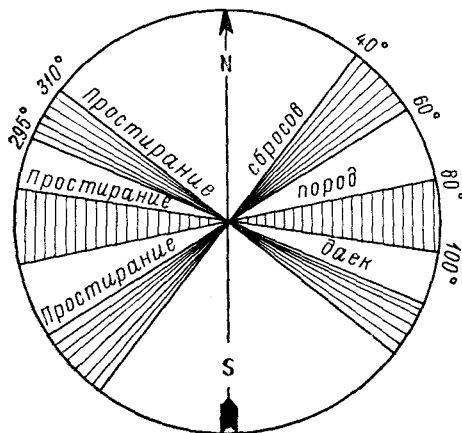


Рис. 3. Соотношение простирания даек и сбросов с простиранием пород

Значительно чаще разведочными выработками вскрывались смещения второй системы, представленные сбросами, секущими дайки под значительно большим углом, чем смещения первой системы. Простирание плоскости сбрасывателя второй системы колеблется в пределах северо-восток $40\text{--}55^\circ$, редко составляя $65\text{--}70^\circ$ и еще реже 80° . Падение плоскости сбрасывателя наблюдается как к юго-востоку, так и к северо-западу. Угол падения изменяется в пределах $30\text{--}50^\circ$ и редко достигает 70° . Амплитуда выявленных сбросов составляет от 10 до 45 м (горизонтальная составляющая), но весьма возможно, что имеют место и меньшие амплитуды смещения, не установленные при принятой густоте разведочных выработок.

Смещения второй системы, повидимому, происходили по криволинейным плоскостям, в связи с чем элементы залегания плоскости сбрасывателя часто изменяются по простиранию сброса. Развита ступенчатые сбросы, как, например, в северо-западной части дайки № 6, в районе выработки № 5 по дайке № 18—94 и в других пунктах. Смещения лишь в немногих случаях прослежены на более или менее значительное расстояние по простиранию, как например, в средней части рудного поля. В большинстве случаев протяженность смещений по простиранию прослежена лишь в пределах одной серии даек и обычно не распространяется на смежную серию даек. Это объясняется как условиями ведения разведочных работ, не всегда представлявших возможность выявить смещения, так и вполне возможным затуханием последних по простиранию. Любопытно отметить, что наблюдается некоторая приуроченность смещений, как и ветвления даек, к участкам триасовой толщи более богатой бывшими песчанистыми горизонтами, превращенными теперь в кварцево-биотитовые роговики и гнейсы.

Вблизи плоскостей смещений вмещающие породы сильно смяты, раскрошены и обильно пропитаны гидроокислами железа. Простирание трещин смещений совпадает с отмеченными для окрестностей месторождения [2], [9] системами трещин в осадочно-метаморфических породах. В табл. 3 приведены данные, иллюстрирующие элементы залегания плоскостей смещения.

Взаимоотношения элементов залегания вмещающих пород, пегматитовых даек и плоскостей смещения представлены на рис. 3. Трещины, выполненные дайками и почти совпадающие с ними — трещины первой

Элементы залегания плоскостей смещений

Номер дайки	Местоположение смещения	Азимут смещения, град.	Угол падения плоскости сме- щения, град.	Амплитуда смещения (горизонтальная со- ставляющая), м
45	Канавы 359	65	СЗ $\angle$ 49	Около 80
"	"	282	ЮЗ $\angle$ 52	
"	Канавы к западу от канавы 12	70	СЗ $\angle$ 90	
"	"	45	СЗ $\angle$ 35	
45	Штольня 1 "	57	ЮВ $\angle$ 35	—
"	"	310	ЮЗ $\angle$ 49	—
"	Канавы 321	32	СЗ $\angle$ 50	30
6	" 302 и рассечка из стара- тельской выработки	65	ЮВ $\angle$ 30	46
"	Канавы 306	40	ЮВ $\angle$ 40	13
"	" 389	40	СЗ $\angle$ 40	37
"	" 343	55	ЮВ $\angle$ 35	45
"	" 342	55	ЮВ $\angle$ 70	
18	" 339	55	ЮВ $\angle$ 41	28
94	" 339	70	ЮВ $\angle$ 70	29
"	" 338	55	ЮВ $\angle$ 50	
36	" 360 и 361	80	СЗ $\angle$ 35	—
"	Карьер по канаве 2	353	СВ $\angle$ 60	—
Новая	Уклонка I, ствол уклонки	325	— —	—
"	Уклонка I, очистной забой	280	ЮЗ $\angle$ 60	—

системы смещений (на рис. 3 они не показаны) расположены преимущественно под углом от 25 до 50° к господствующему простиранию пород. В других румбах, но под таким же углом к простиранию пород, расположена и вторая система трещин, по которым произошло смещение рудных даек. Такое симметричное расположение рудовмещающих и сбросовых трещин по отношению к простиранию осадочных пород указывает на общую причину их возникновения — верхнемезозойскую складчатость, в процессе которой намечались эти системы трещин скалывания. Растрескивание по ним происходило позже и в разное время.

5. Строение и состав даек

В разнообразных по строению пегматитовых дайках, часто в одной и той же дайке, наблюдаются участки симметрично-зонального, асимметрично-зонального и блокового строения. Среди полосчато-чередующихся пегматитов и аплитов различных по составу и структурным особенностям могут быть выделены следующие разновидности:

а) аплиты — белый или кремово-белый аплит краевых зон, существенно альбитовый аплит (альбитит), грейзенизированный аплит и сподуменсодержащий аплит;

б) аплит-пегматит;

в) пегматит без сподумена — калиево-полевошпатовый и плагиоклазовый (альбитизированный пегматит без оруденения);

г) сподуменовый пегматит от мелко- до гигантокристаллического;

д) грейзенизированный пегматит, нередко с касситеритом.

Роль указанных разновидностей неодинакова в строении различных типов пегматитовых даек.

Безрудные дайки обычно сложены аплитом в краевых частях и калиево-полевошпатовым или плагиоклазовым (альбитизированным) пегматитом в их центральных частях. Мощность аплитовых оторочек от сантиметра до нескольких десятков сантиметров. Нередко безрудные дайки в той или иной степени грейзенизированы.

Оловоносные дайки сложены в краевых частях мелкозернистым, иногда грейзенизированным аплитом, имеющим мощность от нескольких сантиметров до 20—30 см. Центральные части даек сложены плагиоклазовым аплит-пегматитом с полосчатым или гнездовым развитием грейзена среди них. Очень часто эти дайки имеют атакситовое сложение с существенным развитием крупнокристаллических пегматоидных структур, чередующихся с неправильными участками аплита или аплит-пегматита.

Сподуменоносные дайки имеют наиболее разнообразное сложение. Дайки симметрично-зонального строения, в краевых частях сложены аплитом, сменяющимся к центру аплит-пегматитом или безрудным пегматитом. Центральная часть даек выполнена различной крупности сподуменовым пегматитом. Мощность отдельных зон изменяется в широких пределах: аплитовые оторочки имеют мощность от нескольких сантиметров до 1 м, редко больше. Они обычны в средней части дайки вокруг ксенолитов вмещающих пород. За зоной аплита следует зона полосчатого или атакситовой текстуры аплит-пегматита и следующего за ним безрудного пегматита. Суммарная мощность этих зон от десятков сантиметров до нескольких метров. У висячего бока дайки мощность безрудных зон обычно больше, чем у лежащего. Отдельные ответвления и участки даек сложены по всей их мощности безрудными аплитами и пегматитами (дайка № 45 к юго-востоку от канавы № 186 и др.). Эти же породы в виде неправильных полосчато-вытянутых или линзовидных участков встречаются и в центральной зоне среди сподуменовых пегматитов.

Центральная, обычно наиболее мощная зона сложена сподуменовыми пегматитами различной крупности. Существенное увеличение мощности даек (дайка № 45 до 40 м) происходит почти исключительно за счет увеличения мощности сподуменной зоны, а с прекращением сподуменного оруденения резко уменьшается и мощность.

Сподуменная зона имеет атакситовое или нередко полосчатое строение, связанное с полосчатым обогащением пегматита сподуменом. При этом сподуменный пегматит, в виде полос или неправильных участков, располагается среди участков аплита, аплит-пегматита и пегматита. Такие полосы четко обнаруживаются в канаве № 319 и еще более резко по штольням № 1, 2 и в других пунктах. Сподумен образуется и за пределами наиболее обогащенных полос в виде отдельных кристаллов или в мелких частых зернах в аплитовидных разностях. Ориентировка этих полос несогласна с элементами залегания дайки и границами зон.

Среди описанных пород встречаются гнезда крупно- и гигантокристаллического пегматита со сподуменом, длина кристаллов которого в редких случаях достигает 1—1,5 м, а чаще составляет 20—30 см. Участки гигантокристаллического пегматита характеризуются довольно часто перпендикулярным к зальбандам дайки расположением вытянутых кристаллов сподумена. В большинстве же случаев какой-либо закономерной ориентировки кристаллов сподумена в крупнокристаллических гнездах сподуменного пегматита не устанавливается. Эти гнезда обычно приурочены к центральным частям даек и довольно резко отделяются от более мелкозернистых сподуменовых пегматитов или от пегматитов, в которых сподумен развивается лишь в редких кристаллах.

Гнезда крупнокристаллического сподуменного пегматита имеют наиболее широкое развитие по дайкам № 6, 5 и 84—93. По остальным дайкам они встречаются значительно реже. Примечательно, что по наиболее мощной сподуменной дайке № 45 такие гнезда в очень скромном развитии известны лишь в ее северо-западном конце, в той части, где она разветвляется на ряд даек и общая мощность ее уменьшается.

Очертания крупнокристаллических гнезд весьма неправильны. Они имеют форму карманов, рукавов и других неправильных образований

среди обычных сподуменовых и безрудных пегматитов. Размеры отдельных гнезд имеют в длину 5—25 м при мощности 0,5—0,4 м и протяженность по падению — до 10—30 м. Характерно, что подобные гнезда встречаются большей частью группами как, например, в северо-западном конце дайки № 6 и по дайке № 84. Отдельные гнезда нередко почти вплотную подходят друг к другу или соединяются небольшими рукавами неправильной формы.

В случае асимметрично-зонального строения даек, краевые аплитовые или аплит-пегматитовые зоны у одного или даже у обоих зальбандов могут отсутствовать почти полностью и сподуменовые пегматиты тогда контактируют непосредственно с вмещающими породами или отделяются от них лишь тонкой аплитовой оторочкой.

Грейзенизация и связанная с ней оловоносность в случае их развития в сподуменоносных дайках приурочены к краевым зонам аплита или аплит-пегматита, преимущественно в висячем боку даек и значительно реже у их лежащего бока. При этом возникает полосчатое чередование грейзена и аплита, обычно альбитового. Наиболее часто грейзенизированные гнезда встречаются по дайкам Главной и № 18—94. По дайке Главной на протяжении 500 м при сплошном вскрытии ее траншеей по простиранию было обнаружено всего около десятка гнезд грейзена с касситеритом. Размеры гнезд обычно невелики: в длину 5—12 м, по падению 2—6 м, мощность 0,1—1,0 м. Содержание олова в них нередко очень высокое. Среди сподуменовых пегматитов лишь в редких случаях встречается мелкая вкрапленность касситерита; не развита здесь и грейзенизация.

Столь же редко наблюдается и сподумен в грейзенизированных участках и обычно только в виде отдельных редких кристаллов.

6. Петрографическая характеристика пегматитовых даек

В составе даек участвуют разности аплитов и пегматитов.

Среди аплитов преобладает белый или кремово-белый мелкозернистый аплит и распространен грейзенизированный серый аплит с чешуйками мусковита. Широко развит белый сахаровидный альбитовый аплит (альбитит). Довольно обилен белый или светлосерый тонко-зернистый аплит с мелкими неправильными зернами сподумена.

Белый или кремово-белый аплит характерен для краевых зон даек. Он состоит из кварца, альбита, альбит-олигоклаза (№ 5—10), калиевого полевого шпата и редких чешуек мусковита; аксессуарных минералов — апатита, турмалина, граната. Идиоморфные зерна альбита и альбит-олигоклаза составляют до 60—70% породы. В аплите порфировидной структуры обычны крупные зерна (до 5—6 мм) серого кварца и калиевого полевого шпата, имеющие очень неправильные очертания. В полевом шпате развиты включения кварца и лейсты альбита. Количество апатита в штуфах из зальбанда иногда достигает нескольких процентов. Турмалин и гранат присутствуют в небольшом количестве в виде мелких зерен (0,1—1,0 мм) и реже в агрегатах.

Грейзенизированный аплит сероватого цвета встречается преимущественно на участках грейзенизации даек. Он состоит из кварца — 50% и больше, альбита и альбит-олигоклаза — 20—25% и мусковита — около 25%. Зерна кварца имеют неправильные зубчатые срастания.

Альбитовый белый сахаровидный аплит (альбитит) распространен в различных частях даек, образуя неправильные массы и прожилки среди более ранних минеральных агрегатов. Он почти целиком состоит из полисинтетически сдвойникованных мелких лейст альбита; кварц и редкие зерна альбит-олигоклаза (до № 10) присутствуют в резко подчиненном количестве. Этот аплит наиболее поздний.

Сподуменосодержащий аплит развит, главным образом, в сподуменной зоне. Он содержит различное количество зерен споду-

мена (от одиночных зерен до 10—25% и, в отдельных случаях до 60%).

Сподумен в аплите развит как в виде мелких зерен, размером от 0,05 до 1,0 мм, так и в виде крупных порфировых вкрапленников длиной до 5—8 см и в сечении 1—2 см. Сподумен в основной массе породы представлен мелкими вытянутыми неправильными зернами, включающими нередко очень мелкие зерна кварца. Замещая более ранние минералы, он, в свою очередь, корродируется и пересекается прожилками более поздних — кварца и альбита. Наблюдаются мелкие включения зерен сподумена в альбите.

Крупные удлиненно-призматические порфировые выделения сподумена бледнозеленого цвета развиты в аплите как в виде отдельных кристаллов, так и группами. Характерно наличие разломов в кристаллах, а также повороты и смещения частей кристаллов.

Акцессорные минералы представлены мелкими (0,05—0,2 мм) единичными неправильными зернами берилла, граната и апатита.

Безрудные пегматиты и аплит-пегматиты представлены преимущественно альбитизированными разностями, но известное развитие имеют и калиево-полевошпатовые пегматиты.

Калиево-полевошпатовые пегматиты подверглись существенной последующей переработке, особенно альбитизации и известны лишь в виде реликтовых участков среди других разностей пегматитов. Структура этих пегматитов пегматоидная, иногда письменная. Состав их: кварц, калиевый полевой шпат, альбит, альбит-олигоклаз, мусковит, черный турмалин, апатит, гранат. Среди полевых шпатов преобладает калиевый полевой шпат, развитый обычно в виде крупных кристаллов неправильной формы. Характерно значительное развитие пертитовых прорастаний калиевого полевого шпата альбитом. Альбит и альбит-олигоклаз (№ 5—15) находятся в подчиненном количестве. Кварц составляет 20—25% породы и образует неправильные зерна. Мусковит развит в виде мелких пластинок, но иногда с кварцем и полевым шпатом образует грубозернистые участки, в которых количество его составляет 10—15%. Черный турмалин обычен в описываемых пегматитах. Наблюдаются редкие мелкие зерна апатита и граната.

Альбитизированные безрудные пегматиты представляют белую или розоватую породу пегматоидной структуры. Состав породы: альбит, альбит-олигоклаз, кварц, мусковит, калиевые полевые шпаты (микроклин и ортоклаз), гранат, турмалин, апатит, берилл. Альбит и альбит-олигоклаз (№ 5—12) составляют основную массу породы и часто образуют сплошные массивные участки. Участки сплошного белого или голубовато-белого пластинчатого альбита-клевеландита (лейсты толщиной 1,0—1,5 мм и длиной 1,5—2,0 до 3,0 см) встречаются особенно часто в оловоносных дайках пегматита, но известны и в других его разностях. Калиевые полевые шпаты обычны в альбитизированных пегматитах в виде крупных (до 10 см) корродированных кристаллов, замещаемых по периферии и по трещинам кварцем, альбитом и мусковитом. Кварц обилен и нередко составляет до 30% породы. Наблюдается разъедание кварца альбитом. Менее распространенный мусковит развит преимущественно в виде одиночных чешуек и нередко замещается альбитом. Остальные минералы представлены небольшим количеством мелких зерен.

Описанная разность пегматита, повидимому, образовалась за счет калиево-полевошпатового пегматита в результате более поздней интенсивной альбитизации породы.

Аплит-пегматит представляет неравнозернистую атакситовой текстуры породу того же состава, что и безрудный аплит и альбитизированный пегматит. Он является промежуточной структурной разновидностью двух первых. Обычно в нем среди мелкозернистой аплитовой массы развиваются более крупнозернистые пегматоидной структуры уча-

ски, которые как бы цементируют и замещают разобщенные участки аплита.

Сподуменовый пегматит представлен различными по крупности разностями вплоть до гигантозернистых. В нем широко распространены процессы замещения одних минералов другими.

Среднезернистый сподуменовый пегматит является одной из наиболее распространенных разностей. Он имеет гипидиоморфнозернистую или аллотриоморфную структуру и следующий состав: сподумен, кварц, альбит, альбит-олигоклаз, калиевые полевые шпаты, мусковит, гранат, берилл, турмалин, апатит и колумбит-танталит. Содержание сподумена колеблется от 5—10 до 70%, обычно составляя 20—25%. Размер кристаллов различен — от 0,1 до 2—3 см в длину. Сподумен имеет обычно неправильную форму зерен и часто включает обильные пойкилитовые вроски кварца и кислого плагиоклаза. Вместе с тем сподумен в вытянутых округлых зернах включен в альбит или замещается им, а также более поздними кварцами и мусковитом.

Альбит и альбит-олигоклаз (№ 5—10) количественно преобладают над кварцем и разъедают более ранний кварц, в свою очередь, замещаясь более поздним кварцем. Калиевые полевые шпаты — ортоклаз и микроклин — присутствуют обычно в значительно меньшем количестве, чем плагиоклазы. Наблюдаются реликты более крупных зерен калиевых полевых шпатов, интенсивно замещаемых альбитом, кварцем и мусковитом. Сподумен также, повидимому, образовался позднее калиевых полевых шпатов.

Мусковит является мало распространенным в сподуменовых пегматитах минералом, составляя 1—5%. Он развит как в виде мелких, так и в виде отдельных более крупных чешуек.

Берилл в сподуменовых пегматитах встречается довольно часто, но на участках более бедных сподуменом. Чаще всего он наблюдался по дайке № 6 в виде коротко-столбчатых бледно-зеленых кристаллов. Турмалин, апатит и гранат наблюдаются в виде мелких редких зерен. В сподуменовом пегматите обычно развит в очень малом количестве колумбит-танталит в виде мелких зерен (0,05—0,5 мм). Он был обнаружен при исследовании тяжелой фракции, полученной при дроблении сподуменового пегматита.

Крупнокристаллический сподуменовый пегматит имеет пегматоидную, грубозернистую до гигантозернистой структуру и тот же состав, что и среднезернистый сподуменовый пегматит. Количество кварца несколько увеличивается; мусковита очень мало.

Сподумен образует кристаллы призматически шестовой формы без хорошо образованных конечных граней. Размер кристаллов в длину от 3—5 до 10 см при поперечном сечении от 1—5 мм до 1 см. Кристаллы сростаются по длине друг с другом, образуя цепочки вытянутых в одном направлении кристаллов сподумена, нередко располагающихся перпендикулярно зальбандам дайки или границам полосы сподуменового пегматита. В сподумене наблюдаются включения довольно крупных (до 5—8 мм) зерен апатита травяно-зеленого цвета.

Спорадически в пегматите встречаются скопления зерен мясокрасного граната — пиропы и зеленовато-синего в осколках черного в штуфах турмалина.

В гнездах гигантокристаллических сподуменовых пегматитов размер кристаллов сподумена достигает 0,5—1,5 м в длину при поперечном сечении 3—8 см. В них наблюдается также развитие крупных блоков калиевого полевого шпата и кварца. Крупные кристаллы сподумена в этих гнездах во многих случаях ориентированы перпендикулярно зальбандам дайки. Отдельные его кристаллы нередко разрастаются в краевые безрудные зоны аплита и аплит-пегматита. Содержание сподумена в таких гнездах составляет 50—60%. С увеличением крупнозер-

нистости сподуменового пегматита в его составе намечается увеличение количества кварца и уменьшение роли плагиоклаза. Толстотаблитчатый мусковит и довольно редкий берилл имеют некоторое развитие в описываемых гнездах. Цвет берилла бледнозеленый до бесцветного с неравномерной окраской. Берилл образовался раньше сподумена, кристаллы которого его пересекают.

Полосчатое или в виде неправильных участков развитие разностей сподуменового пегматита, среди безрудных аплитов и пегматитов, подтверждает высказанное выше соображение о том, что образование сподуменных пегматитов происходило в связи с интенсивным развитием сподумена за счет ранее образовавшихся пород, отдельные блоки которых сохранились почти неизменными среди сподуменных пегматитов. Очертания таких участков неровные с развитием в них по трещинам сподуменных пегматитов и отдельных кристаллов сподумена.

Грейзенизированные пегматиты и грейзен, развитые в краевых частях сподуменоносных даек или на отдельных участках оловоносных даек, образовались за счет изменения аплита и аплит-пегматита, с участками которых грейзен образует полосчатое чередование.

Наиболее обычный грейзен краевых зон даек представлен кварцево-мусковитовой породой с небольшим количеством альбита и редкими кристаллами белого берилла. Кварц и столбчатые кристаллы зеленоватого мусковита образуют грубозернистые агрегаты, в которых развивается различной крупности вкрапленность касситерита, содержание которого колеблется от единичных зерен до густой вкрапленности. Отдельные крупные кристаллы касситерита (до 1 см) наблюдаются среди прилегающих к грейзену масс сахаровидного аплита.

Грейзен, встреченный по дайке Лепидолитовой, сложен сплошными массами различных по крупности агрегатов серого полупрозрачного кварца с мусковитом и обильным лиловым лепидолитом. Лепидолит развит как в виде тонкочешуйчатых агрегатов, находящихся в тесном срастании с кварцем, так и в виде крупных кристаллов. Часто лепидолит почти полностью замещает по периферии крупные кристаллы мусковита. С кварцево-мусковито-лепидолитовым грейзеном ассоциируют участки альбитизированного грубозернистого пегматита, содержащего массы сплошного пластинчатого альбита, крупнокристаллические сегрегации кварца, клевеландита, черного и полихромного турмалина. В описанном грейзене, на одном из участков Лепидолитовой дайки, было встречено гнездо с большим количеством крупных агрегатов смоляно-черного касситерита, иногда сцементированных крупночешуйчатым лепидолитом. По трещинкам в касситерите развиты тонкие (до 2 мм) прожилки, сложенные кварцем, лепидолитом и неправильной формы зерна розового турмалина.

В шлифах устанавливается, что в лепидолите и в розовом турмалине включены мелкие идиоморфные зерна касситерита. Наблюдается развитие лепидолита по турмалину, который также замещается крупнокристаллическим пластинчатым клевеландитом. Изредка среди агрегатов кварца и касситерита наблюдается очень немного флюорита.

В грейзене краевых зон даек иногда устанавливаются полуоткрытые трещины (до 3—4 мм) с низкотемпературным кварцем.

Грейзенизированные краевые участки даек иногда сильно расслаиваны и превращены в породу, имеющую облик грубозернистого светлоокрашенного кварцево-мусковитового сланца.

7. Изменение вмещающих пород вблизи пегматитовых даек

Вблизи пегматитовых даек вмещающие породы подверглись значительным изменениям. На различных участках они заключаются в обогащении пород светлой слюдой в их фельдшпатизации, турмалинизации, серицитизации и графитизации. В результате фельдшпатизации и раз-

вития светлых слюд породы нередко вдоль контактов даек и трещин на их продолжении отчетливо осветлены. Обильные мелкие зерна апатита и сплошные его полосы обычны в контактах даек.

Мощность зоны интенсивного контактового воздействия в большинстве случаев не превышает нескольких десятков сантиметров, часто ограничиваясь всего 5—10 см.

Остановимся на основных процессах изменения вмещающих пегматитовые дайки пород.

Турмалинизация — широко распространенный на месторождении процесс, особенно интенсивно развивающийся в сланцах и не только в пределах узкой контактовой зоны, но и с охватом значительной толщи пород. Участки своеобразных турмалиновых роговиков установлены на площади в нескольких десятках квадратных метров по канаве Лепидолитовой в районе одноименной дайки, в районе Новой дайки и в других пунктах. Характерна приуроченность интенсивного проявления турмалинизации к участкам с словоносными грейзенизированными пегматитовыми дайками.

Турмалиновый роговик, взятый из лежащего зальбанда Новой дайки, представляет черную очень плотную породу с обильными мелкими зернами черного турмалина. В шлифе порода имеет слоистую микротекстуру и нематобластовую структуру (рис. 4). Основную массу породы составляет турмалин (до 70%) в тонкозернистом агрегате углистого вещества и мелкозернистого кварца с незначительным количеством серицита.

Турмалин ориентирован преимущественно параллельно сланцеватости породы, но большое количество его зерен ориентировано под различными углами к сланцеватости. Размер зерен турмалина изменяется в длину от 0,1 до 2,0 мм и в диаметре от 0,01 до 0,1 мм. Турмалин черного цвета, в тонких осколках буровато-черный. Показатели его преломления: $N_m = 1,640$; $N_p = 1,625$. Плеохроирует он в желтовато-бурых тонах от светложелтовато-бурого по N_p до темно-желто-бурого по N_m . Нередко в его более крупных зернах намечается зональность в окраске. Центральные зоны окрашены интенсивнее и имеют более отчетливый плеохроизм. Полосчатая микротекстура породы подчеркивается чередованием полосок богатых углистым веществом или с малым его количеством. В шлихе, полученном при промывке дробленного материала этой породы, основную массу составил грязновато-бутильно-зеленый турмалин. Наблюдались также редкие очень мелкие зерна граната, бесцветного циркона, апатита (с черными тонкими включениями в средней части зерен) и сфена. Размер зерен перечисленных минералов порядка 0,05—0,1 мм.

Сходные плотные черные турмалиновые роговики развиты и в других отмеченных выше пунктах. Количество турмалина в породе изменяется от 10 до 50% и больше. На отдельных участках зерна турмалина образуют сплошные агрегаты. Часто при меньшем количестве турмалина в породе развиваются крупные порфиробласты биотита, включаю-



Рис. 4. Турмалиновый контактовый роговик.
X 30. Без анализатора

щие тонкие углистые частицы, а среди основной массы породы возникают кварцево-полевошпатовые агрегаты с чешуйками мусковита, но свободные от углистых частиц.

Кварцево-мусковито-турмалиновая порода светлого цвета нередко образуется в контакте пегматитовой дайки с песчаниками. Порода имеет обычно гранобластовую структуру и состоит из кварца, мусковита и турмалина. Количество последнего в породе составляет 5—6%, а размеры его кристаллов крупнее, чем в большинстве турмалиновых роговиков и достигают в длину 4—7 мм и в диаметре до 0,5—0,7 мм. Цвет турмалина — черный. Обычно в этих породах турмалин резко зонален — с более густой окраской в центральных частях. Он плеохроирует от зеленовато-желтого по Nm до светло-зеленого по Nr. Показатели его преломления: $N_m = 1,650$; $N_r = 1,627$; $N_m - N_r =$ в краевых частях 0,023, в центральной зоне — 0,026.

Турмалин имеет включения кварца, приуроченные к центральной зоне. Порода содержит довольно крупные зерна берилла, тоже с включением кварца и чешуек мусковита. Мусковит развивается в виде отдельных чешуек и агрегатов между зернами кварца и особенно вокруг зерен берилла и турмалина. Мелкие зерна турмалина включены в берилл. В шлихе, полученном при промывке дробленного штафа этой породы, установлены редкие мелкие зерна апатита, циркона и единичные очень мелкие зерна касситерита. Макроскопически касситерит в этой породе устанавливался в виде зерен диаметром до 1 мм.

Описанная контактовая порода встречается в ряде пунктов, преимущественно около грейзенизированных участков даек и образует зоны небольшой мощности (10—20 см). С удалением от контакта уменьшается количество турмалина в породе и крупность его зерен.

Мусковитизация часто сопровождает турмалинизацию, особенно в песчаниках, но имеет и самостоятельное развитие в кварцево-мусковитовых сланцах, часто образующихся в контактах с пегматитовыми дайками, преимущественно вблизи грейзенизированных их участков. Эти сланцы представлены светлосерыми, сильно рассланцованными породами состоящими, главным образом, из кварца и мусковита.

В шлифе в этих сланцах устанавливается лепидобластовая структура и микрослоистая текстура, подчеркиваемая чередующимися прослоями, обогащенными либо мусковитом, либо кварцем. Мелкие зерна граната с пойкилитовыми вростками кварца, как бы раздвигая чешуйки мусковита, вызывают их изгибание. Наблюдаются мелкие неправильных очертаний зерна турмалина с буроватой окраской в центре.

Развитие кварцево-мусковитовых сланцев приурочено к контактовой зоне мощностью в несколько десятков сантиметров. С удалением от дайки процесс затухает, но еще и на некотором расстоянии от зальбанда часто наблюдается мусковитизация биотита во вмещающих породах.

Своеобразная буровато-серая, иногда с розоватым оттенком слюдная порода встречается в ряде пунктов по зальбандам даек. Порода почти целиком сложена светлой слюдой и нередко отделена от самой дайки плотной тонкозернистой кварцевой породой (мощностью около 1 см) обычно пронизанной агрегатом мелких игл черного турмалина. Мощность самой слюдной зоны не больше 4—5 см. В шлифе устанавливается, что описываемая порода на 90% состоит из разноориентированных взаимно-прорастающих чешуек слюды размером до 2—3 мм и только около 10% породы составляют мелкие зерна кварца, выполняющие промежутки между чешуйками слюды и здесь же наблюдаются мелкие зерна апатита. Мелкие зерна кварца, апатита и слюды включены и в более крупные чешуйки слюды.

Слюда имеет очень слабый плеохроизм в светложелтых тонах от почти бесцветного по Nr до светлобуровато-желтого по Ng; оптически

отрицательная; $2V = 0$, реже достигает $3-4^\circ$; $Ng = 1,589-1,590$; $Ng-Nr = 0,037$, в другом образце $= 0,042$; $Ng \perp (001)$. Указанные оптические константы ближе всего подходят к флогопиту. Соответствующие светло-окрашенные флогопиты, в шлифе бесцветные или со слабым плеохроизмом. Они описаны из месторождения Слюдянка (на Байкале) П. В. Калинин [7].

Фельдшпатизация вмещающих пород, главным образом, бывших песчаников, характеризуется широким развитием в них порфиروбласт полевого шпата различного размера (часто до $2-3$ мм в диаметре). Количество порфиробласт чрезвычайно разнообразно от одиночных мелких новообразований полевого шпата до сплошного агрегата пойкилобластовой структуры, состоящего из довольно крупных ($2-3$ мм) зерен полевого шпата, имеющих неправильные извилистые, часто неотчетливые, расплывающиеся контуры. Полевой шпат представлен калиевым полевым шпатом, подвергшимся последующей альбитизации.

Фельдшпатизация обычно сопровождается окварцеванием вмещающих пород, выражающимся в образовании прожилков, агрегатов и отдельных крупных зерен кварца. Очень часто в контактовых зонах кварц образует мирмекитовые прорастания с новообразованным полевым шпатом.

Указанные процессы приводят к образованию пород, очень сходных с описанными выше роговиками и гнейсами, и приуроченных преимущественно к горизонтам прежних песчаников.

В результате окварцевания, фельдшпатизации и мусковитизации образуются своеобразные осветленные зоны как в контакте с пегматитовыми дайками, так в ряде случаев и вне явной связи с ними (канавы 195 и другие).

Образование апатита, особенно интенсивное в непосредственной близости к контакту с дайкой, чрезвычайно характерный для месторождения процесс. Неправильные мелкие ($0,01-0,2$ мм) зерна апатита встречаются как в виде отдельных зерен, так и в виде цепочек или тонких прожилков сплошного апатита.

Призматические и игольчатые кристаллы апатита с окрашенными в грязновато-бурый цвет центральными зонами, отмеченные выше в амфиболо-биотитовых гнейсах, а также и окрашенные, имеющие неправильные очертания, зерна его в ряде контактовых пород, повидимому, также обязаны своим образованием контактовым процессам.

Графитизация имеет некоторое развитие среди контактовых образований. Мелкие чешуйки графита размером $0,01-0,02$ мм были установлены в полированных шлифах углистых сланцев и роговиков из контактовых зон.

Среди других явлений контактового метаморфизма вмещающих пород необходимо отметить развитие скоплений биотита по плоскостям сланцеватости сланцев как вблизи пегматитовых даек, так и в удалении от них. Изредка наблюдается при этом возникновение тонких прослоек, почти целиком состоящих из чешуек биотита.

Пегматитовые дайки очень часто сопровождаются зоной сильно смятых, почти раздавленных осветленных сланцев, несколько жирных наощупь и легко растирающихся руками. Вблизи поверхности, измененные в контактовых зонах, сланцы часто пропитаны гидроокислами железа и сильно растерты вплоть до превращения их в плотную бурую глину.

8. Некоторые замечания о метаморфизме вмещающих пород

Обращаясь к рассмотрению изложенных выше данных об общем изменении пород триасовой толщи в пределах рудного поля и об изменении их в зоне контакта с пегматитовыми дайками, мы устанавливаем

много общего в этих различных по масштабу и интенсивности (последняя выше в контактовых зонах пегматитовых даек) процессах. Общим для них является участие летучих в изменении пород и привнос таких элементов как Si, Na, B, K, P и Cl. Привнос Cl и P происходил в небольших количествах (образование апатита). Роль воды, повидимому, была очень велика. Существенна была также роль первых четырех элементов из указанных выше, т. е. Si, K, B и Na.

Широкое развитие процессов метаморфизма среди пород вмещающей толщи, скорее всего, вызвано воздействием интрузивного тела, апикальные части которого и связанные с ним пегматитовые дайки вскрыты в настоящее время эрозией, а само оно находится на небольшой глубине от поверхности.

Внедрение интрузивной массы вызвало значительный подъем температуры в прилегающих толщах, что в условиях общего сжатия, связанного с последними стадиями складчатости, и явилось начальной причиной перекристаллизации и возникновения сланцеватых текстур. Процесс происходил, повидимому, на средних глубинах в условиях довольно высоких температур.

Богатство магмы летучими обусловило уже в первые стадии процесса их частичное выделение из магмы и участие в процессах изменения вмещающих пород.

Образование в дальнейшем пегматитовых даек и циркуляция обильных растворов, проникавших не только в дайки пегматитов, но и по доступным им путям в породы триасовой толщи, усилило данный процесс. При этом изменению подвергались не только сами пегматитовые дайки и породы в непосредственном контакте с ними, но также породы вдоль наиболее проницаемых для растворов участков, с образованием отмеченных выше осветленных зон и турмалиновых роговиков.

Степень метаморфизма пород в разных частях рудного поля различна, и довольно разнообразны продукты метаморфизма, находящиеся, вместе с тем, в тесном родстве, подчеркиваемом наблюдаемыми переходными разностями.

Причиной этого разнообразия является неоднородность первичного материала. За счет песчано-глинистых и углисто-глинистых пород возникли разнообразные сланцы, а за счет более песчанистых разностей — кварцево-биотитовые роговики и гнейсы. Наличие мергелистых пропластков обусловило возникновение амфиболо-биотитовых роговиков и гнейсов.

Разная проницаемость отдельных горизонтов осадочной толщи и неодинаковое пропитывание их растворами вызвали различия в степени метаморфизма и среди более или менее однообразных первоначально пород.

Намечается некоторая последовательность в новообразовании минералов, более четко различаемая в контактовых зонах. Образование биотита, граната и калиевого полевого шпата, повидимому, предшествовало развитию мусковита, апатита и альбита. Кварц образовывался на протяжении всего процесса.

Особенности метаморфизма песчано-глинистых пород триаса на Завитинском месторождении связаны, таким образом, с интенсивным проявлением пегматитообразования и циркуляцией растворов в породах кровли, сравнительно неглубоко залегающей гранитной интрузии. Контактный метаморфизм накладывался на более слабый процесс динамотермального метаморфизма и сопровождался привносом во вмещающие породы указанных выше элементов.

9. Описание минералов пегматитовых даек

В составе пегматитовых даек установлено свыше двадцати минералов. Некоторые из них представлены несколькими разновидностями,

а иногда и несколькими генерациями, и имеют широкое распространение на месторождении, другие встречаются редко и в очень небольшом количестве. Распространенность отдельных минералов в различных породах, слагающих пегматитовые дайки представлена на табл. 4.

Переходим к описанию минералов в порядке их распространенности на месторождении.

Кварц характерен для различных моментов формирования пегматитовых даек и представлен несколькими разновидностями.

В порфировых выделениях в аплите и в аплит-пегматите развит дымчато-серый полупрозрачный кварц.

В сподуменовых пегматитах кварц представлен неправильными изометричными зернами и их агрегатами. Цвет кварца светлосерый, серовато-белый до молочно-белого, обычно он просвечивает. Кварц выполняет промежутки между кристаллами сподумена или иногда образует прожилки и линзовидные обособления.

Сплошные сливные массы желтовато-розового кварца изредка наблюдаются в центральных частях сподуменовых зон.

Кварц в грейзене образует агрегаты неправильных зерен с мусковитом или сплошные массы сливного кварца с чешуйчатой вкрапленностью лепидолита. Кварц имеет серый или темносерый цвет и стеклянный блеск.

Иногда в оловоносных дайках наблюдаются крупные кристаллы кварца в друзах с клевеландитом и мусковитом. Здесь же наблюдались крупные кристаллы стекловидного полупрозрачного темносерого кварца в «рубашке» молочно-белого кварца.

Преобладающее отложение кварца происходило, повидимому, из растворов, за исключением может быть части кварца в аплите и аплит-пегматите, кристаллизовавшегося из расплава.

Калиевые полевые шпаты относятся к наиболее ранним минералам. Они представлены, судя по данным измерений на федоровском столике как микроклином, так и ортоклазом, но для окончательного решения вопроса необходимо дальнейшее исследование полевых шпатов. Калиевые полевые шпаты наблюдаются в виде крупных кристаллов светлосерого, слегка голубоватого цвета, которые имеют обычно неправильные ограничения. Размер кристаллов от мелких зерен, различимых только в шлифе, до нескольких десятков сантиметров и даже до метра в диаметре (в гнездах крупнокристаллического сподуменового пегматита).

Микроклин, за редким исключением, представлен нерешетчатыми разностями и определялся на федоровском столике. Получены были следующие константы для микроклина из краевой части (аплит-пегматит) дайки № 45: $PNm = 14^\circ$; $PNg = 76^\circ$; $PNp = 87^\circ$; $\perp (001) Nm = 14^\circ$; $2V = -75^\circ$.

Ортоклаз наблюдался как в виде мелких ксеноморфных зерен, часто являющихся простыми двойниками, так и в виде крупных кристаллов. Он определялся также на федоровском столике и были получены следующие данные.

Ортоклаз из сподуменового пегматита: $PNm = 5^\circ$, $PNg = 87^\circ$, $PNp = 88^\circ$. $\perp (001) Nm = 5^\circ$, $2V = -72^\circ$.

Ортоклаз из сподуменового аплита: $D_0Nm = 20^\circ, 5$. Карлсбадский двойник. $\perp (010) Ng = 0$; $2V = -70^\circ$. Np и Nm лежат в плоскости (010).

Как микроклин, так и ортоклаз подверглись интенсивному замещению альбитом с образованием пертитов замещения.

Альбит-олигоклаз представлен главным образом, № 5—12 (по углу симметричного угасания и показателю преломления). Он присутствует в различных породах, слагающих дайки, но наиболее характерен для альбитизированных простых пегматитов.

Минеральный состав пород, составляющих пегматитовые тела

Интенсивность проявления минералов	Аплит краевой зоны	Безрудный пегматит и аплит-пегматит		Сподуменовый пегматит	Грейзенизированные участки сподуменовых даек	Лепидолитовая и другие оловянные дайки
		калиево-полево-шпатовый	альбитизированный			
Резко преобладающие	Альбит - олигоклаз, калиевый полевой шпат, кварц	Калиевый полевой шпат, кварц	Альбит, кварц	Кварц, сподумен	Кварц, мусковит (зеленый)	Кварц, альбит (в том числе клеветандит)
В большом количестве	Альбит	Альбит-олигоклаз, мусковит	Альбит-олигоклаз, калиевый полевой шпат	Альбит-олигоклаз, альбит	Альбит	Альбит-олигоклаз, мусковит (преимущественно зеленый)
В заметном количестве	Мусковит	Альбит	Мусковит	Калиевый полевой шпат	Касситерит	Калиевый полевой шпат, турмалин (черный), лепидолит, турмалин (полихромный)
В малом количестве	Апатит, гранат	Турмалин, (черный), апатит, гранат	Гранат, турмалин (буrowато-черный и синевато-черный), апатит	Берилл, апатит, колумбит-танталит, гранат, турмалин (синевато-черный)	Берилл, (белый), гранат	Берилл, гранат, апатит
Редкие	Турмалин, (черный и грязно-буrowато-зеленый)		Берилл, сподумен	Касситерит	Флюорит, арсеницит, пирит, халькопирит	Флюорит

Альбит-олигоклаз образовался раньше сподумена, по отношению к которому он ксеноморфен и замещается альбитом и кварцем.

А л ь б и т — один из наиболее распространенных на месторождении минералов. Он представлен несколькими разновидностями, среди которых могут быть выделены: мелкозернистый белый, сахаровидный, среднезернистый альбит, состоящий из лейст длиной от 1 до 6 мм и крупнопластинчатый альбит-квелеландит, пластинчатые кристаллы которого достигают 1—3 см в длину.

Сахаровидный альбит в ассоциации с кварцем замещает по трещинам ранее образовавшиеся минералы. Полосы и прожилки, обогащенные им являются обычными среди всех разновидностей пегматита.

Среднезернистый лейстовидный альбит принимает широкое участие в замещении минералов, часто образуя сплошные массы, сложенные веерообразными агрегатами или розетками пластинок.

Крупнокристаллический пластинчатый альбит-квелеландит образует сплошные массы, нередко в ассоциации с полихромным турмалином и лепидолитом. Образование последних, относящихся к поздним стадиям минерализации, закончилось все же раньше завершения кристаллизации квелеландита. Квелеландит развит преимущественно в дайках Лепидолитовой, Новой и на участках грейзенизации других даек. По данным спектрального анализа в различных разновидностях альбита установлены (анализ выполнен Д. Рейхбаум, Гинзолото, Иркутск), кроме основных компонентов следующие элементы в количествах от сотых до десятых долей процента — Li, Fe, Mn, Be и в количествах от тысячных до сотых долей процента — В и Sn.

С л ю д ы представлены в пегматитовых дайках несколькими разновидностями мусковита, лепидолитом и, возможно, кукеитом (?).

Выделение генераций мусковита представляет известные трудности. Приводим краткое описание разновидностей мусковита в предполагаемой возрастной последовательности. Наиболее ранний мусковит представлен редкими мелкими серебристо-белыми чешуйками в аплите. Более крупные его кристаллы серовато-белого цвета развиты в калиево-полевошпатовом пегматите.

В ассоциации со сподуменом встречаются мелкие серебристо-белые чешуйки мусковита или более крупные его пластинки, иногда прорастающие сподумен.

В крупнокристаллическом сподуменовом пегматите встречаются крупные толсто-таблитчатые кристаллы мусковита. В сподуменовом пегматите мусковита сравнительно мало. Наиболее обилен мусковит в грейзене. Он представлен здесь преимущественно разновидностью от светло-зеленой до яблочно-зеленой окраски и часто образует веерообразные агрегаты удлиненных псевдо-гексагонального облика кристаллов. Здесь же встречаются крупнокристаллические агрегаты квелеландита, кварца, полихромного турмалина и серовато-белого мусковита, иногда проросшие тонко-призматическими кристаллами изумрудно-зеленоватого турмалина.

Мусковит развивается по калиевому полевому шпату и сподумену, но замещается альбитом (рис. 5). В грейзене кварц и зеленоватый мусковит образовались почти одновременно. В некоторых крупных кристаллах слюды из грейзена макроскопически и в шлифах наблюдается замещение мусковита лепидолитом с образованием своеобразной «ромбовидной структуры» (рис. 6). Аналогичное явление описано Боуманом для пегматитов Хаддам Некк, Коннектикут, САСШ [17]. Эти же кристаллы мусковита замещаются лепидолитом по их периферии.

Изменение показателей преломления в иммерсионных жидкостях для разновидностей мусковита из различных частей пегматитовых даек дало близкие результаты, так N_g изменяется в пределах 1,587—1,601. Дву-преломление изменяется в более широких пределах от 0,025 до 0,046.

Более высокое двупреломление характерно для светлой слюды из грейзена. Приведенные оптические данные характерны для кали-натровых слюд, почти не содержащих Fe и Mg.

При спектральном анализе (Д. Рейхбаум, Гинзолото, Иркутск) разностей мусковита установлены следующие элементы — примеси в количестве десятых долей процента — Mg, Mn, V; от сотых до десятых долей процента — Li, Be, Sn; сотые доли процента — Fe.

Обращает на себя внимание постоянное содержание лития в слюдах в количестве десятых долей процента.

Лепидолит встречается, главным образом, в дайках Лепидолитовой и Новой. Он представлен двумя разновидностями: толстотаблитчатыми

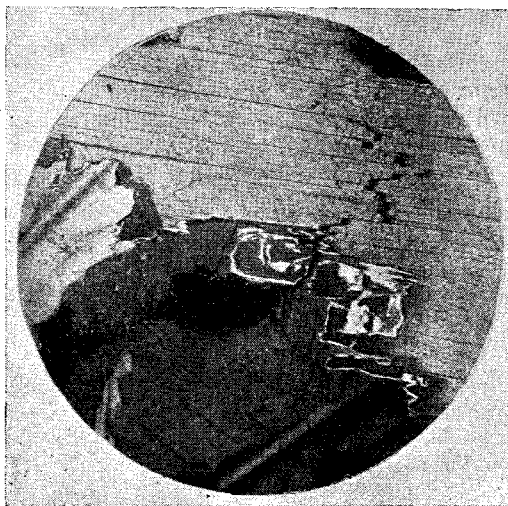


Рис. 5. Альбит, развивающийся по мусковиту. X 45. Николи +

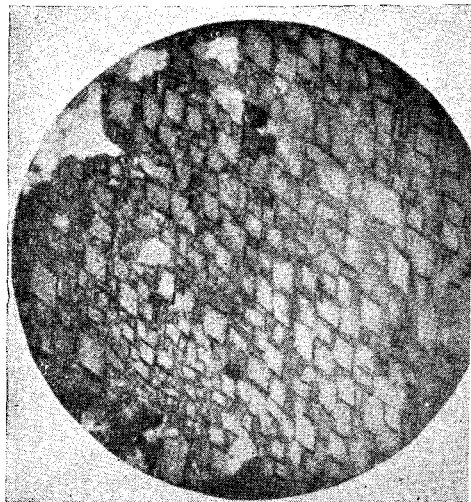


Рис. 6. Мусковит, замещаемый лепидолитом. X 20. Николи +

кристаллами в агрегатах с касситеритом, который он замещает и цементирует, и тонкочешуйчатыми агрегатами, образующими тесное срастание со сливным сероватым просвечивающим кварцем. Кварцево-лепидолитовые прожилки с мелкими зернами розового турмалина выполняют трещины в агрегатах касситерита. С кварцево-лепидолитовым грейзеном связано развитие розового турмалина. Показатель преломления лепидолита колеблется в пределах: $N_g = 1,556—1,559$; двупреломление $= 0,024$; $2V = 45^\circ$. По данным спектрального анализа (Д. Рейхбаум, Гинзолото, Иркутск) лепидолит содержит следующие элементы: Li (единицы процентов); Mn, V и Mg (десятые доли процента); Fe, Be, Sn и Cs (сотые доли процента); рубидий не был установлен.

Кукеит (?). Буровато-желтая или зеленовато-желтая разность слюды, встречаемая в грейзене в районе дайки Новой вместе с обычным для грейзена бледно-зеленым мусковитом, повидимому, является кукеитом (?). Она имеет $N_g = 1,601$.

Турмалин встречается в разнообразных проявлениях. В контактовых роговиках развиты его обильные мелкие (в длину 1—3 мм) кристаллы черного цвета. В шлифах он имеет зональную окраску, более густую в центральных частях зерен, и плеохроизм от светло-зеленовато-желтого до густо-коричневатого-бурого.

В кварцево-мусковитовых породах наблюдаются радиально-лучистые агрегаты и отдельные более крупные кристаллы (до 1 см) черного турмалина. Они зональны: плеохроизм их от светложелтого до светло-

коричневато-бурого. Окраска и плеохроизм более интенсивны в центральных частях зерен и значительно бледнее в наружной зоне.

В простых пегматитах иногда развиты крупные кристаллы (до 20—30 см) черного шерла, плеохроирующего в густо-синевато-зеленых тонах. Среди сподуменовых пегматитов встречаются кристаллы черного турмалина и их агрегаты. В осколках эта разность просвечивает зеленовато-синим цветом. С участками альбитизации и грейзенизации связано образование крупных кристаллов черного (в осколках грязно-зеленовато-бурого) турмалина и различной крупности кристаллов полихромных турмалинов. Нередко окраска одного и того же кристалла изменяется от черной через бутылочно-зеленую до розовой. Розовый и изумрудно-зеленый турмалин часто образуют и отдельные кристаллы. В шлифах розовый турмалин бесцветен и не плеохроирует (табл. 5).

Таблица 5

Оптические свойства турмалина

Наименование разностей турмалина	Nm	Np	Nm—Np
Черный	1,647—1,655	1,624—1,632	0,023
Бутылочно-зеленый	1,640—1,643	1,623—1,625	0,018
Розовый	1,637	1,620—1,625	0,012—0,017
Изумрудно-зеленый	1,633	—	—

В шлифах наблюдаются следующие соотношения турмалина с другими минералами. К центральным зонам черного зонального турмалина приурочены пойкилитовые вроски кварца. Отчетливо ксеноморфный облик имеют кристаллы синевато-черного турмалина в сподуменовом пегматите, а иногда они вырастают в сподумен. Наблюдаются скелето-подобные формы роста плеохроирующего турмалина (из ранних турмалинов), развивающегося по стыкам зерен кварца и альбита. Вместе с тем, известны случаи пересечения черного турмалина тонкозернистыми прожилками кварца и альбита. Розовый турмалин присутствует в кварцево-лепидолитовых прожилках в касситерите. Он включает мелкие зерна касситерита, а сам замещается лепидолитом.

Анализируя взаимоотношения турмалина с другими минералами, приходим к предположению, что образование почти всех разностей турмалина приурочено к более позднему моменту, чем образование сподумена и вероятнее всего связано, главным образом, с грейзенизацией, за исключением части черного турмалина, который начал кристаллизоваться раньше альбитизации. Примечательно, что развитие контактовых турмалиновых роговиков приурочено, главным образом, к участкам, прилегающим к грейзенизированным частям даек.

По данным спектрального анализа (Д. Рейхбаум, Гинзолото, Иркутск) от черного турмалина к розовому резко падает содержание железа — от целых процентов до сотых долей и увеличивается содержание лития — от 0,1 до 0,5—0,8%. Во всех разностях турмалина кроме основных элементов установлены: Mg, Na, K, Ca, Mn, Be и следы Sn, Ta и Nb. Как данные спектроскопии, так и оптические свойства исследованных разностей турмалина указывают на их принадлежность к группе литиево-магнезиальных турмалинов. Повышение содержания железа в более раннем черном турмалине возможно связано с заимствованием его из вмещающих пород, особенно при образовании турмалина контактовых роговиков.

Касситерит является распространенным на месторождении минералом и приурочен преимущественно к грейзенизированным участкам даек. В сподуменоносных дайках такие участки имеют некоторое раз-

витие лишь в краевых их зонах. В самой сподуменовой зоне касситерит встречается исключительно редко и обнаруживается при промывке дробленого материала в виде единичных мелких зерен.

Представляет интерес наличие редких мелких зерен касситерита в кварцево-мусковито-турмалиновом роговике около оловоносной дайки в районе дайки Новой.

Отдельные участки грейзена значительно обогащены касситеритом,

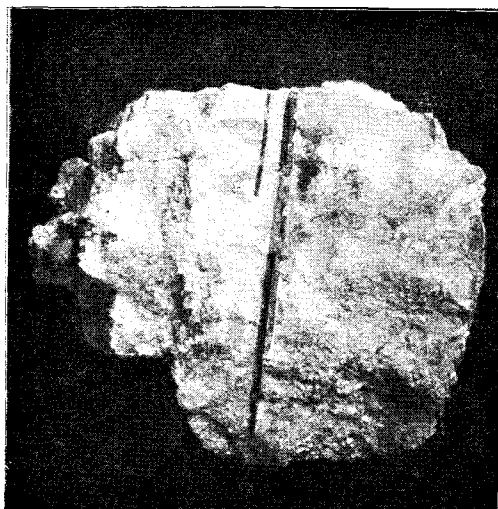


Рис. 7. Кварцево-мусковитовый грейзен с удлинено-призматическими кристаллами касситерита. Натуральная величина

образуя богатые, но небольшие по размерам (несколько кубометров руды) оловоносные гнезда. Цвет касситерита смоляно-черный, реже коричневатобурый и в мелких зернах грязный серовато-бурый. Он представлен преимущественно неправильными зернами и их агрегатами, достигающими 5—6 см в диаметре (дайка Лепидолитовая). Лишь редко устанавливаются дипирамидальные формы кристаллов. Более правильные отдельные кристаллы наблюдались в среднезернистом альбитовом агрегате, часто сопровождающем грейзен.

В дайке, вскрытой канавой № 365, к северу от дайки Новой было встречено несколько удлинено-призматических кристаллов касситерита черного цвета длиной в несколько сантиметров при поперечном сечении 2—3 мм (рис. 7). В поперечном сечении эти кристаллы имеют форму ромба или параллелограмма. Измерение углов (измерение произвел В. Ф. Алявдин) между нормальными к граням этих кристаллов показало в среднем $58^{\circ}11'$, что отвечает углу (III) $\wedge$ (III) касситерита. Таким образом, описываемые кристаллы касситерита образованы дипирамидой (III), резко вытянутой вдоль ребра (III) : (III), что и придает им призматический облик. Аналогичные кристаллы касситерита с Завитинского месторождения были описаны Н. Ю. Икорниковой и Е. А. Севрюгиной [6].

В шлифах касситерит представлен в виде неправильных зерен или в виде их агрегатов, имеющих зональную или пятнистую окраску и плеохроизм от светло-бурого до густо-коричневого цвета. Наблюдаются простые и более сложные двойники, среди которых своеобразны полисинтетические перекрещивающиеся двойники, напоминающие микроклиновую решетку.

Химический анализ касситерита приводим в табл. 6, по данным А. М. Болдыревой (1941 г.), для касситерита жилы Главной (аналитик Р. О. Бомштейн).

Обращает на себя внимание высокое содержание Ta и Nb, являющееся характерным для касситерита из пегматитов.

При спектральном анализе касситерита в нем установлены линии слабой интенсивности Hf и Ga (аналитик Боровик С. К.), а также следы Na, Mg, Pb, Be и В (Д. Рейхбаум, Гинзолото, Иркутск).

Тесное парагенетическое сообщество касситерита с лепидолитом, белым бериллом (ростеритом), серовато-белым кварцем, полихромным турмалином (отметим, что во всех этих минералах наблюдались мелкие

Химический состав касситерита

О к и с л ы	Содержание, %	О к и с л ы	Содержание, %
SnO ₂	96,44	MnO	0,21
SiO ₂	0,14	CaO	0,02
TiO ₂	0,05	MgO	—
ZrO ₂	0,01	(Ta + Nb) ₂ O ₅	3,14
Al ₂ O ₃	0,10	ΣTR	—
Fe ₂ O ₃	0,38	Потери при прокаливании	0,06
		Σ	100,55

включения касситерита), клевеландитом и зеленоватым мусковитом, образовавшимися позже основного момента альбитизации, дает основание считать, что грейзенизация и образование касситерита имели место позже начала альбитизации, но сопровождалась ее более поздними подстадиями.

Колумбит-танталит как нами, так и предшествующими исследователями наблюдался только в виде мелких зерен (размером от 0,05 до 0,2—0,4 мм) и преимущественно в пегматитах из сподуменовой зоны при их дроблении и последующей промывке дробленного материала. Редкие мелкие зерна колумбита-танталита были обнаружены как при дроблении грейзена, так и при дроблении альбитизированного пегматита. Более крупные его кристаллы были нами встречены лишь в двух штуфах грейзена. Один из них был добыт из дайки Новой, второй из дайки к северу от нее, вместе с удлиненно-призматическим касситеритом. Размер кристаллов 1,0—1,5 см. Цвет минерала черный до буровато-черного, по краям он просвечивает красно-бурый цветом, твердость 5—6. В минерале установлены Ta и Nb.

Один из кристаллов второго штуфа был измерен В. Ф. Алявдиным (табл. 7).

Т а б л и ц а 7

Результаты гониометрических измерений кристаллов колумбита-танталита

Символы граней	Измеренные по Гольдшмидту			
	φ	ρ	φ	ρ
010	0°	90°00'	0°	90°00'
150	26°30'	90 12	26°26'	90 00
130	39 34	89 58	39 38	90 00
110	67 23	90 11	68 05	90 00
100	89 42	90 02	90 00	90 00
131	39 34	53 59	30 38	54 21
111	67 30	43 46	68 05	43 48
201	89 51	60 12	90 00	60 39

Измеренный кристалл характеризуется толстотаблитчатым по {010} габитусом и вытянутостью вдоль оси [001]. Грани {010} имеют наибольшую величину, являются шероховатыми и несут редкую грубую вертикальную штриховку. Грани {150} на кристалле развиты отчетливо. Грань {111} является второй по величине гранью кристалла; она гладкая и ровная. Все остальные грани весьма несовершенны и незначительны по величине.

По данным химических анализов в Завитинском колумбите-танталите содержание Ta₂O₅ изменяется от 39,15 до 41,2% и содержание Nb₂O₅ от 38,01 до 39,16%.

Взаимоотношения колумбита-танталита с другими минералами недостаточно ясны. Повидимому, он образовался почти одновременно со

сподуменом. Более крупные его кристаллы, связанные с грейзеном, возможно относятся ко второй его генерации.

Берилл представлен двумя разновидностями. Одна из них, приуроченная к сподуменоносным пегматитам, развита в виде короткостолбчатых кристаллов размером от 1—3 до 4 см по вертикальной оси. У одного из кристаллов, найденных в дайке № 6, были хорошо развиты формы $c\{0001\}$ и $a\{10\bar{1}0\}$ менее развиты формы $r\{10\bar{1}1\}$ и $s\{11\bar{2}1\}$. На гранях формы $\{10\bar{1}0\}$ отчетливо выражена штриховка параллельная ребру s/a . Окраска берилла неравномерная — от светло-зеленой или зеленовато-белой до почти бесцветной. Отдельные участки кристаллов полупрозрачны, но чаще они мутные от трещиноватости и газовых включений. Пластинки мусковита и изредка кристаллы сподумена вырастают в берилл. Эта разновидность берилла образовалась, повидимому, раньше сподумена. Она наиболее развита по дайкам Главной и № 6. Вторая разновидность берилла, развитая в грейзене, представлена короткостолбчатыми непрозрачными кристаллами молочно-белого цвета (ростерит), размером 0,8—1,0 см. Эта разновидность берилла имеет мелкие включения касситерита, повидимому, более раннего.

Оптические свойства обеих разновидностей берилла близки. N_m первой разновидности = 1,579; N_m белой разновидности = 1,567—1,574. Двупреломление = 0,005—0,007. По данным спектрального анализа и своим оптическим свойствам обе разновидности берилла относятся к натро-литиевым бериллам.

Апатит в виде мелких зерен обычен в контактовых зонах, особенно, в сером краевом аплите и во вмещающих породах. Он встречается и в самих пегматитах, особенно в сподуменовых пегматитах, где отдельные довольно крупные бочкообразные кристаллы его достигают 4—5 мм; нередко они вырастают в сподумен и берилл. Окраска апатита пятнистая в зеленоватых тонах. По показателю преломления N_m = 1,630, описываемый апатит близок фторапатиту.

Гранат в виде отдельных мелких кристаллов, реже в виде скоплений их, встречается в различных частях пегматитовых даек. По показателю преломления, окраске и другим свойствам намечаются разности близкие альмандину (N = 1,765—1,786), приуроченные преимущественно к аплиту, аплит-пегматиту и грейзену, и разности близкие пиропу (N = 1,744), развитые среди сподуменовых пегматитов.

Флюорит наблюдался только в немногих шлифах в виде неправильных ксеноморфных зерен среди агрегатов зерен касситерита.

Вольфрамит встречен лишь в одной друзе серовато-белого кварца из грейзена дайки Новой. Он представлен таблитчатыми кристаллами размером 0,5—1,5 см.

Пирит наблюдался лишь в виде очень тонких корочек и в виде мелких зерен по трещинам в пегматитах и во вмещающих породах.

Арсенопирит в виде мелких (2—3 мм) зерен наблюдался всего в двух случаях в трещинах в альбитизированном пегматите.

Халькопирит был установлен в шлифе в виде мелких зерен (0,2—0,5 мм) в тонком кварцево-карбонатном прожилке.

IV. СПОДУМЕН И ПРОДУКТЫ ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ

1. Сподумен

Главным рудным минералом в пегматитовых дайках месторождения является сподумен. Он представлен светло-зеленоватыми или почти белыми кристаллами различных размеров от долей мм в сподуменовом аплите до 1,0—1,5 м в длину и 6—8 см в поперечном сечении в сподуменовом пегматите. Наиболее обычный его размер 2—3 см в длину и 3—6 мм в диаметре. Габитус кристаллов таблитчатый по (100) или удлиненный призматический по (001). Преимущественное развитие

имеют грани (100). По этому пинакoidу хорошо выражена спайность. Окончания кристаллов обычно неровные, зубчатые. В кристаллах сподумена развита трещиноватость по плоскостям отдельности почти перпендикулярным граням (001). По этим трещинам прежде всего разви-



Рис. 8. Псевдографическое прорастание (замещение) сподумена альбитом. X 65. Николи +

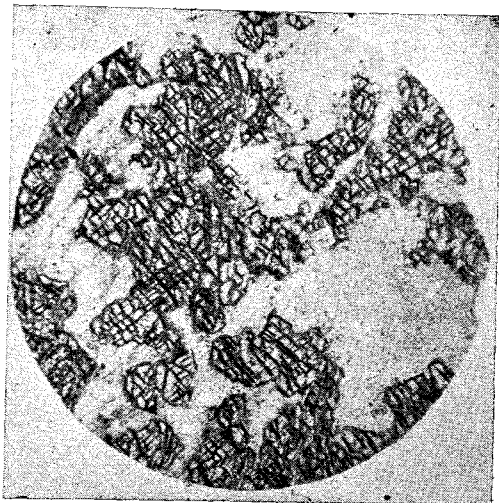


Рис. 9. Петалит, развивающийся по сподумену. Ре—петалит, Sp—сподумен. X 45. Без анализатора

ваются процессы изменения сподумена. Излом сподумена обычно неровный, блеск стеклянный, несколько более тусклый у разностей белого цвета; твердость около 7; удельный вес 3,17—3,20.

Оптические константы: $N_g = 1,676$; $N_p = 1,661$; $N_g - N_p = 0,014 - 0,017$ $N_m \perp (010)$; $N_g N_p \parallel (010)$; $CN_g = 24 - 26^\circ$; $2V = 58 - 64^\circ$ (по 8-ми измерениям); оптически положителен. Угол между плоскостями спайности $(110) \cong 86^\circ$. Нередки двойники по нормальному закону: плоскость сростания (100), двойниковая ось $\perp (100)$.

В шлифах наблюдаются пойкилитовые вроски кварца в сподумене. Сподумен интенсивно замещается кварцем и альбитом, который образует в нем тонкие псевдографические прорастания (рис. 8). В альбите нередко включены округлые зерна сподумена. Часто наблюдаются «кистеподобные» окончания кристаллов сподумена в альбите.

Сподумен замещается также петалитом (рис. 9). Последний установлен только в шлифах по следующим его свойствам: показатель преломления $= 1,505 - 1,515$; $2V = +80^\circ,5$ и $N_g - N_p = 0,013$.

Наиболее обычными продуктами замещения сподумена, особенно в зоне выветривания являются минералы группы каолинита (рис. 10).



Рис. 10. Сподумен, замещаемый минералами группы каолинита. Sp—сподумен. X 45. Без анализатора

Химический анализ невыветрелого сподумена приведен Г. С. Левиным [10] (анализ выполнен в Геологическом Комитете аналитиком Е. А. Свержинской). Автором был отобран для анализа свежий полупрозрачный светлозеленый сподумен из дайки Главной; анализ выполнили аналитики Т. Н. Кузьмина и О. П. Бояршина в Ленинграде (табл. 8).

Отношение $\text{Li}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ в первом случае 1 : 1, 3 : 4,9 и во втором случае 1 : 1,4 : 5,4 отличается от принятого для сподумена 1 : 1 : 4. Теоретическое содержание Li_2O в сподумене, вытекающее из его формулы $\text{Li}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$, равно 8,07. В подавляющем большинстве анализов сподумена с различных месторождений содержание Li_2O оказывается ниже теоретического, колеблясь в пределах 4,5—7,5.

Вполне возможно, что часть лития в сподумене изоморфно замещается натрием, калием и магнием. Некоторые американские исследователи [19] считают, что железо, кальций и другие элементы могут также изоморфно замещать литий в сподумене.

Содержание окиси лития при выветривании сподумена понижается и в сильно измененном сподумене составляет десятки доли процента.

Спектральный анализ сподумена и продуктов его изменения приведен в табл. 9 (анализ выполнен в Ленинграде М. М. Клер). Кроме элементов, установленных при химическом анализе, в сподумене спектральным анализом выявлены Be, Cu и Ga. Из табл. 9 отчетливо видно значительное уменьшение, в замещающих сподумен вторичных продуктах, содержания лития и увеличение кальция и магния, а также появление в них таких элементов как Ni, Zr и Sr.

В ассоциации со сподуменом обычно встречаются: альбит-олигоклаз, замещающий сподумен альбит, кварц, берилл и колумбит-танталит. Образование сподумена связано с одной из наиболее интенсивно выраженных стадий формирования пегматитовых даек месторождения. Эта стадия предшествовала грейзенизации и максимальному проявлению альбитизации в пегматитовых дайках. Кристаллизация сподумена началась до кристаллизации альбита и закончилась значительно раньше завершения последней. Некоторое время оба процесса шли одновременно. Образование сподумена связано не только с привнесом вещества новыми порциями растворов, но и с использованием имевшегося на месте материала.

Таблица 8

Химический состав сподумена

О к и с л ы	Анализ Е. А. Свержинской		Анализ О. П. Бояршиной и Т. Я. Кузьминой	
	Содержание, %	Молекулярное количество	Содержание, %	Молекулярное количество
SiO_2	63,53	1058	63,56	1059
TiO_2	нет	—	следы	—
Al_2O_3	27,88	274	28,26	277
Fe_2O_3	0,28	2	0,65	4
FeO	0,52	7	0,58	8
MnO	0,11	1	0,12	1
CaO	0,21	4	0,47	8
MgO	0,02	—	0,21	5
K_2O	0,24	2	0,32	3
Na_2O	0,95	15	0,44	7
Li_2O	5,92	198	5,39	180
Потеря при прокаливании	0,39 }	25	0,28 }	21
Гигроскопическая вода	0,06 }		0,10 }	
Σ	100,11		100,38	

2. Продукты изменения сподумена

На месторождении широко развит процесс замещения сподумена минералами группы каолинита с почти полным выносом и рассеянием окиси лития. При этом сохраняется форма кристаллов сподумена, а среди вторичных продуктов включения остатков от замещения сподумена (рис. 11).

Среди минералов, замещающих сподумен, по окраске и характеру проявления может быть выделено несколько разновидностей.

Одна из широко распространенных разновидностей, обычно образующая полную псевдоморфозу по сподумену, представлена плотным зеленовато-серым или серовато-белым минералом, имеющим волокнистое строение. Твердость минерала около 2,5.

В шлифах наблюдается прозрачная или окрашенная в светлорумяные тона криптоморфная масса с отдельными тонкочешуйчатыми скоплениями, образующими радиально-лучистые агрегаты. Размер чешуек не превышает 0,1 мм в диаметре. Показатель преломления основной массы несколько выше канадского балласта. Двупреломление порядка 0,003—0,006. Отдельные участки изотропны. Среди описанного резко преобладающего вещества наблюдались жилковатые и неправильные участки, сложенные тонкочешуйчатым минералом с показателем преломления близким канадскому балласту и более высоким, чем у основной массы, двупреломлением порядка 0,016—0,020.

Показатель преломления описываемого минерального агрегата, определенный в иммерсионных жидкостях, оказался изменяющимся от 1,559 до 1,568, у отдельных крупинок он падал до 1,550—1,532 и даже 1,523. Преобладающий минерал был идентифицирован как каолинит, второй же — как монтмориллонит-бейделлит (рис. 12, 13).

Для детальных исследований был взят образец светло-зеленовато-серого цвета из выработки по дайке № 84—93 с глубины 17 м от поверхности. После тщательной очистки под бинокулярной лупой от других минералов, образец был подвергнут химическому, спектральному и термическому анализам (обр. 64/1946).

Данные химического анализа приведены в табл. 10. Анализ выполнен аналитиками Кузьминой Т. Я. и Бояршиной О. П. в Ленинграде.

При расчетах были приняты следующие формулы: для каолинита — $2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ и для монтмориллонита — $(\text{Ca}, \text{Mg})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, где x был принят равным 7. Из табл. 10 видно, что мы имеем дело со смесью двух минералов: каолинита — 80% и монтмориллонита — 16%, что соответствует наблюдениям в шлифах.

Небольшие остатки окислов и воды, очевидно, связаны с наличием реликтов незамещенного сподумена; возможно также, что присутствует немного более богатого водой галлауазита и содержащего больше кремнезема-бейделлита.



Рис. 11. Остатки от замещения сподумена минералами группы каолинита. Sp—сподумен. X 45. Николи +

Результаты спектрального анализа споду

Наименование образцов	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Li	Na
Невыветрелый полупрозрачный светло-зеленый сподумен. Дайка Главная	очень много	очень много	следы	следы	~1,0%	~0,1%	много	0,1—0,3%
Зеленовато-серые продукты изменения сподумена. Дайка 84—93 обр. 64	очень много	очень много	много	много	много	мало	есть	~0,1%
Розовые каолиноподобные продукты изменения сподумена. Дайка 84—93 обр. 65	очень много	очень много	очень много	много	много	~0,1%	есть	~0,1%
Белые каолиноподобные продукты изменения сподумена. Дайка 84-93 обр. 65	очень много	очень много	очень много	много	~1,0%	~0,1%	~0,01%	—
Буровато-серые землистые продукты изменения сподумена. Дайка 84—93, обр. 62	очень много	очень много	много	много	много	мало	мало	—
Чувствительность метода					0,01	0,001		

Примечание: Следующие элементы определялись, но не были при исследовании Te, Ge, Jn, Y, La, Th, U, P.

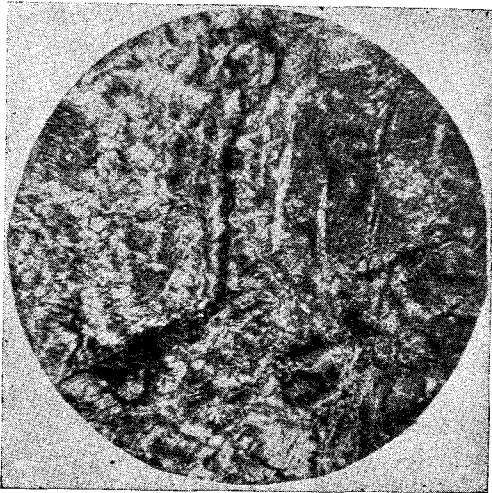


Рис. 12. Псевдоморфоза тонкой смеси монтмориллонита и каолинита по сподумену. X 45. Николи +

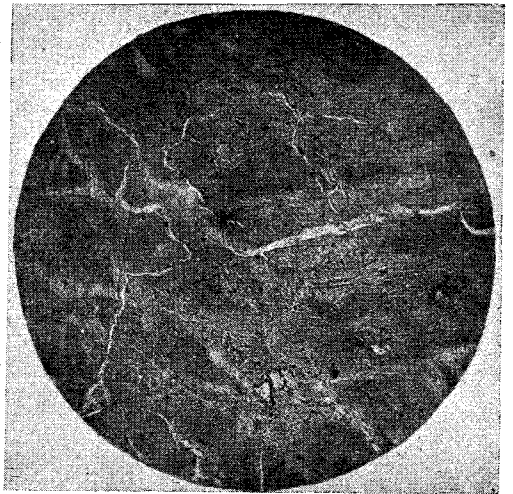


Рис. 13. Псевдоморфоза тонкой смеси монтмориллонита и каолинита по сподумену. X 45. Без анализатора

Термический анализ образца выполнен Е. П. Левандо во ВСЕГЕИ и повторен нами в Горном институте совместно с доцентом В. Д. Никитиным (рис. 14 и 15).

мена и продуктов его выветривания

К	Ве	Ni	Ti	Cr	Zr	Cu	Sn	Ga	Sr	Ba
—	незначительно	—	следы	—	—	<0,001 %	0,001 % — —0,003 %	~0,01 %	—	—
есть	0,003— —0,01 %	< 0,001 %	следы	следы	следы	~0,01 %	0,003 %	~0,01— —0,03 %	~0,1%	—
есть	незначительные следы	~ 0,001 %	—	—	следы	~0,03 %	0,001— —0,003 %	~0,01 %	~0,1%	—
мало	незначительные следы	< 0,001 %	незначительные следы	—	следы	~0,001 %	—	~0,01 %	~0,1%	—
мало	0,003— —0,01 %	< 0,001 %	следы	—	следы	~0,003 %	0,003— —0,01 %	~0,01 %	~0,1%	~0,01%
	0,001	0,001	—	0,001	0,01	—	0,001	0,003	—	0,01

вании образцов установлены: Co, V, Mo, W, Hf, Nb, Ta, Pb, Ag, Sb, Bi, As, Zn, Cd,

Т а б л и ц а 10

Химический состав продуктов выветривания сподумена

Окислы	Содержание, %	Молекулярное количество	Каолинит	Монтмориллонит	Остаток
SiO ₂	46,3	771	610	135	26
TiO ₂	не обнаружено				
Al ₂ O ₃	33,83	332	305	27	
Fe ₂ O ₃	0,97	6			6
FeO	следы	0			
MnO	0,02	0			
CaO	0,13	2}			
MgO	1,03	25}		27	
K ₂ O	0,91	10			10
Na ₂ O	0,16	3			3
Li ₂ O	0,24	8			8
+ H ₂ O	10,98	610	610		
—H ₂ O	5,20	289		189	100
С у м м а	99,77				
Удельный вес =2,4					

Термограмма, полученная Е. П. Левандо, характеризуется четырьмя эндотермическими эффектами и одним экзотермическим. Из них эндоэффект при 465—542° и экзоэффект при 971° соответствуют каолиниту, а эндоэффект при 83—138°, 640—688° и 844° соответствует обезвоживанию монтмориллонита. Термограмма, полученная нами (рис. 15) близко совпадает по результатам с описанной. В связи с особенностями кон-

струкции термопечи, нами не достигнута максимальная температура каолинитового экзoeffекта. Тем не менее, начало связанного с этим эффектом преобразования нашло свое отражение на кривых.

Таким образом, на основании оптических исследований, химического

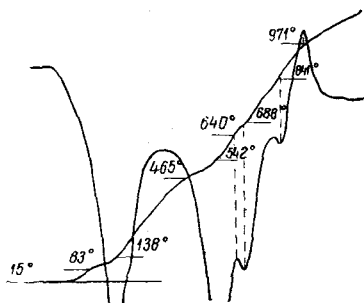


Рис. 14. Термограмма тонкой смеси каолинита и монтмориллонита (обр. № 64). ВСЕГЕИ. Е. П. Левандо

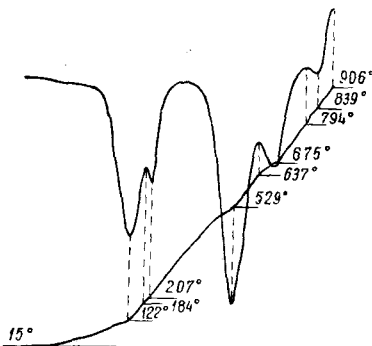


Рис. 15. Термограмма тонкой смеси каолинита и монтмориллонита (обр. № 64). Ленинградский горный институт. Кафедра минералогии

и термического анализов устанавливается принадлежность изученных вторичных продуктов к группе каолинита.

Развитие вторичных продуктов по трещинам спайности или отдельности в кристаллах сподумена приводит нередко к образованию своеобразной ячеистой текстуры, отчетливо наблюдаемой в поперечных сечениях кристаллов. Этот процесс обуславливает более или менее полное замещение сподумена. В центральной части ячеек почти всегда устанавливаются мелкие реликты незамещенного сподумена, наблюдаемые в этом случае чаще, чем в описанных выше минералах.

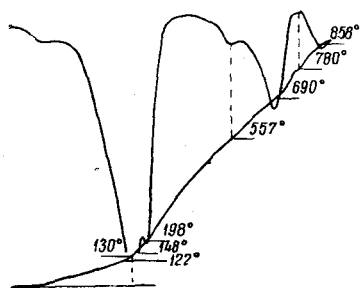


Рис. 16. Термограмма монтмориллонита с примесью каолинита (обр. № 65). Ленинградский горный институт. Кафедра минералогии

Вторичные продукты, выделенные из кристаллов с ячеистой текстурой замещения, имеют белый, серовато-белый или буровато-серый цвет. Во влажном состоянии они несколько жирные на ощупь, при высыхании и нажиме рассыпаются в рыхлую землистую массу.

Показатель преломления описываемых продуктов, измеренный в иммерсионных жидкостях, колеблется от 1,523 до 1,550. На основании оптических и химических исследований было установлено, что данные вторичные продукты по своим свойствам напоминают, описанные выше и являются тонкой смесью почти равных количеств каолинита и монтмориллонита и возможно немного примеси и галлуазита.

Среди вторичных продуктов нередко встречаются белые или чаще рала, измеренный в иммерсионных жидкостях, равен 1,506—1,523. Минерал оказался, что они представлены, главным образом, тонкочешуйчатым слюдоподобным минералом с низким показателем преломления и довольно высоким (до 0,020) двупреломлением. В тесном сростании с ним развивается небольшое количество криптокристаллического каолинита и довольно крупные чешуйки мусковита. Показатель преломления минерала, измеренный в иммерсионных жидкостях, равен 1,506—1,523. Минерал определен нами как монтмориллонит.

Данные химического анализа этого минерала (обр. № 65) приведены в табл. 11 (аналитики Т. Я. Кузьмина и О. П. Бояршина). Анализировался чисто отобранный розовый минерал.

Таблица 11

Химический состав продуктов выветривания сподумена

Оксиды	Содержание, %	Молекулярное количество	Монтмориллонит	Каолинит (?)	Остаток
SiO ₂	52,37	872	705	100	67
TiO ₂	не обнаружено				
Al ₂ O ₃	18,78	184	141	50	
Fe ₂ O ₃	1,14	7			
FeO	0,29	4			
MnO	0,23	3	141		
CaO	2,37	42			
MgO	3,70	92			
K ₂ O	0,54	5			5
Na ₂ O	0,36	6			6
Li ₂ O	0,10	3			3
+H ₂ O	5,45	303		100	63
-H ₂ O	15,20	847	987		
С у м м а	100,53	Удельный вес=2,53			

Таким образом, описываемый розовый минерал является монтмориллонитом, находящимся в тесном сростании с каолинитом или, судя по остаткам кремнекислоты и воды, возможно частью с бейделлитом (Al₂O₃ · 3SiO₂ · 4H₂O).

Монтмориллонит составляет 80% анализировавшегося продукта. Термограмма (рис. 16), полученная нами для этих вторичных продуктов, имеет характерные для монтмориллонита эндотермические остановки при 130, 690, 858°; слабый эндотермический эффект при 198° и очень слабо проявленную каолинитовую эндотермическую остановку при 557°. В этом случае также, в связи с особенностями конструкции термопечи, максимальная температура не превышала 900°.

В табл. 9 приведены данные спектрального анализа описанных нами вторичных продуктов. При спектральном анализе дополнительно выявлены следующие элементы: Be, Ni, Ti, Cr, Zr, Cu, Sn, Ga, Sr и Ba.

Среди пегматитов с неизмененным сподуменом в трещиноватых зонах на глубинах до 100—150 м (по буровым скважинам) встречаются плотные зеленовато-серые псевдоморфозы вторичных минералов по сподумену. По своим свойствам и данным термического исследования (рис. 17) эти псевдоморфозы представлены минералами группы каолинита, образование которых, по видимому, связано с глубокой циркуляцией грунтовых вод в трещиноватых зонах.

Таким образом, на Завитинском месторождении среди продуктов замещения сподумена пока не установлено, отмечаемых на некоторых месторождениях [3], эвкриптита и циматолита, слабо развиты и слюдистые минералы, которые также обычно указываются на других месторождениях. Наиболее существенное значение в Завитинских пегматитах

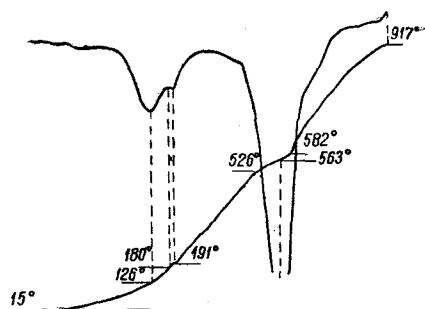


Рис. 17. Термограмма каолинита из зерна буровой скважины № 6 (обр. № 6—148,6). Ленинградский горный институт. Кафедра минералогии.

имеет процесс альбитизации сподумена в гипогенных условиях и замещение его тонкой смесью минералов группы колинит-галлуазит и монтмориллонит-бейделлит в супергенных условиях. При последнем процессе почти полностью удаляется Li_2O , выносится часть SiO_2 и увеличивается содержание H_2O и Al_2O_3 . Изучение процессов изменения сподумена в верхних горизонтах месторождения имеет большое практическое значение.

3. Распространение процесса выветривания сподумена на месторождении

Замещение сподумена вторичными продуктами (группа каолинита) распространено по всем дайкам месторождения и отчетливо приурочено к верхним его горизонтам. Интенсивность процесса и глубина его распространения различны на разных участках.

Наиболее сильно изменен сподумен в верхних горизонтах даек № 84—93, расположенных в нижней части склона. До 70% сподумена в этой дайке на поверхности превращено во вторичные продукты. В старательских выработках на глубине 12 м изменено до 50% сподумена. Сильно выветрелые сподуменные руды распространяются до уровня грунтовых вод достигнутого старателями на глубине 30 м.

По дайкам № 38—45, расположенным в средней части склона, на пологом его участке, на поверхности подверглось изменению до 60% сподумена, а по штольням № 1 и 2 на наиболее глубоко достигнутом ими горизонте (30 м в плоскости падения дайки) — до 25—35%.

Наименее измененные руды были встречены в дайках № 6, 18—94 и Главная, расположенных в верхней части склона. На поверхности в них подверглось вторичному изменению до 50% сподумена и по дайке № 6 на глубине около 15 м — 15—20%. Почти неизменные руды были встречены по этим дайкам и вблизи поверхности.

Таким образом, намечается известная зависимость интенсивности и распространения процесса выветривания сподумена на глубину от рельефа и глубины уровня грунтовых вод, несколько повышающегося вверх по склону (по наблюдениям в выработках).

Степень выветрелости сподуменных пегматитов зависит также от интенсивности фильтрации почвенных вод.

Нижняя граница зоны интенсивного выветривания сподумена намечается на разных участках на глубине 15—30 м от поверхности почвы (в плоскости падения дайки). Тем не менее, как было отмечено выше, и на глубине в 150—170 м в керне скважин среди совершенно неизменного сподумена встречаются участки со сподуменом полностью замещенным минералом группы каолинита. Такие участки имеют ограниченное развитие и приурочены к сильно трещиноватым зонам в пегматитовых дайках.

4. Влияние степени изменения сподумена на обогащение сподуменных руд

Степень изменения сподумена супергенными процессами имеет очень большое значение при обогащении сподуменных руд. Понижение содержания окиси лития в выветрелых рудах уже отмечалось. Вместе с тем, выветрелые руды значительно хуже подвергаются обогащению при наиболее распространенном для сподуменных руд термическом методе их обогащения. При этом методе сподумен в результате обжига в течение нескольких часов при температуре 1050—1150° переходит в так называемый β -сподумен. В процессе перехода из одной модификации в другую сподумен рассыпается в тонкую пудру, отделяемую просеиванием на ситах крупностью в 80—100 меш от более крупных частиц других минералов. Полученный тонкий порошок и является кондиционным литиевым концентратом.

Оказалось, что выветрелые руды при этом методе обогащения дают низкий выход порошка, а «хвосты», получаемые при обогащении, содержат высокий процент окиси лития. В результате проведенного исследования удалось выяснить, что вторичные продукты развиваясь по трещинам в выветрелом кристалле сподумена образуют как бы каркас-скелет ячеистой структуры кристалла, у которого стенки сложены вторичными продуктами, а в центре ячеек находится незамещенный сподумен. Вторичные продукты при обжиге оплавляются, прочность их увеличивается и они задерживают переход в сыпучее состояние порошковатого β -сподумена, заключенного внутри ячеек.

Обеднение выветрелых руд окисью лития и затруднения при их обогащении значительно снижают их ценность.

V. ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Завитинское месторождение генетически связано с широко развитой в Борщевочном краже интрузией верхнемезозойских биотитовых гранитов, а именно с их пегматоидной фазой. С неглубоко залегающим гранитовым телом значительных размеров, относящимся к этому интрузивному циклу, связаны как небольшие штоки и дайки пегматоидных и двуслюдистых гранитов, известные в районе Завитинского месторождения, так и пегматитовые дайки самого месторождения.

Внедрение этих гранитов было приурочено к последним моментам верхнеюрской складчатости. Переход от условий сжатия к условиям растяжения данного участка земной коры вызвал возникновение и последующее раскрытие двух систем трещин, расположенных симметрично под острым углом ($20-50^\circ$) к простиранию пород.

Раскрытие трещин происходило неодновременно. Сначала раскрылись трещины, выполненные затем пегматитовыми телами, позже — трещины, вызвавшие смещение пород и даек.

Внедрение пегматитового расплава в первую систему трещин было весьма активным и сопровождалось раздвиганием стенок трещин, смятием вмещающих пород вблизи контактов даек и отрывом от стенок отдельных блоков пород, заключенных в дайках в виде линзовидных или ленточных ксенолитов различных размеров.

Дальнейшая история формирования пегматитовых даек месторождения определялась последовательным поступлением различных по составу остаточных растворов (возможно в значительной своей части флюидных) и их взаимодействием с ранее образовавшимися минералами. Перекристаллизация и реакции замещения (происходившие метасоматическим путем) одних минералов другими в эти последующие стадии формирования даек играли весьма существенную роль. Одновременно возникали новые трещины, главным образом, на участках ранее сформировавшихся даек и преимущественно среди неоднородных по составу и механическим свойствам зон, в частности, вдоль пегматитовых даек, выполнявших первоначальную систему трещин. Продолжавшиеся растрескивание и перемещение по вновь возникшим трещинам облегчали проникновение растворов последующих стадий и связанное с ними минералообразование. Вместе с тем, неоднородное и неодновременное раскрытие трещин по всему рудному полю обусловило выпадение той или иной стадии минералообразования в отдельных дайках, например, отсутствие сподуменной стадии в дайках Новой, Лепидолитовой и т. д. При отсутствии последующего раскрытия трещин и образования минералов более поздних стадий возникали простые пегматиты без оруденения.

Геолог Г. С. Левин [10] предполагал, что Завитинские пегматиты образовались в результате двухкратной инъекции пегматитовой магмы.

Изучение взаимоотношений минералов, строения пегматитов, изменения вмещающих пород и подчас очень тонких замещений одних минералов другими приводит к заключению об интенсивной деятельности

газовых или водных растворов и совершенно опровергает предположение о второй инъекции пегматитового расплава. Мы считаем поэтому более вероятным, что формирование Завитынских пегматитов произошло в результате однократной инъекции пегматитового расплава и последующего неоднократного воздействия на образовавшиеся минералы вновь поступающих из магматического очага порций растворов.

По минеральным ассоциациям и структурным взаимоотношениям слагающих дайки пород, в их формировании намечаются следующие стадии минерализации.

1. Стадия аплита, сохранившегося в виде оторочек пегматитовых даек и в основной массе аплит-пегматитов.

2. Стадия образования простого пегматита.

Аплит и простой калиево-полевошпатовый пегматит образовались при кристаллизации внедрившегося в трещины пегматитового расплава. Возможно, что крупные кристаллы кварца и калиевого полевого шпата обязаны привносу растворами, скорее всего флюидными, дополнительного материала и частичной перекристаллизации аплитов. В эту стадию минерализации растворы были существенно обогащены калием.

Последующие стадии развития даек связаны с привнесом в растворах (вероятно, преимущественно флюидных) значительного количества нового материала. При этом все усиливается роль натрия, а роль калия существенно падает, особенно в ближайшую следующую стадию, когда одновременно с натрием резко возрастает роль лития.

3. Стадия образования сподумена — одна из наиболее ярких и интенсивно развитых стадий в формировании даек.

Сподумен образовывался, главным образом, в результате замещения ранее выкристаллизовавшихся минералов. Кристаллизация сподумена происходила во многих случаях при продолжающемся раскрытии трещин и подвижек по ним. Перемещения вызвали разломы кристаллов сподумена. Более поздние подвижки привели к изгибу ориентированных в одном направлении кристаллов сподумена.

Параллельно с образованием сподумена в данную стадию происходило интенсивное замещение калиевых полевых шпатов. Крупнокристаллические сподуменовые пегматиты нередко сложены лишь сподуменом и кварцем с небольшим количеством мусковита. Количество калия в растворах в момент образования сподумена было небольшим и его оказалось недостаточно для образования существенных количеств мусковита. Роль натрия к концу стадии увеличивается, и начинающий кристаллизоваться в большом количестве альбит замещает все ранее образованные минералы, в том числе и сподумен.

Из других минералов этой стадии наиболее ранним является апатит, затем кристаллизовался берилл, в кристаллы которого иногда врастает сподумен.

Кварц, мусковит и турмалин по всей вероятности образовались позже сподумена, за исключением кварца и мусковита предшествующей стадии.

4. Стадия альбитизации началась параллельно с предшествующей стадией и сопровождала несколько позже начинающуюся грейзенизацию.

Альбитизация развита во всех зонах пегматитовых даек, но особенно интенсивное развитие имеет среди простого пегматита и аплит-пегматита. Наименьшее проявление она имеет среди богатых сподуменом участков, но и в этом случае часто имеет место альбитизация сподумена и развитие мелкозернистых агрегатов альбита между кристаллами сподумена.

Позже образуются различной крупности прожилки и сплошные массы лейст альбита. Мелкозернистый альбит сопутствует грейзенизации. С более поздними моментами стадии связано образование сплошных масс пластинчатого альбита-клевеландита белого или слегка голубоватого цвета. Образование клеветландита закончилось после завершения кри-

сталлизации касситерита и продолжалось почти до самых последних моментов формирования даек.

Со стадией альбитизации связано интенсивное контактное воздействие растворов на вмещающие породы и развитие в них альбита, в частности, замещение альбитом образовавшихся в одну из более ранних стадий калиевых полевых шпатов.

5. Стадия грейзенизации неодинаково проявлена во всех дайках. Она начинается несколько позже альбитизации и сопровождается ею. Для этой стадии характерен привнос растворами кремнезема и соединений олова.

Наиболее интенсивное развитие процесса грейзенизации в краевых аплитовых и аплит-пегматитовых участках даек связано с неоднородными механическими свойствами этих участков, обуславливающими возникновение в них трещин до самых поздних моментов формирования даек. Кроме того, именно в аплит-пегматитах до момента грейзенизации сохранилось наибольшее количество калиевых полевых шпатов, в результате замещения которых возникли агрегаты мусковита и кварца.

Слабое проявление грейзенизации устанавливается в различных частях пегматитовых даек. Намечается следующая последовательность минералообразования в этой стадии. Черный или зеленовато-черный турмалин, в некоторых дайках обильно развитый среди масс сплошного клевеландита, образовался несколько раньше касситерита. В более поздние моменты стадии, возможно, в качестве самостоятельной подстадии, в отдельных дайках после кристаллизации касситерита образовались агрегаты различной крупности клевеландита, лепидолита и полихромного (от бутыльно-зеленого до розового) турмалина.

Повидимому со стадией грейзенизации связано широкое контактное воздействие растворов, циркулировавших по дайкам, на вмещающие породы, выразившееся в их турмалинизации и мусковитизации, а также иногда и в выносе соединений олова, с образованием своеобразной кварцево-мусковито-турмалиновой породы с касситеритом.

Основная масса турмалина кристаллизовалась преимущественно в данную стадию формирования даек, что особенно подчеркивает существенную роль бора для этой стадии. Часть черного турмалина в простых пегматитах и в сподуменовом пегматите, возможно, связана с более ранними стадиями.

Тантал и ниобий в стадию грейзенизации фиксировались, главным образом, в касситерите, но имела место кристаллизация и небольшого количества тантало-ниобатов.

Интересно отметить, что лепидолит и полихромный турмалин (по данным спектральных анализов обогащенные кальцием и магнием) встречены преимущественно в дайках, пересекающих горизонты амфиболовых (актинолитовых) сланцев и роговиков, т. е. горизонты, которые были в прошлом более богаты кальцием и магнием.

6. Более поздние гидротермальные стадии представлены на месторождении очень слабо. Лишь в немногих случаях удалось наблюдать связанную с ними мелкую очень редкую вкрапленность пирита, арсенопирита и халькопирита. Развитие слюдистых продуктов криптокристаллического строения по турмалину, сподумену и другим минералам объяснено также действием гидротерм.

7. Супергенная стадия проявлена на месторождении очень широко и выразилась в интенсивном развитии минералов каолинит-галлуазитовой и монтмориллонит-бейделлитовой групп, образующихся по выветриваемому сподумену и отчасти по другим минералам. Каолинит развивается повсеместно и несколько раньше монтмориллонита, обычно же они дают тонкую смесь.

После завершения гипогенных стадий минералообразования на участке месторождения вновь дважды произошло раскрытие и смещение по

двум ранее наметившимся системам трещин. Первая система пострудных трещин и смещения по ним близки по азимуту к простиранию даек, вторая — пересекает дайки под довольно большим углом (80—100°).

Намеченные стадии минералообразования в пегматитовых дайках месторождения тесно связаны взаимными переходами и представляют отдельные моменты единого процесса остывания и кристаллизации родоначального магматического очага, отражая изменения физико-химических условий процесса.

Основная часть процесса формирования даек, повидимому, характеризуется температурными границами 600—350°. Представляет известное затруднение, за отсутствием достаточно объективных данных, уточнение температурных границ отдельных стадий.

Минералообразование каждой новой стадии связано не только с поступлением нового вещества в растворах, но и с преобразованием в новых физико-химических условиях ранее отложенных минералов. При этом широко развиваются явления замещения и перекристаллизации.

На протяжении основной части процесса характерна чрезвычайно большая роль натрия и лития, определяющих основные геохимические особенности Завитинских пегматитов. Калий характерен, главным образом, для начальных стадий процесса. Примечательна очень малая роль железа. Слюды, турмалин и гранат представлены разностями, не содержащими совсем или содержащими очень мало железа. Наиболее богатые железом черные турмалины развиты в контактовых зонах, где железо при их образовании заимствовалось у компонентов вмещающих пород.

При выветривании сподуменовых пегматитов характерно некоторое накопление глинозема, кальция и магния с одновременным широким выносом и рассеянием лития. Этот процесс является господствующим в верхних горизонтах месторождения.

VI. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление данных, касающихся характерных черт строения, состава и генезиса сподуменовых пегматитов в ряде районов (в Южной Дакоте, Северной Каролине, Восточной Манитобе, Южной Калифорнии, Мэн, Квебек, северо-восточной Бразилии, Калбинском хребте, Туркестанском хребте, Алтын-Тау) приводит к выводу о большом сходстве основных свойств различных сподуменовых пегматитовых месторождений, в том числе и Завитинского месторождения.

Все они являются частями обширных пегматитовых полей, среди которых кроме сподуменовых развиты и другие типы пегматитов. Сподуменовые пегматиты обычно представлены телами зонального сложения. В их формировании в большинстве случаев достаточно отчетливо намечается начальная магматическая стадия и ряд последующих стадий минералообразования, обусловленных поступлением из магматического очага новых порций растворов, действующих на ранее образовавшиеся минералы и вызывающих серию замещений.

В первые стадии формирования тел сподуменовых пегматитов преобладающую роль играл калий, сменяющийся в последующем натрием и литием. Последние два элемента и определяют наиболее характерные особенности изучаемой группы пегматитов — обильное образование литиевых минералов и широкое развитие альбитизации.

Для более поздних стадий характерна роль бора, довольно часто олова, тантала, ниобия и для ряда месторождений фосфора и марганца. Обычно очень мала роль железа.

Среди минералов, замещающих сподумен, отмечаются альбит, пеллит, слюдистые продукты, эвкриптит, циматолит и каолинит.

Супергенная стадия развита не везде одинаково интенсивно и представлена минералами из группы каолинита и монтмориллонита.

Завитинское месторождение, обладая рядом общих для многих сподуменовых месторождений свойств, имеет и некоторые особенности. В истории его формирования достаточно отчетливо выделяются магматическая стадия и ряд последовательных стадий минерализации, связанных с циркуляцией поздних магматических растворов. Сочетание нескольких этапов активности позднемагматических растворов, вызвавших преобразование ранее отложенных минералов, их перекристаллизацию и замещение новыми минеральными ассоциациями с продолжающимся процессом развития рудовмещающих трещин, обусловило сложность и разнообразие строения и минерализации даек. Широкое развитие изменений вмещающих пород, обязанное воздействию позднемагматических растворов, тесно связано с общим процессом минерализации пегматитовых даек.

Завитинское месторождение имеет следующие особенности.

1. Выдержанность сподуменоносных даек по простиранию и на глубину.

2. Довольно четкое положение стадии образования сподумена, связанной с деятельностью растворов (возможно флюидных) и начинающейся раньше широкого развития процесса альбитизации.

Указания некоторых авторов на образование сподумена в последние моменты магматической стадии или на кристаллизацию его из наиболее поздних порций растворов не находят подтверждения при изучении Завитинских пегматитов.

3. Отсутствие (по материалам автора) на Завитинском месторождении литиево-марганцовых фосфатов, указываемых на многих других сподуменовых месторождениях. Для поздних стадий процесса здесь характерен лепидолит.

4. Отсутствие в районе Завитинского месторождения кварцевых жил с касситеритом, вольфрамитом и другими минералами, отмечаемых на некоторых других однотипных месторождениях (Южная Дакота, Восточная Манитоба и др.).

5. Широкое развитие послерудных смещений в Завитинском рудном поле.

6. Интенсивный процесс супергенного изменения сподумена с замещением его пегалитом и минералами группы каолинита и монтмориллонита. Процесс изменения сподумена сопровождается выносом и рассеянием лития, что приводит к обеднению руд и ухудшению их качеств в отношении обогащения.

Несмотря на перечисленные особенности, Завитинское месторождение, вместе с другими сподуменовыми месторождениями, обладает рядом свойств, характерных для выделенного А. Е. Ферсманом типа натролитиевых пегматитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ассовский А. Н., Некоторые данные об оловоносности Борщевочного хребта (Восточное Забайкалье), Известия Главного Геологоразведочного Управления, 1930, т. 49, № 7.
2. Валицкая И. С., Отчет Нижне-Ингодинской геолого-съемочной партии за 1936 г., Рукопись, Фонды Восточно-Сибирского Геологоразведочного Управления.
3. Гинзбург А. И., Процессы изменения сподумена, Записки Всесоюзного Минералогического Общества, 1944, ч. 73, № 4.
4. Голиков А. С., Завитинское литиевое месторождение, Рукопись, Фонды Ленинградского горного института, 1947.
5. Заварицкий А. Н., О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами, Записки Всесоюзного Минералогического Общества, 1947, № 1.
6. Икорникова Н. Ю. и Севрюгина Е. А., Пирамидальные, но призматического габитуса кристаллы оловянного камня из Восточного Забайкалья, Записки Ленинградского Горного института, 1934, т. 8.
7. Калинин П. В., Белый флогопит из мраморов Слюдянки, Записки Всесоюзного Минералогического Общества, 1945, № 1.

8. Коржинский Д. С., Петрографический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири, сборник «Слюды СССР», 1937.
 9. Куканов В., Отчет о работах Шивандинской гидрогеологической экспедиции, Рукопись, Государственный центральный институт Курортологии, 1935.
 10. Левиц Г. С., Отчет о разведочных работах 1933—1934 гг. на Завитинском месторождении, Рукопись, Фонды Восточно-Сибирского Геологического Управления, 1935.
 11. Левицкий О. Д., Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. Месторождения редких и малых металлов СССР, изд. Академии Наук СССР, 1939, вып. 2.
 12. Никитин В. Д., Основные черты генезиса керамических пегматитов Южной Карелии, Записки Всесоюзного Минералогического Общества, 1949, № 3.
 13. Никитин В. Д., К генезису слюдяных пегматитов Карелии, Записки Всесоюзного Минералогического Общества, 1950, № 4.
 14. Смирнов С. С., Очерк металлогении Восточного Забайкалья, Гостеолиздат, 1944.
 15. Ферсман А. Е., Пегматиты, том I, 1940.
 16. Шейнман Ю. М., Геологический очерк района нижнего течения рек Онона и Ингоды и верховьев Шилки. Восточное Забайкалье, Труды Восточно-Сибирского Геологического Треста, 1935, вып. 7.
 17. Bowman H. L., On an occurrence of minerals at Haddam Neck, Connecticut. Miner. Mag 13, 1902.
 18. Carneiro de Almado S., Johnston W. D., Leonardos J. R., Othon H. and Scorza E-P., The beryl—tantalite—cassiterite pegmatites of Paraiba and RioGrande de Norte, Northeast Brazil. Econ. Geol. vol. 39, No 3, 1944.
 19. Gabriel A., Slavin M. and Carl H. F., Minor constituents in spodumene. Econ. Geol. Vol. 37, No 2, 1942.
 20. Hess F. L., The spodumene pegmatites of North Carolina. Econ. Geol. Vol. 35, No 8, 1940.
 21. Landes K. K., Origin and classification of pegmatites. Amer. Miner. vol. 18, No 2 and No 3. 1933.
 22. Schaller W. T., The genesis of lithium pegmatites. Amer. Jour. Sci., Vol. 10, ser. 5, sept. 1925.
 23. Schwartz G. M., Geology of the Etta spodumene mine Black Hills, South Dakota. Econ. Geol. vol. 20, No 7, 1925.
 24. Schwartz G. M., Alteration of spodumene to kaolinite in the Etta mine. Amer. Journ. Sci. Vol. 33, January 1937.
-

ГРАНИТОИДНЫЕ ИНТРУЗИИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА И ОТНОШЕНИЕ ИХ К ВМЕЩАЮЩИМ ПОРОДАМ

Доц. А. Е. Карякин

ВВЕДЕНИЕ

Хрусталеносная полоса Приполярного Урала, геологическому описанию которой посвящена настоящая статья, охватывает собой водораздельную часть Уральского хребта, расположенную в пределах $64^{\circ}30'—65^{\circ}20'$ северной широты, т. е. от горы Хусь-Ойка на юге до хребта Малды на севере.

Вдоль главного водораздела Уральского хребта хрусталеносная полоса прослежена на 150 км и имеет ширину 25 км.

Геологическое исследование хрусталеносной полосы производится Полярно-Уральской экспедицией 8-го Главного Управления МПСС СССР.

Автор статьи в течение 10 лет принимал участие в работе этой экспедиции. В 1952 г. автором совместно с геологом В. А. Смирновой закончено составление геологической карты хрусталеносной полосы в масштабе 1 : 100 000 для площади около 4000 км². К сожалению, эта карта не может быть приложена в качестве необходимого дополнения к настоящей статье, ввиду ее больших размеров.

I. СТРАТИГРАФИЯ

Породы метаморфической толщи хрусталеносной полосы Приполярного Урала относятся к двум циклам седиментации: отложения верхнего протерозоя и отложения нижнего силура.

Отложения верхнего протерозоя отделяются от отложений нижнего силура эпохой воздымания, обусловленной тектогенезом. Породы нижнего силура несогласно залегают на породах верхнего протерозоя.

Несогласие в залегании пород имеет стратиграфический и тектонический характер. Однако, это несогласие маскируется наложением варисского тектогенеза и с полной очевидностью устанавливается только региональным геологическим картированием.

Толщу метаморфических пород мы разбиваем на три свиты: подкварцитовую (сланцы), кварцитовую (кварциты) и надкварцитовую (известняки).

В свою очередь, каждую из этих свит подразделяем на горизонты. Расчленение толщи метаморфических пород хрусталеносной полосы представлено в таблице.

Номер свиты	Наименование свиты	Номер горизонта	Наименование горизонта
I	Подкварцитовая (сланцы протерозоя)	1	Цоизито-биотитовые сланцы
		2	Слюдистые сланцы с прослоями кремнистых известняков
		3	Слюдистые сланцы с прослоями кварцитов и кварцитовых сланцев
		4	Слюдисто-карбонатные сланцы с линзами слюдистых мраморов и доломитов
II	Кварцитовая (кварциты нижнего силура)	1	Слюдистые кварциты
		2	Кварцитовые конгломераты
		3	Кварциты
		4	Кварцито-песчаники
III	Надкварцитовая (известняки нижнего силура)	1	Серые или розовато-желтые мраморы
		2	Пачки чередующихся слюдисто-карбонатных и карбонатных сланцев

Сланцы протерозоя. В стратиграфическом разрезе сланцы протерозоя залегают ниже фаунистически охарактеризованных нижнесилурийских образований, при этом они наиболее интенсивно дислоцированы и метаморфизованы. Породы этой свиты резко преобладают над породами двух последующих свит метаморфической толщи, являясь основным фоном геологической карты хрусталеносной полосы Приполярного Урала.

На северо-востоке исследованного района породы I свиты сменяются более молодыми образованиями II и III свит. Нижняя возрастная граница I свиты нам неизвестна, верхней ее стратиграфической границей служат несогласно залегающие на ней кварциты II свиты, относящиеся к нижнему силуру.

Сложное тектоническое строение сланцевой толщи протерозоя не позволяет дать точную цифру мощности I свиты, но, во всяком случае, она превышает 5 км.

Носмотря на монотонный внешний вид и частую перемежаемость пород, I свиту можно расчленить на четыре горизонта.

Относительная последовательность горизонтов устанавливается в разрезах пород I свиты — в скалистых обнажениях долин рек Манья, Парнук, Хобе-Ю и Мань-Хобе-Ю.

Находки *Collenid* и *Asagia* в слюдисто-карбонатных сланцах (4 горизонт) в районе горы Иркутсей указывают на их более молодой возраст. Более древний возраст цоизито-биотитовых сланцев подтверждается их положением в осевой зоне главного антиклинория Урала. Прямых указаний на перерывы в отложении между образованиями отдельных горизонтов или внутри их мы не имеем.

Кварциты нижнего силура S_1^3 . Данная свита состоит из кварцитов, кварцитовых конгломератов, песчаников и песчаных сланцев. Мощность свиты до 3 км. Породы II свиты несогласно залегают на размытой поверхности сланцев I свиты, перекрывая все горизонты последней. Контакт I и II свит в обнажениях удается наблюдать очень редко, так как кварцитовые породы II свиты устойчивы против выветривания и образуют скалистые гребни, подножья которых (места, где обычно проходит линия контакта) завалены крупноглыбовыми россыпями. По-

этому несогласие в залегании I и II свит устанавливается, главным образом, при картировании.

Но в ряде обнажений наблюдается и непосредственная линия контакта. Слоистость слюдястых кварцитов, залегающих на сланцах I свиты, всегда параллельна плоскости контакта. Зон милонитизации, параллельных этому контакту, не наблюдается. Таких зон или брекчий трения нет и в подстилающих сланцах. В низах кварцитовой свиты встречаются мелкие обломки сланца (район истоков реки Хобе-Ю), подстилающего данную свиту. Включения в кварцитах обломков сланцев мы рассматриваем, как образование типа базального конгломерата.

Для пород II свиты характерна светлосерая, серая или зеленовато-серая окраска; на северо-западе и западе исследованного района она сменяется буровато-серой и фиолетовой. Исходя из этого, некоторые исследователи расчленяют кварциты на две разновозрастные свиты. Однако, постоянство разрезов кварцитовой свиты и наличие фиолетовых слоев среди светлых кварцитов центральной зоны заставляет думать, что разница в окраске является или первичной фациальной особенностью или следствием различной степени метаморфизма пород.

Темнолиловый кварцит из хребта Малды, прокаленный И. В. Буссеном в лаборатории ВАОК в течение двух суток при температуре около 1000°, обесцветился и приобрел светлосерую окраску без нарушения сплошности породы.

Для верхних горизонтов II свиты известны многочисленные находки фауны брахиопод (*Angarella*) в районах реки Ягиней (приток реки Вангур), гор Малды, Няды-Сей, Обе-Из (работы Г. А. Чернова, 1936 г. и М. Е. Ненахова, 1945 г.). Это определяет возраст кварцитов как нижнесилурийский.

Породы II свиты широко развиты в северо-западной части района (хребты Малды и Сыня-Рузь). В северо-восточной части они образуют узкую полосу, опоясывающую сланцы I свиты в виде дуги, открытой к юго-западу. Кроме того, они протягиваются узкими параллельными полосами в пределах хрусталеносной полосы, отвечая ядрам размытых синклиналей второго порядка. Благодаря своей устойчивости породы этой свиты резко выделяются в рельефе. Ими обычно венчаются вершины исполинов Урала: Нер-Ойка, Кварцитная, Манарага, Народа и другие горы. Наиболее полные разрезы II свиты можно наблюдать по долинам ряда ручьев, текущих с гор Иркутсей и Россомаха. На основании детального изучения этих разрезов II свита разделена на 4 горизонта, в верхах которых имеются прослои известковистых сланцев.

Известняки нижнего силура S^b . III свита за пределами исследованного района связана непрерывными переходами с фаунистически охарактеризованными среднепалеозойскими карбонатными толщами. В пределах хрусталеносной полосы мощность ее около 2 км.

Как указано выше, в рассматриваемом районе не отмечено несогласия между III и подстилающей ее II свитой. Породы III свиты слагают долины рек Балбан-Ю, Хаталамби и Кожим, ограничивая с северо-востока хрусталеносную полосу, и уходят далее на север.

Выходы карбонатных пород всегда соответствуют отрицательным формам рельефа, в данном случае широким долинам рек Кожим, Балбан-Ю и Хаталамби.

Коренные обнажения известняков часто образуют невысокие обрывистые берега перечисленных рек. Границы II и III свит везде закрыты моренными и аллювиальными отложениями.

II. СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ ХРУСТАЛЕНОСНОЙ ПОЛОСЫ

Слоистые образования докембрийского и нижнепалеозойского возрастов, принимающие участие в строении хрусталеносной полосы, интен-

сивно дислоцированы. Они образуют складчатую структуру, осложненную сбросами и надвигами.

В южной части исследованного района породы имеют простирание близкое к меридиональному, с незначительным отклонением к западу или востоку; в северной — меридиональное простирание сменяется северо-восточным (азимуты $35-40^\circ$). На крайнем западе (район реки Вангур) пласты пород имеют восточное падение; в восточной и центральной (водораздельной) частях западное падение, причем в центральной части падение близко к вертикальному. По мере удаления от центральной части к востоку или западу падение пластов постепенно выполаживается до $25-30^\circ$.

Таким образом, древний возраст метаморфической толщи, веерообразное залегание пластов и возрастание углов падения в направлении к водоразделу Уральского хребта — указывают на то, что в пределах хрусталеносной полосы обнажается ядро антиклинория. Ядро антиклинория осложнено несколькими весьма крупными антиклинальными и синклинальными складками и значительно большим количеством менее крупных, на которые в свою очередь накладывается целая серия мелких и мельчайших складок вплоть до пloyчатости. Так, например, в пределах северной части хрусталеносной полосы ядро антиклинория осложнено двумя синклинальными складками. Эти складки маркируются кварцитами (II свита), реже карбонатными сланцами или известняками (III свита) и имеют северо-восточное простирание.

Восточная синклиналь в виде узкой прерывистой полосы прослеживается от горы Росомахи через горы Лапча, Лезвие, Чендер до реки Мань-Хобе-Ю.

Западная синклиналь значительно шире восточной и протягивается сплошной полосой от устья реки Балбан-Ю через горы Иркутсей, Старик, Карпин-Нер, Народа до истоков реки Парнук. Кроме того, ядро антиклинория в северной части хрусталеносной полосы осложнено тремя широкими антиклинальными складками: западной, центральной и восточной. Центральный антиклиналь располагается между восточной и западной синклиналями; восточный лежит к востоку от восточной, а западный к западу от западной синклинали.

В связи с сильной сдавленностью синклинальных складок они обнажаются на поверхности в виде узких зон, зажатых более широкими антиклинальными поднятиями.

Эти складки имеют изоклинальный характер с моноклинальным залеганием пластов даже при повторении в разрезе отдельных горизонтов.

В центральной и восточной частях района складки опрокинуты к востоку и только на крайнем западе (район реки Вангур) — к западу. Наиболее характерной особенностью складчатости хрусталеносной полосы является волнистость шарнира складок по простиранию. При их погружении ядра синклиналей паркируются кварцитами, карбонатными сланцами и известняками.

При воздымании шарниров складок обнажаются нижние горизонты I свиты (черные цоизито-биотитовые сланцы и другие породы), которые слагают большие площади в верховьях рек Хобе-Ю и Парнук. Кроме того, благодаря общему воздыманию шарнира антиклинория, в этом районе происходит выклинивание западной и восточной синклиналей, протягивающихся сюда с северо-востока. Обнажающаяся здесь осевая зона антиклинория прослеживается дальше на юг-запад, причем ее направление совпадает с водоразделом Уральского хребта.

В направлении к северо-востоку от района Парнук наблюдается общее погружение антиклинория, которое обуславливает здесь ныряние нижних горизонтов I свиты (цоизито-биотитовых сланцев) под более молодые отложения. Это подтверждается расширением синклинальных складок по направлению к северо-востоку. В районе реки Балбан-Ю,

в ядре западной синклинальной складки появляются породы III свиты — карбонатные сланцы и известняки. Ось этой синклинали совпадает с направлением долины реки Балбан-Ю. Синклиналь имеет симметричный характер, так как кварциты хребта Малды, отвечающие западному крылу складки, падают на юго-восток почти под тем же углом, что и кварциты горы Иркутсей, падающие к северо-западу и отвечающие ее восточному крылу.

В связи с крутым погружением шарниров складок центрального и восточного антиклиналов в районе горы Росомаха наблюдается периклинальное падение пластов — к востоку, северо-востоку, северу и северо-западу. Здесь более молодые отложения последовательно огибают погружающееся ядро антиклинория с запада, севера и востока.

Как известно, в местах погружения складчатых структур наблюдаются истинные возрастные соотношения пластов, поэтому в районе Росомаха — Балбан-Ю были детально изучены разрезы и на их основании составлена стратиграфическая колонка. В связи с погружением антиклинория, хрусталеносная полоса дальше на северо-восток не продолжается и довольно четко оконтуривается горизонтами III свиты (карбонатными сланцами и известняками).

III. МЕСТО СТРУКТУРЫ ХРУСТАЛЕНОСНОЙ ПОЛОСЫ В СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЕ УРАЛЬСКОГО ХРЕБТА

Для Уральского хребта весьма характерно зональное строение. В пределах хребта отчетливо выделяются три зоны: 1) палеозойских отложений западного склона хребта; 2) метаморфических пород центральной части хребта; 3) палеозойских отложений восточного склона хребта.

Зона палеозойских отложений западного склона хребта сложена породами силурийского, девонского, каменноугольного и пермского возрастов. На крайнем западе Уральского хребта отложения пермского возраста имеют спокойное залегание. Интенсивность дислокации палеозойских отложений увеличивается к востоку и в центральной части хребта достигает максимальных размеров.

Центральная зона сложена наиболее древними породами Уральского хребта. В состав ее входят: слюдистые сланцы, туффиты, амфиболиты, кварциты и кварцитовые конгломераты. Все эти метаморфические породы прорваны многочисленными и разнообразными по составу варисскими интрузиями.

Зона палеозойских отложений восточного склона сложена осадочными и вулканогенными породами силурийского и девонского возрастов.

В структурном отношении Уральский хребет представляет крупный антиклинорий, вытянутый в северо-восточном направлении. Крылья его осложнены целым рядом антиклиналей и синклиналей, причем складки западного крыла опрокинуты к западу, а складки восточного крыла — к востоку.

Метаморфическая толща хрусталеносной полосы Приполярного Урала так же, как и метаморфическая свита (М) Среднего и Южного Урала, сложена интенсивно дислоцированными слюдистыми сланцами, амфиболитами, кварцитами и кварцитовыми конгломератами.

Хрусталеносная полоса Приполярного Урала окаймляется палеозойскими отложениями как с запада (по данным Е. Д. Сошкиной и Т. А. Добролюбовой), так и с востока (по данным Н. А. Сирина и К. А. Львова).

Следовательно, в пределах Приполярного Урала, Уральский хребет имеет зональное строение. Метаморфическая толща хрусталеносной полосы сложена такими же породами, как и центральная зона складчатой области Урала и занимает положение в ядре Уральского антиклинория.

рия. Характер складчатости структуры хрусталеносной полосы вполне соответствует строению Уральского антиклинория и в общих чертах достаточно точно отражает его своеобразную форму.

IV. ГРАНИТОИДНЫЕ ИНТРУЗИИ И ОТНОШЕНИЕ ИХ К ВМЕЩАЮЩИМ ПОРОДАМ

Магматические породы занимают до 40% площади хрусталеносной полосы. Изверженные породы весьма разнообразны, но поражает резкое преобладание пород гранитоидного ряда и почти полное отсутствие гипербазитов, столь широко распространенных за пределами хрусталеносной полосы (на Северном и Полярном Урале).

Вулканическая деятельность на Приполярном Урале началась еще в протерозойское или нижнепалеозойское время. Среди сланцев I свиты имеются гнейсы и пачки слоев (зеленые сланцы, актинолитово-хлоритовые и эпидотовые сланцы) несомненно изверженного происхождения. Образования этих изверженных пород отнести к более определенному геологическому периоду для нас не представляется возможным. Древнейшие изверженные породы имеют к тому же подчиненное распространение. Преобладающее развитие здесь принадлежит варисским гранитоидным интрузиям.

Интрузивы гранитоидов варисского возраста группируются в три полосы: западную (Малды, Сыня-Рузь, Вангур), центральную (Хата-ламби, Неройка) и восточную (Кожим, Сале-Урне-Хум). Каждая из них состоит из ряда массивов, занимая осевые зоны крупных антиклиналей и вытягивается, согласно с общим простиранием пород в северо-восточном направлении.

Варисские магматические проявления по морфологическим особенностям, характеру и последовательности образования можно разделить на следующие три формы.

А. Гнейсоподобные образования (контаминационные гнейсы), мигматиты и гранитизированные сланцы.

Б. Складчатые интрузии.

В. Трещинные интрузии и жильные породы.

А. Гнейсоподобные образования (контаминационные гнейсы), мигматиты и гранитизированные сланцы

Небольшие массивы мелкозернистых гранитоидов восточной полосы окружены ареалами мигматизированных и гранитизированных вмещающих толщ. Смешение эруптивного материала и материала вмещающих пород при этом достигает таких размеров, что точно оконтурить интрузивные массивы почти никогда не удается.

Контактные ареалы, которые сопровождают массивы мелкозернистых гранитоидов, поражают своей обширностью и образуют особую зону, часто именуемую «гнейсами восточной полосы» (Н. А. Сирий и др.).

При переходе от гранитоидных массивов к вмещающим их породам, как правило, вначале идут гнейсоподобные образования. По минералогическому составу, текстурным и структурным особенностям эти породы вполне можно отнести к гнейсам, но взаимопереходы с гранитоидами указывают на их гибридное происхождение. По нашим наблюдениям гнейсоподобные образования являются интенсивно гранитизированными сланцами и служат переходным звеном к породам интрузивного происхождения. Реликты сланцевой текстуры придают им облик гнейсов. В гнейсоподобных образованиях довольно хорошо сохранились следы мелкой складчатости и плейчатости замещенных сланцев. Состав гибридных пород: кварц, плагиоклаз, серицит и хлорит. Структура их лепидобластическая.

Количество и размеры слюдястых участков постепенно увеличиваются, сеть их усложняется, а центральные зоны наиболее крупных полос при-

обредают внешнее сходство со сланцами. Таким образом, они переходят в полосу небулитов инъекционных гнейсов, достигающих 3 км ширины. Эти породы, в свою очередь, постепенно переходят в обычные мигматиты, в которых уже ясно выделяются участки и полосы, ленты и прожилки гранитоидного материала среди слюдистых сланцев (парагнейсов).

Дальше от контактов гранитоидных массивов восточной полосы парагнейсы сменяются гранитизированными сланцами, которые внешне похожи на сланцы I свиты. Гранитизированные сланцы имеют грубо-плитчатую отдельность. Текстура их полосчатая или линзовидная. Структура лепидобластическая, порфиробластическая с участками торцовой или гранобластической. Порфиробласты образованы кристаллами граната. От обычных сланцев гранитизированные сланцы отличаются присутствием линзочек и жилок, состоящих из плагиоклаза, кварца, иногда калиевого полевого шпата.

Гранитизированные сланцы постепенно переходят в обычные слюдистые сланцы.

Б. Складчатые интрузии

1. Амфиболовые гранодиориты и диориты

Амфиболовые гранодиориты, диориты и целый комплекс связанных с ними пород слагают Парнукский массив и образуют ряд вскрытых эрозией выходов апикальных частей крупной складчатой интрузии, которые тянутся от предгорий горы Сале-Урне-Хум на юге до реки Пелингичей на севере.

Кроме того мелкие выходы этих пород известны среди гнейсов восточной полосы и в центральной зоне. Все указанные массивы имеют согласное залегание с вмещающими их породами и образуют наиболее высокие горы исследованного района (Неприступная, Лира, Диоритовая и др.).

Парнукский массив является наиболее крупным массивом описываемых пород. Он располагается в истоках рек Парнук, Мань-Хобе-Ю, Вангур и Манарага.

Форма массива неправильная. С востока под массив падают сланцы наиболее древнего комплекса пород района, а с запада они налегают на интрузивный массив. Массив вытянут согласно с общим простиранием пород в меридиональном направлении. Его площадь около 100 км², обнаженность очень хорошая, поэтому можно наблюдать взаимоотношения входящих в состав интрузии пород. В центре массива (кары Мань-Хобе-Ю и Парнука) постоянно встречаются крупные (до сотен метров в диаметре) и мелкие глыбы амфиболитов. Ксенолиты (амфиболиты) пересечены сетью жил и нечетких полос, которые состоят из гранитоидного материала и образуют подобие гигантской эруптивной брекчии. По периферии массива постоянно наблюдается то ясная, то плохо различимая полосчатость, которая обусловлена чередованием темных (габбро-диоритовых) и светлых (гранодиоритовых) полос, имеющих ширину от десятков сантиметров до сотен метров. Вытянуты полосы параллельно простиранию вмещающих пород. Аналогичные элементы залегания имеет и гнейсификация, которая постоянно наблюдается в краевых частях массива.

Массив в изобилии содержит ксенолиты сланцев (районы ручьев Короткий, Снежный и Кварцито-Шор) и кварцитов (плато Верхний Парнук, кара Мань-Хобе-Ю и мелкие глыбы в обрывах хребта Неприступный). Пространственное положение сланцеватости и слоистости в ксенолитах не отличается от сланцеватости и слоистости в окружающих массив породах.

Эта интрузия отличается большим разнообразием пород, но в основном она сложена диоритами. Однако, имеются отклонения как к более кислым, так и к более основным породам.

В районе гор Псевдо-Чендер, Малый Чендер, Большой Чендер, Лезвие, Лапче амфиболитовые гранодиориты и генетически связанные с ними породы образуют целый ряд массивов: Ош-Кыян-Шорский, Николай-Шорский, Водораздельный, Хасаварский, Южно-Гранитный, Мань-Хобеинский и т. д., кончая восточным подножьем горы Сале-Урна-Хум.

Размеры их небольшие (до 10 км по длинной оси). Сходство пород массивов и их расположение дают основание предполагать, что это одна крупная, слабо эродированная, согласная интрузия. Эта интрузия в основном сложена гранодиоритами, переходящими по направлению к центру ее в плагиограниты, а по направлению к периферии в диориты и габбро обычно рассланцованные.

Контактовые воздействия интрузии гранодиоритов выражены весьма отчетливо. Около массивов гранодиоритов резко заметна разница степени изменения вмещающих пород в зависимости от положения контакта. Контакты, параллельные направлению складчатости, сопровождаются полосой контактово-метаморфических пород шириной около 2 км. Значительно сильнее контактовые воздействия проявились там, где линия контакта имеет направление вкрест простирания складчатости, т. е. в местах погружения массива. Как правило, эти контакты имеют слепой характер и весьма сложный контур. В этом случае ареал контактового воздействия имеет большую площадь и разнообразный состав пород от континминационных гнейсов до гранитизированных сланцев. Здесь гранитизированные сланцы покрывают массивы гранитоидов как бы плащом. Полевые наблюдения показывают, что внутри этого покрова степень преобразования вмещающих пород изменяется пропорционально удалению от поверхности гранодиоритового массива и фиксируется частой сменой разнообразных контактово-метаморфических образований.

Линия, оконтуривающая гранитизированные породы, дает возможность судить о положении контакта на глубине. Так, например, отдельные участки гранитизированных сланцев, расположенные между гранодиоритовыми массивами и сплошная полоса, сопровождающая их по бокам от Сале-Урне-Хум до Ош-Кыян-Шора, подтверждают наше предположение о том, что эти массивы являются апикальными частями крупного плутона.

Заметим, что контакты гранодиоритовых массивов параллельные простиранию складчатости ровные, иногда отчетливые, а контакты, идущие вкрест простирания складчатости, имеют гребенчатый характер, при этом выступы гранодиоритов отвечают мелким антиклинальным складкам.

Вблизи гранодиоритовых массивов (район гор Гранитная, Диоритовая, Непрístupная, Сале-Урне-Хум) наблюдаются постепенные и едва уловимые переходы от слюдистых сланцев к мигматитам и гнейсоподобным образованиям. Гранитизированные сланцы являются промежуточным звеном между слюдистыми сланцами, с одной стороны и мигматитами и гнейсоподобными образованиями, с другой. Причем у самого контакта с гранодиоритовой интрузией развиваются гнейсоподобные образования, которые служат переходом к собственно изверженной породе.

2. Биотитовые граниты и генетически связанные с ними гранодиориты и диориты

Три упомянутые выше полосы интрузивных пород в основном сложены массивами гранитов.

Западная полоса включает массивы Малды, Манарага, Вангур, Патон.

Центральная полоса складывается массивами Кожим, Куз-Цуа-Ю, Народа, Парнук, Хобе-Ю, Неройка.

Восточная полоса имеет также небольшие массивы гранитов среди контаминационных гнейсов.

Как уже отмечалось, массивы гранодиоритов образуют наиболее высокие горы исследованного района. Граниты обнажаются или на склонах гранодиоритовых гор или, в случае глубокого эрозионного среза, образуют большие массивы. Такие массивы гранитов приурочиваются к местам воздымания крупных антиклиналей и, как правило, исчезают там, где складчатость начинает погружаться.

Апофизы гранитов (иногда довольно крупных размеров) прорывают все породы метаморфической толщи (включая известняки силура), а также апикальные части гранитного плутона, т. е. контаминационные гнейсы, диориты и гранодиориты. В гранитах встречаются ксенолиты вмещающих пород, но значительно реже, чем в гранодиоритовых массивах. Они очень сильно изменены и перекристаллизованы. Большинство гранитных массивов в периферических частях окаймляются гранодиоритами или диоритами.

Контактные воздействия биотитовых гранитов значительно слабее, чем амфиболитовых гранодиоритов. Контакты параллельные направлению складчатости сопровождаются полосой инъекционных гнейсов (шириной в несколько десятков метров), которые постепенно переходят в гранитизированные сланцы. Контакт между гранитами и инъекционными гнейсами четкий. Граниты в контакте с вмещающими породами рассланцованы и обогащены серицитом и хлоритом.

В. Трещинные интрузии и жилые породы

1. Трещинные интрузии лейкократовых гранитов и гранит-аплитов

Лейкократовые граниты и гранит-аплиты образуют в пределах хрусталеносной полосы многочисленные, обычно небольшие трещинные интрузии. Они приурочены к двум системам крупных трещин — меридиональным и широтным.

Трещинные интрузии лейкократовых гранитов и гранит-аплитов секут массивы диоритов, гранодиоритов и биотитовых гранитов.

Тела гранит-аплитов встречаются значительно реже, чем лейкократовых гранитов и имеют меньшие размеры.

2. Межформационные трещинные интрузии кварцевых порфиров

Все межформационные интрузии сосредоточены в северо-западной и северо-восточной частях хрусталеносной полосы, в районах гор Росомаха, Малды, Сыня-Рузь, Манарага. Трещинная интрузия, протягивающаяся от горы Манарага по направлению к хребту Малды, имеет длину несколько десятков километров, причем довольно точно повторяет все изгибы линии межформационного контакта. В этом контакте, между толщей кварцитов (нижний силур) и слюдястыми сланцами (протерозой) располагается интрузия кварцевых порфиров.

Согласно данным геолога И. В. Буссена, в кварцевых порфирах массива Пысьян-Шор встречена масса ксенолитов кварцитовых пород, а также крупных глыб сланцев; сланцеватость в этих глыбах повернута почти на 90° по отношению к сланцеватости вмещающих пород. Кроме того, от массива порфиров отходят апофизы, секущие кварциты.

Некоторые авторы (Н. А. Сирин, М. Е. Ненахов, Г. В. Меркулова) считают эти породы эффузивами и выделяют их в стратиграфический горизонт.

Однако перечисленные выше факты не позволяют относить их к эффузивам, а тем более выделять как стратиграфический горизонт.

Необходимо отметить, что в контакте с кварцевыми порфирами слюдястые сланцы изменены в кварцево-хлоритовые породы. Это изменение произошло под влиянием гидротермальных растворов, которые при своем поднятии из глубины использовали плоскости контакта кварцевых порфиров. Гидротермальный характер изменения подтверждается и тем, что хрусталеносные кварцевые жилы здесь локализуются в узкой зоне кварцево-хлоритовых пород.

Между тем, многими исследователями Приполярного Урала кварцево-хлоритовые породы принимались за измененные диабазы. При этом считалось, что эти диабазы как пространственно, так и генетически тесно связаны с кварцевыми порфирами и образуют с ними одно тело сложного состава.

3. Жильные породы

Породы жильной фации распространены повсеместно, но интенсивность их концентрации различна. Наибольшая концентрация отмечается в ядрах антиклиналей, а также в экзо- и эндоконтактах гранитоидных интрузий. Такая локализация жильных пород, по всей вероятности, объясняется тем, что места перегибов антиклиналей и зоны контактов претерпевали наибольшее напряжение и являлись благоприятным местом для развития жильовмещающих трещин.

Интересно заметить, что в породах кварцевой свиты (маркирующих шарнирные части синклиналей) жильные изверженные породы встречаются крайне редко.

Из числа жильных пород широкое развитие принадлежит кварцевым порфирам и диабазам. Аплиты и пегматиты встречаются редко.

Контактовые воздействия, оказываемые жильными телами на вмещающие породы, весьма незначительны. Около контакта во вмещающих породах развиваются: серицит, хлорит, эпидот.

Трещинные интрузии и породы жильной фации являются наиболее молодыми образованиями среди магматических пород хрусталеносной полосы Приполярного Урала. Они прорывают все породы, слагающие массивы складчатых интрузий. Вероятно, трещинные интрузии и породы жильной фации являются дериватами гранитной магмы и их появление связано с последними фазами варисского вулканизма.

У. ОТНОШЕНИЕ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ К ОКРУЖАЮЩИМ ИХ СТРУКТУРАМ

В предыдущем разделе отмечалось, что гранитоидные массивы образуют три полосы, вытянутые в северо-восточном направлении, согласно с общим простиранием пород района.

Эти полосы располагаются в антиклинальных складках: западная полоса в западном антиклинале, центральная в центральном и восточная в восточном.

Западная и центральная полосы гранитоидов расположены в осевой зоне Уральского антиклинория, а поэтому имеют более глубокий эрозионный срез. Каждая из них состоит из отдельных гранитоидных массивов, разделенных между собой по простиранию гранитизированными сланцами, мигматитами и гнейсоподобными образованиями (контаминационными гнейсами). Массивы этих полос сложены преимущественно крупнозернистыми и порфировидными биотитовыми гранитами. Диориты и гранодиориты встречаются только в периферических зонах гранитных массивов. Правда, в центральной гранитоидной полосе в Парнукском районе обнажается крупный диоритовый массив. Его петрографический состав очень сложный и варьирует от габбро до гранитов. Вмещающие породы этого массива, по всей вероятности, имели мергелистый характер, так как при контактовом метаморфизме они превратились в существенно биотитовые, гранатовые, хиастолитовые или андалузитовые породы.

Кроме того в диоритовом массиве имеется большое количество ксенолитов, по своему составу отвечающих амфиболитам. По нашему мнению, габбро-диориты и диориты Парнукского массива являются гибридными породами и образовались в результате ассимиляции карбонатных сланцев гранитной магмой. В пределах хрусталеносной полосы основные изверженные породы так же, как и известковистые сланцы, пользуются ограниченным распространением. Здесь преимущественное развитие принадлежит кислым изверженным и существенно кварцевым осадочно-метаморфическим породам.

В Парнукском диоритовом массиве диориты слагают высокие горы Приполярного Урала: Диоритовую, Лиру и хребет Непрístupный. Необходимо заметить, что на склонах этих гор обнажаются гранодиориты, а подножья их (Диоритовой и Леры) сложены биотитовыми порфировидными гранитами.

Восточная полоса располагается вблизи восточного крыла антиклинория, а поэтому эрозионный срез здесь прошел не так глубоко, как в осевой зоне антиклинория. Видимо, этим обстоятельством объясняются небольшие размеры гранодиоритовых массивов этой полосы и широкое развитие в ней контактово-метаморфических и контаминационных пород (гранитизированных сланцев, мигматитов и гнейсоподобных образований). Таким образом, гранодиоритовые массивы и контаминационные породы восточной полосы представляют апикальную часть гранитной интрузии. Взаимоотношение контактово-метаморфических и контаминационных пород с гранитоидными массивами изложено в предыдущем разделе.

Здесь только отметим следующие факты.

1. Слюдистые сланцы вблизи массивов гранодиоритов заметно гранитизированы. При сильной гранитизации слюдистые сланцы принимают облик гнейсоподобных образований, но сохраняют пльчатость и микроскладчатую структуру. Местами гранитизация настолько интенсивна, что трудно найти границу между гнейсоподобными образованиями (контаминационными гнейсами) и гранодиоритами.

2. Массивы гранодиоритов сложены разнообразными породами: гнейсоподобными образованиями, полосатыми гранодиоритами и плагиогранитами.

Полевые наблюдения приводят к выводу, что гнейсоподобные породы и полосатые гранодиориты образовались путем замещения гранитным веществом слюдистых сланцев и других слоистых пород.

Формирование складчатых интрузий в хрусталеносной полосе Приполярного Урала, по нашему мнению, происходило следующим образом.

Во время интенсивного складкообразовательного процесса в сформировавшееся ядро Уральского антиклинория началось внедрение огромных магматических масс гранитного состава. Как известно, гранитная магма богата минерализаторами и газами. Проникновение гранитных флюидов, в связи со складкообразовательными движениями пластически текучих пород, привело к образованию гранитизированных сланцев, мигматитов и гнейсоподобных пород. В процессе метасоматического воздействия, а затем частичной или полной ассимиляции разнообразных пород кровли, образовались габбро, габбро-диориты, диориты и другие гибридные породы.

Материнская гранитная интрузия, породившая разнообразные изверженные породы в хрусталеносной полосе Приполярного Урала, приурочена к ядру главного Уральского антиклинория. Контактво-метаморфические породы (гранитизированные сланцы, мигматиты и гнейсоподобные образования), а также гибридные породы (габбро, габбро-диориты, диориты) приурочены к антиклинальным структурам второго порядка, которые развиты на крыльях Уральского антиклинория, т. е. к западному, центральному и восточному антиклиналам.

Необходимо дополнить, что гранитоидные породы приурочены не только к антиклинальным структурам, но и к местам воздымания шарниров синклинальных складок. Так, например, свита кварцитовых пород во многих местах разобщена между собою гранитоидными массивами.

В районе истоков рек Хаталамби, Народа, Мань-Хобе-Ю и Кварцито-Шор гранитоидные массивы содержат большое количество полностью и частично ассимилированных ксенолитов пород кварцитовой свиты. При этом, ксенолиты, сохраняя простираие кварцитовых толщ, располагаются в виде полос на продолжении шарнирной части синклинальных складок. Такое взаимоотношение указывает на замещение складчатых структур породами гранитной магмы. Многие синклинальные и антиклинальные складки хрусталеносной полосы настолько сильно замещены складчатыми интрузиями, что от складчатых структур остались лишь реликты.

В таких структурах можно наблюдать, как типично складчатые сложные интрузии «завоевывали» себе место ассимиляцией и переплавлением окружающих пород в процессе проникновения в ослабленные зоны антиклинальных складок.

VI. ТЕКТОНИКА ХРУСТАЛЕНОСНОЙ ПОЛОСЫ НА ФОНЕ ОБЩЕЙ ИСТОРИИ УРАЛА

Тектоника хрусталеносной полосы в общих чертах вполне соответствует тектонике всего Уральского хребта. Как на всем Урале, в хрусталеносной полосе отмечаются следы древнейших тектонических движений: 1) перерыв в отложении между первой свитой (слоистые сланцы) и второй (кварциты). Он устанавливается по наличию в основании кварцитовой свиты базальных (полимиктовых) конгломератов; 2) угловое несогласие между этими свитами (верхнепротерозойской и нижнепалеозойской).

Тектоническое движение в эту эпоху, по всей вероятности, сопровождалось проявлением вулканизма, но в пределах хрусталеносной полосы не имеется сколько-нибудь достоверных геологических материалов о следах доварисского вулканизма.

Большинство геологов, изучавших Урал, считают, что основные структуры Уральского хребта связаны с варисской складчатостью и главный складкообразовательный процесс относится к верхнепермской эпохе. Однако, для более детального определения его времени точных фактов пока нет: 1) отсутствуют данные для точного определения возраста тех слоистых отложений, которые остались незатронутыми складкообразовательными движениями; 2) складчатость верхнепермских отложений на западном склоне Приполярье Урала могла происходить и в течение мезозойского времени (триас-юра).

Исходя из этих соображений может быть следует значительно повысить возраст главной складчатости Уральского хребта.

Нами отмечалось, что основные формы складчатой структуры хрусталеносной полосы в общих чертах довольно точно отражают строение Уральского антиклинория. Это положение указывает на то, что формирование складчатой структуры хрусталеносной полосы неразрывно связано с образованием Уральского антиклинория и, следовательно, своим происхождением обязано варисскому складкообразовательному движению.

Слоистые отложения этой полосы, по сравнению с отложениями западного и восточного склонов Уральского хребта, интенсивно дислоцированы и более сильно метаморфизованы. Однако, это положение не может служить доказательством одновременности формирования складчатой структуры хрусталеносной полосы по отношению к складчатой структуре Уральского антиклинория. В настоящее время многие геологи признают, что наиболее интенсивное проявление складчатости происходит на глубине, т. е. в центральной части складчатой области. Как сказано

выше, хрусталеносная полоса занимает центральную часть Уральской складчатой области. Кроме того высокая степень метаморфизма слоистых отложений этой полосы, несомненно, обусловлена наличием в ней большого количества интрузий.

Известно, что варисская складчатость на Урале сопровождалась очень крупными интрузиями гранитоидов, которые на поверхности Уральского хребта занимают большие площади.

Как отмечено выше, складчатые интрузии и сопровождающие их гибридные образования приурочены к антиклинальным структурам хрусталеносной полосы.

Такое взаимоотношение интрузий с окружающими их складчатыми структурами (сформировавшимися в период главного складкообразования на Урале) позволяет связывать внедрение гранитной магмы, породившей разнообразные изверженные породы в нашем районе, с варисской складчатостью.

Наиболее молодыми образованиями хрусталеносной полосы являются кварцевые жилы. Они секут все изверженные породы, в том числе и породы жильной фации (кварцевые порфиры, диабазы и аплиты). Территориально хрусталеносные кварцевые жилы тяготеют к гранитоидным интрузиям и, по всей вероятности, являются гидротермальными производными гранитной магмы.

ВИ. МЕСТО КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ В СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЕ ХРУСТАЛЕНОСНОЙ ПОЛОСЫ

Хрусталеносной полосой Приполярного Урала называют площадь, насыщенную кварцевыми жилами, с которыми территориально и генетически связаны хрустальные гнезда.

Как отмечалась, эта полоса приурочена к ядру Уральского антиклинория, вытянута вдоль хребта, примерно, на 200 км и имеет ширину около 25 км.

В глинисто-карбонатных сланцах и известняках III свиты хрусталеносные кварцевые жилы встречаются крайне редко. Наиболее высоким стратиграфическим горизонтом, где наблюдалась большая насыщенность этими жилами, является II свита: кварцитовые конгломераты, кварциты и кварцитовые сланцы.

Таким образом, хрусталеносная полоса довольно четко оконтуривается выходами пород известковой толщи III свиты. В пределах хрусталеносной полосы кварцевые жилы встречаются повсеместно и почти во всех породах, но степень концентрации их крайне неравномерна. Места максимальной концентрации кварцевых жил приурочены: 1) к контактовым зонам гранитоидных интрузий; 2) к участкам интенсивных дизъюнктивных дислокаций, которые в поле фиксируются изобильным проявлением пород жильной фации; 3) к участкам интенсивного проявления мелких складчатых структур, которые в поле легко обнаружить по частой перемежаемости пород и многократным повторениям в разрезе отдельных пластов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Львов К. А., Докембрий и нижний палеозой Урала, Объяснительная записка к геологической карте Урала масштаб 1 : 500 000, изд. ЦНИГРИ, 1945.
2. Добролюбова Т. А. и Сошкина Е. Д., Общая геологическая карта Европейской части СССР (Северный Урал), Труды Ленинградского геолого-геодезического треста, 1935, вып. 8, лист 123.
3. Сирин Н. А., Геолого-петрографическое исследование Приполярного Урала, изд. АН СССР, 1945.
4. Чернов А. А. и Чернов Г. А., Геологическое строение бассейна р. Косью в Печорском крае, изд. АН СССР, 1940.

ТИПЫ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ УРАЛА И ИХ ХРУСТАЛЕННОСТЬ

Доц. А. Е. Карякин

1. КЛАССИФИКАЦИЯ ЖИЛОВМЕЩАЮЩИХ ТРЕЩИН

В породах хрусталеносной полосы Северного Урала господствуют три системы трещин отдельности: согласные, секущие и поперечные. К этим трещинам приурочены почти все хрусталеносные кварцевые жилы Северного Урала.

Согласные трещины развиваются по плоскостям сланцеватости вмещающих пород. Элементы залегания трещин этой системы находятся в прямой зависимости от направления сланцеватости. Как правило, простираение их близко к меридиональному, а падение западное под углом 30—85°.

На рис. 1 изображена согласная кварцевая жила.

Секущие трещины развиваются по направлению простираения сланцеватости вмещающих пород, но по падению они секут плоскость сланцеватости почти под прямым углом. В зависимости от углов падения плоскостей сланцеватости вмещающих пород, углы падения жиловмещающих трещин этой системы колеблются от 75° до горизонтальных.

На рис. 2 показан характер залегания секущей кварцевой жилы.

Поперечные трещины секут сланцеватость вмещающих пород как по простираению, так и по падению. В зависимости от того в какой из этих систем располагаются кварцевые жилы, они делятся на три типа:

I тип — согласные кварцевые жилы;

II тип — секущие кварцевые жилы;

III тип — поперечные кварцевые жилы.

Среди кварцевых жил Северного Урала наиболее распространены первые два типа. Поперечные кварцевые жилы встречаются реже. Необходимо заметить, что деление кварцевых жил на перечисленные типы условно, ибо все они одновозрастны, генетически родственны и выполняют систему трех сопряженных между собой тектонических трещин. Подтверждением этого является жила № 47 на месторождении Кварцита-Шор и жила № 15 на месторождении Верхний Парнук.

Кварцевая жила № 47 приурочена к двум системам сопряженных между собой трещин (согласным и секущим), благодаря чему она имеет ступенчатую форму. Жила № 15 залегает в зоне контакта кварцитовых конгломератов с интрузией диорита и заполняет все три системы густорасположенных трещин, образуя штокверкообразное кварцевое тело весьма сложной формы. Однако, несмотря на имеющиеся отклонения, кварцевые жилы значительно чаще встречаются в виде самостоятельных согласных, секущих и поперечных.

Почти во всех породах (сланцах, кварцитах и гранитоидах) Северного Урала хорошо выражена сланцеватость и гнейсификации. К тому

же элементы залегания плоскостей сланцеватости и гнейсификации, как правило, совпадают с элементами залегания изоклинальных складок. Поэтому принцип классификации жильно-мещающих трещин, основанный

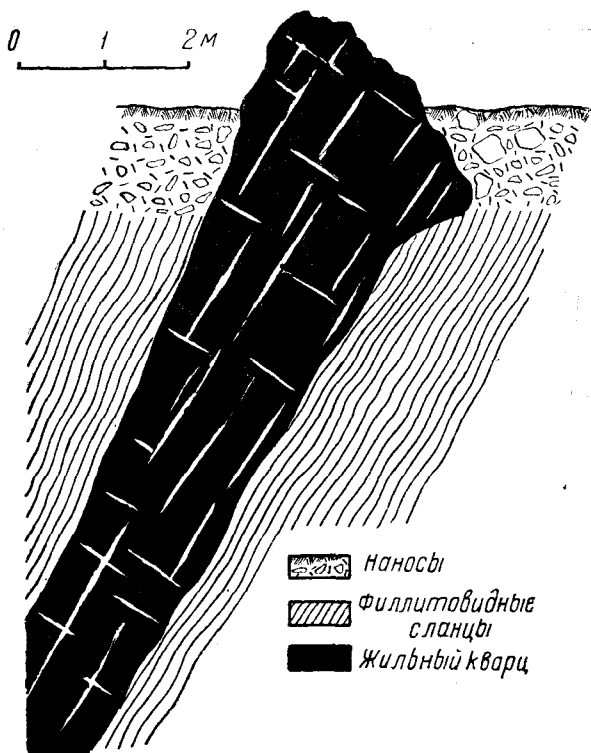


Рис. 1. Согласно кварцевая жила № 64 (месторождение Додо), приуроченная к сланцеватости пород

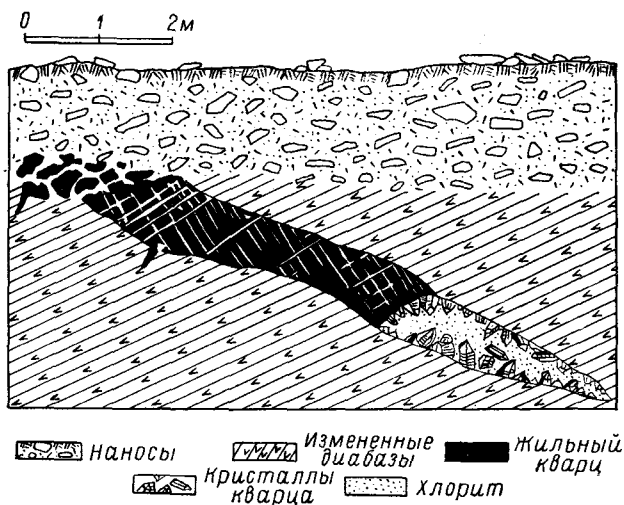


Рис. 2. Гнездо с кристаллами кварца, расположенное на выклинивании секущей кварцевой жилы

на отношении плоскостей трещин к плоскостям сланцеватости, вполне приемлем и практически удобен.

Как было сказано выше, простирание плоскостей сланцеватости близко к меридиональному, а падение их преимущественно западное под углом $25-85^\circ$. В соответствии с этим элементы залегания согласных трещин полностью совпадают с элементами залегания плоскостей сланцеватости и гнейсификации.

Простирание секущих трещин близко к меридиональному, а падение, обычно, восточное под углом от 0 до 75° .

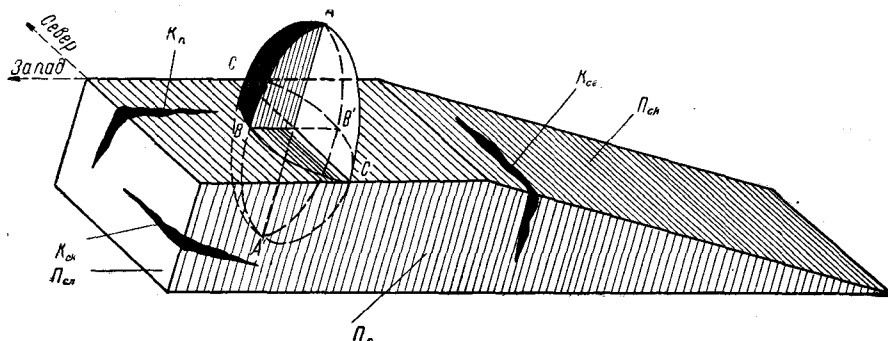


Рис. 3. Положение эллипсоида деформации в складчатой структуре Приполярного Урала: AA' —большая ось эллипсоида деформации; CC' —средняя ось эллипсоида деформации; BB' —малая ось эллипсоида деформации; $P_{сл}$ —плоскость сланцеватости; $P_{ск}$ —секущая плоскость; $P_{п}$ —поперечная плоскость; $K_{сг}$ —согласная кварцевая жила; $K_{сн}$ —секущая кварцевая жила; $K_{п}$ —поперечная кварцевая жила

Поперечные трещины имеют простирание, близкое к широтному, а углы падения от 60 до 90° . Из рис. 3 видно, что в складчатой структуре Северного Урала большая ось (AA') эллипсоида деформации совпадает с линией падения плоскости сланцеватости, а малая ось (BB') параллельна направлению наибольшего сжатия пластов, действовавшего во время складкообразования.

По классификации Беккера согласные ($P_{сл}$ — плоскость сланцеватости) и секущие ($P_{ск}$ — плоскость секущей трещины) трещины следует отнести к трещинам скалывания, а поперечные ($P_{п}$ — плоскость поперечной трещины) — к трещинам растяжения.

Согласные и секущие трещины (трещины скалывания) пересекаются в средней оси (CC') эллипсоида деформации под углом близким к 90° . Трещины растяжения ориентированы вдоль малой оси (BB') эллипсоида деформации и образуют с трещинами скалывания угол около 90° . Линия пересечения трещин скалывания (секущих и согласных) расположена параллельно средней оси (CC') эллипсоида деформации и совпадает с направлением простирания складчатых структур Северного Урала.

На рис. 4 показана секущая кварцевая жила, приуроченная к шарниру синклинальной складки.

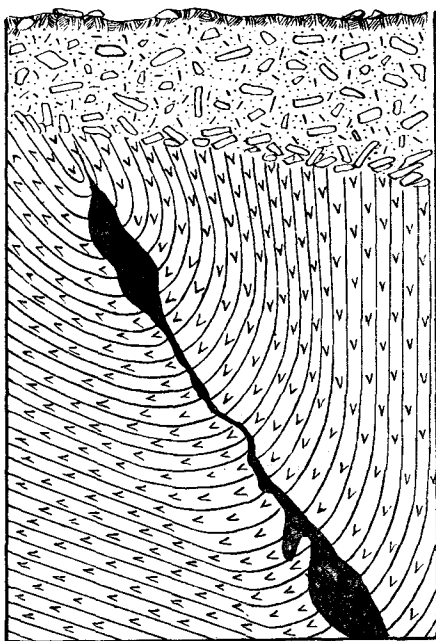
2. РАЗМЕРЫ И МОРФОЛОГИЯ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

Хрусталеносные кварцевые жилы, располагаясь в системе тектонических трещин, имеют самые различные размеры и формы. Размеры кварцевых жил обычно небольшие и колеблются от 5 до 25 м по простиранию и от 2 до 10 м по падению. Одиночные жилы имеют размеры до 100 м по простиранию и 15 м по падению. Мощность кварцевых жил непостоянная и, как правило, резко меняется как по падению, так и по простиранию; она варьирует от десятков сантиметров до 15 м.

Морфология кварцевых жил весьма разнообразна. Среди кварцевых жил Северного Урала можно выделить следующие морфологические типы: линзообразные, четковидные, пластообразные, седловидные и кварцевые жилы весьма неправильной формы.

Наиболее распространенными формами кварцевых жил являются линзообразные, четковидные и пластообразные. Они одинаково часто встречаются как в трещинах скалывания, так и в трещинах растяжения.

0 1 2 м



Наносы

Зеленые
сланцы

Жилный
кварц

Рис. 4. Секущая кварцевая жила, приуроченная к шарнирной части складки

Седловидные кварцевые жилы имеют ограниченное распространение и обычно располагаются в шарнирной части мелких антиклинальных и синклинальных складок.

Многие кварцевые жилы имеют апофизы. В одних жилах они отходят от лежачего бока, в других — от висячего. Редко, но встречаются кварцевые жилы с апофизами, отходящими и от лежачего и от висячего боков. При наличии большого количества апофиз кварцевая жила приобретает весьма сложные очертания. Так, например, от жилы № 16 (месторождение Верхний Парнук) ответвляется много апофиз как от лежачего, так и от висячего боков. При этом апофизы висячего бока приурочены к системе параллельных трещин, имеющих падение на юг, а апофизы лежачего бока располагаются в трещинах с падением на север. Углы падения апофиз значительно меньше угла падения самой жилы. Поэтому в поперечном разрезе апофизы жилы № 15 напоминают корни дерева, отходящие от ствола вниз и в противоположные стороны.

Наиболее сложные формы приобретают те кварцевые жилы, кото-

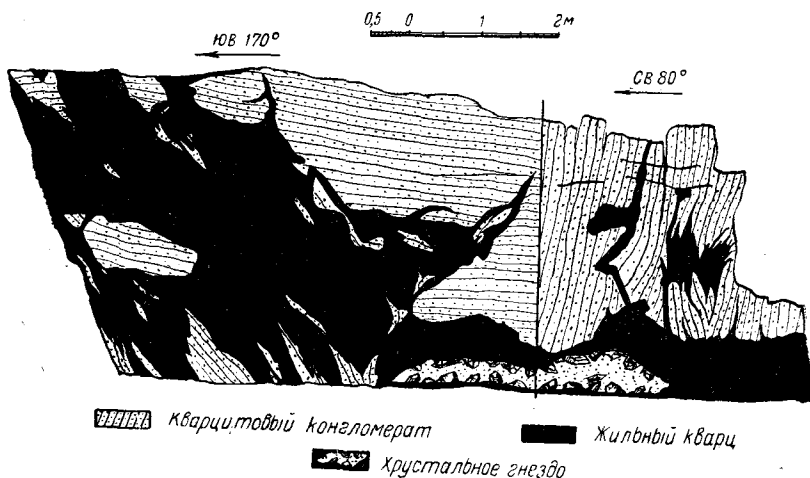


Рис. 5. Кварцевая жила сложной формы (№ 15 месторождение Верхний Парнук)

рые располагаются не по одной, а по двум или трем системам сопряженных и густо расположенных трещин. Как уже упоминалось, примерами

таких жил могут быть: жила № 47 на месторождении Кварцито-Шор, жилы № 15 и 16 на месторождении Верхний Парнук.

На рис. 5 показана сложная форма одной из кварцевых жил месторождения Верхний Парнук.

3. СТРОЕНИЕ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ, СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА ЖИЛЬНОГО КВАРЦА

Большинство кварцевых жил Северного Урала имеет симметрично-зональное строение. Однако не у всех жил оно выражено четко. Симметрично-зональное строение кварцевых жил обусловлено чередованием зон, отличающихся друг от друга по цвету, текстуре и структуре жиль-

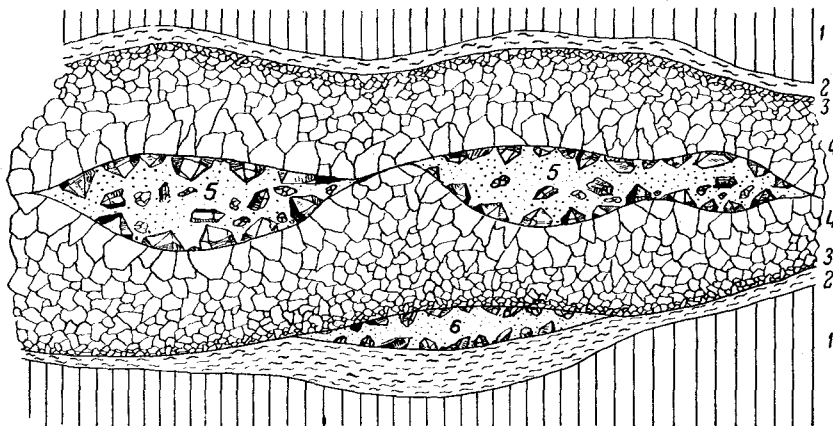


Рис. 6. Зонально-симметричное строение кварцевой жилы:

1—кварцево-серицитовые сланцы; 2—измененные породы; 3—мелко- и среднезернистый жильный кварц; 4—крупнозернистый жильный кварц; 5—хрустальные гнезда, приуроченные к плоскости симметрии кварцевых жил. Гнездовое выполнение: кварцевый песок и обломки жильного кварца; 6—хрустальное гнездо, приуроченное к зальбанду кварцевой жилы. Гнездовое выполнение: серицит, кварцевый песок и глина

ного кварца. В кварцевой жиле симметрично-зонального строения более или менее отчетливо выделяется центральная зона и окаймляющие ее краевые зоны.

Центральная зона составляет основную часть жилы и сложена молочно-белым крупнозернистым кварцем. Краевые зоны окаймляют центральную зону кварцевой жилы в виде узких оторочек и сложены серовато-белым мелкозернистым полупрозрачным кварцем. Отчетливые границы между отдельными зонами наблюдаются весьма редко и обычно переход одной зоны в другую происходит постепенно. В некоторых кварцевых жилах плоскость симметрии довольно четко фиксируется цепью линзовидных полостей («занорышей»). Стенки таких полостей покрыты друзами мелких кристаллов кварца.

На рис. 6 показано симметрично-зональное строение кварцевой жилы. Сравнительно редко, но встречаются кварцевые жилы с друзовыми оторочками в призальбандовых зонах. Замечено, что размеры зерен жильного кварца постепенно возрастают от зальбандов жилы к ее центру. При этом в краевых частях жилы зерна кварца изометричны, а в центральной зоне имеют удлиненную форму и ориентированы почти перпендикулярно зальбанду. В центральных зонах некоторых кварцевых жил зерна кварца настолько велики (до 25 см в диаметре), что жильный кварц приобретает гигантозернистую структуру. Почти во всех кварце-

вых жилах зерна жильного кварца катаклазированы и при исследовании под микроскопом имеют обычное погасание.

При сравнении жильного кварца из различных частей кварцевой жилы наблюдается значительно большая степень раздробленности зерен кварца в центральной зоне и вблизи хрустальных гнезд.

Большинство согласных кварцевых жил разбито системой параллельных трещин, причем одна из них обычно совпадает с направлением плоскости жилы и придает ей сланцеватый облик. Отдельные кварцевые жилы имеют полосчатое строение, которое обусловлено послойным включением тонких пачек сланцев. Характерной особенностью некоторых кварцевых жил является наличие включений угловатых обломков вмещающих пород, придающих жилам брекчиевое сложение.

Таким образом, в строении кварцевых жил можно наблюдать следующие текстуры: массивную, друзовую, сланцеватую, полосчатую и брекчиевую. Массивная текстура характерна для центральных зон кварцевых жил; друзовая — для осевой и призальбандовой частей жилы; сланцеватая, полосчатая и брекчиевая — для отдельных кварцевых жил в целом.

Строение кварцевых жил, структура и текстура жильного кварца указывают на то, что хрусталеносные жилы Северного Урала образовались из гидротермальных растворов путем постепенного заполнения раскрывавшихся трещин. Нарастание жильного кварца происходило от стенок жиловмещающих трещин к центру жил.

Симметрично-зональное строение жил свидетельствует о значительном отрезке времени, в течение которого происходило формирование каждой отдельно взятой кварцевой жилы. Если к этому добавить, что эти жилы образовались не в один, а в несколько этапов, то продолжительность периода формирования всех кварцевых жил хрусталеносной полосы Северного Урала должна быть довольно большой.

Период формирования кварцевых жил, по всей вероятности, характеризовался двумя основными параллельно происходившими процессами: раскрытием жиловмещающих трещин и отложением в них кварца из гидротермальных растворов.

4. ОКОЛОЖИЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ БОКОВЫХ ПОРОД

В контакте с кварцевыми жилами вмещающие породы подвергались воздействию гидротермальных растворов.

Наиболее четко выраженными процессами гидротермального изменения являются серицитизация и хлоритизация.

Процесс гидротермального изменения не ограничивался серицитизацией и хлоритизацией, а сопровождался эпидотизацией и окварцеванием вмещающих пород. Однако не во всех боковых породах в одинаковой степени проявляются все эти стадии гидротермального изменения. В отдельных зонах некоторые из этих стадий имеют слабое проявление или полностью выпадают, так как характер их изменения в значительной мере обуславливается петрографическим составом вмещающих пород. Например, в гранитах, кварцево-серицитовых и серицито-кварцевых сланцах слабо выражены хлоритизация, эпидотизация и цоизитизация, но зато интенсивно проявляется серицитизация. В зальбандах кварцевых жил, залегающих в этих породах, происходит накопление чешуйчатого агрегата серицита, кварцевого песка и глины. Кварцевый песок и глина, очевидно, образуются за счет полевого шпата при развитии по нему серицита и частично хлорита. Во вмещающих породах, богатых железом, магнием и кальцием (диориты, зеленые и кварцево-хлоритовые сланцы), интенсивно проявляются хлоритизация, эпидотизация и цоизитизация. Вместо серицита в зальбандах кварцевых жил происходит обильное накопление мелкочешуйчатого хлорита.

Выщелачивание вмещающих пород наблюдается около хрустальных гнезд. Наибольшие зоны с интенсивным проявлением выщелачивания удалось наблюдать около кварцевых жил, залегающих в аркозовых кварцито-песчаниках на месторождениях Перевальное и Верхний Парнук. При выщелачивании порода приобретает ноздреватое строение. Ноздреватость обусловлена разложением полевого шпата и переотложением составных частей в зальбандах кварцевых жил в виде рыхлого агрегата, состоящего из серицита, кварцевого песка и глины.

При интенсивном гидротермальном изменении вмещающие породы приобретают более светлую окраску, становятся рыхлыми и рассланцованными параллельно плоскости зальбанда.

Ширина зоны гидротермального изменения боковых пород не зависит от мощности кварцевой жилы и редко превышает 1 м с каждой ее стороны. Обычно более или менее интенсивное околожильное изменение ограничивается первыми десятками сантиметров.

Характер и ширина зон околожильных изменений вмещающих пород являются основными доводами при объяснении происхождения жил латераль-секреционной гипотезой. Как известно, в латераль-секреционных месторождениях образование минералов полезного ископаемого происходит за счет выщелачивания материала из вмещающих пород и переотложения его в открытых трещинах.

Минеральные жилы этого типа сопровождаются широкими зонами выщелоченных пород. Выше было отмечено, что около кварцевых жил Северного Урала зоны выщелачивания встречаются только подле хрустальных гнезд и имеют небольшие размеры. Однако Г. В. Меркулова [4] считает, что кварцевые жилы Северного Урала имеют латераль-секреционное происхождение, относятся к альпийскому типу и образованы термальными водами, которые из гранитной магмы выносили только углекислоту и окись калия. Все остальное вещество кварцевых жил Северного Урала, по мнению Г. В. Меркуловой, выщелачивалось из вмещающих пород и переотлагалось в открытых трещинах.

Если принять во внимание весьма большую насыщенность кварцевыми жилами площади Северного Урала и их существенно кварцевый состав, то в пределах хрусталеносной полосы должны были существовать широкие зоны, сложенные выщелоченными породами. Однако ни одним исследователем, посетившим Северный Урал, такие зоны выщелачивания не фиксировались; не отмечались они и в работах геологов Полярно-Уральской экспедиции.

Наоборот, все геологи, работавшие на Северном Урале, в том числе и Г. В. Меркулова, отмечают региональный характер окварцевания пород хрусталеносной полосы, их пересыщенность кремнекислотой, вследствие чего кварц присутствует даже в самых основных членах изверженных массивов, до габбро включительно.

В качестве одного из доказательств альпийского типа кварцевых жил Северного Урала Г. В. Меркулова выдвигает такие наблюдения: «Ширина полосы измененных пород никогда не превышает 10 м, но обычно бывает меньше (5—6 м). Ширина полосы измененных пород, повидимому, зависит от мощности жилы» [4].

Как уже было сказано, ширина зоны околожильного изменения вмещающих пород редко бывает больше 1 м и, как правило, ограничивается 25—50 см. Ни на одном месторождении Северного Урала нами не наблюдалась ширина околожильного изменения в 5, а тем более в 10 м. При просмотре большого количества кварцевых жил всех месторождений Северного Урала нигде не замечалась зависимость ширины зоны измененных пород от мощности кварцевой жилы. Напротив, имеется целый ряд хрусталеносных трещин, в которых совершенно отсутствует жильный кварц, а кристаллы нарастают непосредственно на вмещающих породах. На рис. 7 изображена подобная хрусталеносная трещина.

Около таких трещин вмещающие породы интенсивно изменены, а ширина зоны измененных пород имеет значительные размеры. Наоборот, около некоторых кварцевых жил мощностью в 5 м (и более) наблюдается совершенно незначительное изменение боковых пород. Следует заметить, что наиболее интенсивное изменение вмещающих пород проявляется около тех частей кварцевой жилы, к которым приурочены хрустальные гнезда.

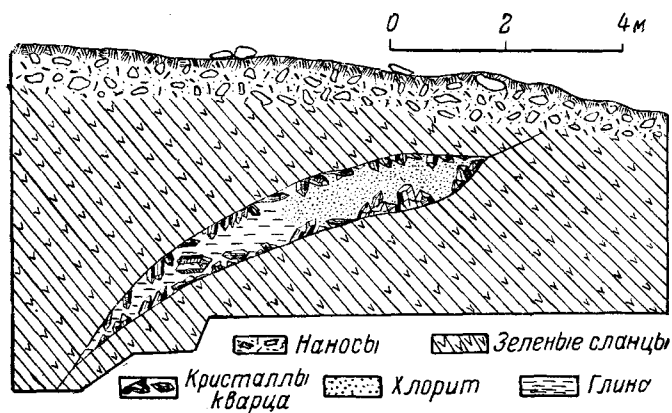


Рис. 7. Минерализованная трещина

Проявление интенсивного изменения вмещающих пород около хрусталеносных трещин и вблизи хрустальных гнезд свидетельствует о том, что химическая активность гидротермальных растворов увеличилась с понижением концентрации в них кремнекислоты.

5. ХРУСТАЛЕНОСТЬ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

Хрусталеносными называют те кварцевые жилы, которые содержат в себе гнезда с кристаллами кварца. Далеко не все кварцевые жилы Северного Урала являются хрусталеносными. Проблема изучения признаков, указывающих на хрусталеносность кварцевой жилы, является одной из наиболее существенных и, несомненно, самой трудной. Необходимость разрешения этой проблемы особенно остро стоит перед геологами Полярно-Уральской экспедиции в настоящее время. Дело в том, что на первых этапах работы экспедиции кристаллы пьезооптического кварца в основном добывались из россыпей. По кристаллам кварца, найденным на поверхности, сначала обнаруживали россыпь, а уже в процессе разведки и ее отработки отыскивали коренное гнездо с кристаллами кварца, если оно не было полностью разрушено эрозией; или же по кристаллам кварца вскрывали хрусталеносную кварцевую жилу. Однако в итоге 12-летней работы геологами экспедиции детально исследована большая часть площади хрусталеносной полосы, и, естественно, что с каждым годом все меньше и меньше открывается россыпей с кристаллами кварца. Поэтому за последние годы основная добыча пьезооптического кварца производилась из коренных кварцевых жил. При этом многие из них оказывались нехрусталеносными. Известно, что на отработку коренной кварцевой жилы затрачивается много труда, средств и времени. Перед геологами были поставлены задачи не только отыскивать кварцевые жилы, но и подмечать признаки, по которым можно отличать хрусталеносную кварцевую жилу от нехрусталеносной. Несмотря на большую работу, сделанную геологами по изучению признаков, определяющих хрусталеносность кварцевых жил, эта проблема до сих пор полностью не разрешена. Однако в процессе разведки и отработки большого числа кварцевых жил подмечены косвенные признаки; по ним с некоторой сте-

пенью достоверности можно отличать хрусталеносную жилу от нехрусталеносной.

К признакам, указывающим на хрусталеносность кварцевых жил, мы относим следующие: 1) приуроченность кварцевых жил к секущим и поперечным трещинам; 2) четко выраженное зонально-симметричное строение кварцевых жил и наличие гигантозернистой структуры у жильного кварца; 3) интенсивное околожильное изменение вмещающих пород гидротермальными растворами.

Опыт разведки и обработки кварцевых жил показывает, что наиболее хрусталеносными являются те кварцевые жилы, которые залегают в секущих и поперечных трещинах. При этом для многих кварцевых жил, содержащих промышленные хрустальные гнезда, характерно наличие четко выраженного зонально-симметричного строения кварцевой жилы и гигантозернистой структуры жильного кварца. Последнее подтверждается хрусталеносными жилами, разведанными и обработанными на месторождениях Педы, Малый Паток, Перевальное, Манья-Нелл и др. Выше было отмечено, что наиболее интенсивное изменение боковых пород наблюдается в той части кварцевой жилы, где располагается хрустальное гнездо. Поэтому степень интенсивности околожильного изменения также указывает на хрусталеносность кварцевой жилы.

Довольно точно установлено, что согласные кварцевые жилы не содержат гнезд с кристаллами кварца и являются нехрусталеносными. Следует заметить, что некоторые согласные кварцевые жилы содержали хрустальные гнезда, но эти гнезда были приурочены не к жилам, а к их секущим апофизам (жила № 3 на месторождении Верхний Парнук).

В заключение попытаемся дать объяснение, почему наиболее хрусталеносными являются, во-первых, кварцевые жилы, имеющие четко выраженное зонально-симметричное строение, во-вторых, кварцевые жилы, приуроченные к секущим трещинам, и, в-третьих, кварцевые жилы, сопровождающиеся интенсивным изменением вмещающих пород.

Четко выраженное зонально-симметричное строение указывает на большой отрезок времени, в течение которого происходило формирование кварцевой жилы. Из этого можно сделать вывод, что трещины, вмещающие кварцевые жилы с зонально-симметричным строением, имели более длительную связь с магматическим очагом, чем трещины, в которых располагаются кварцевые жилы с мелко- и среднезернистым жильным кварцем массивной текстуры.

В работах автора [2], [3] доказывалось, что образование кристаллов кварца происходило в последние фазы гидротермального процесса, когда растворы были в меньшей степени насыщены кремнекислотой. Следовательно, растворы последних фаз гидротермального процесса прежде всего поступали в те трещины, которые еще не потеряли связи с магматическим очагом. Таким образом, кварцевые жилы с четко выраженным зонально-симметричным строением находились в более благоприятных условиях для образования в них кристаллов кварца.

В осевой плоскости кварцевых жил, имеющих четко выраженное зонально-симметричное строение, почти всегда располагаются жеоды с кристаллами кварца, а иногда к этой плоскости приурочиваются даже промышленные хрустальные гнезда (жила № 570 — месторождение Додо, жила № 16 — месторождение Золото-Шор).

Локализация жеод и хрустальных гнезд в этой плоскости не случайное явление, так как выполнение открытых трещин жильным кварцем происходило от стенок трещины к ее центру, вследствие чего в центральной части кварцевой жилы получился своеобразный шов. Такие швы фиксируются наличием гребенчатой структуры и цепью линзовидных пустот, из стенок которых выступают головки кристаллов горного хрусталя. Зонально-симметричное строение кварцевых жил и наличие в их

центральной части мелких пустот с кристаллами кварца указывают на то, что к окончанию формирования таких жил физико-химический режим гидротермальных растворов значительно изменился, и из них выпал не жильный кварц, а начали образовываться кристаллы кварца. Кроме того, по этим швам происходило повторное раскрытие трещин с образованием хрустальных гнезд в центральных частях кварцевых жил.

Многими геологами, изучавшими условия образования кристаллов горного хрусталя, было замечено, что кристаллы, растущие на стенках трещины, являются продолжением зерен кварца вмещающей породы. Поэтому, если кристаллизация горного хрусталя начинается на «затрав-

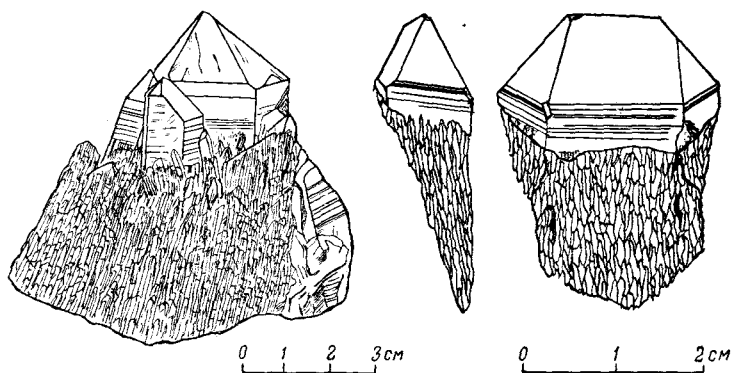


Рис. 8. Характер нарастания кристаллов кварца на кварциты

ках», то ориентировка кристаллов по отношению к плоскости трещины будет предопределена ориентировкой зерен кварца во вмещающей породе. Зерна кварца и другие порообразующие минералы метаморфических пород Северного Урала претерпели механическую и перекристаллизационную перегруппировку, которая обусловила статическую анизотропию породы. Статическая анизотропия породы выражается в ее сланцеватости и закономерном расположении порообразующих минералов по отношению к плоскости сланцеватости.

Пользуясь универсальным федоровским столиком, Г. Г. Леммлейн измерил ориентировку нескольких сотен зерен кварца из сланцев Северного Урала. Шлифы были ориентированы перпендикулярно плоскости сланцеватости пород, т. е. параллельно плоскости секущих трещин. Эти измерения показали, что наибольшее количество зерен кварца ориентировано оптической осью почти параллельно плоскости секущей трещины. В шлифах, ориентированных перпендикулярно сланцеватости и секущей трещине, т. е. параллельно плоскости поперечных трещин, наблюдается та же закономерность. Однако в секущих и поперечных трещинах все же имеется небольшое число кварцевых зерен, ориентированных оптической осью перпендикулярно стенке трещины.

Такая ориентировка этих немногих зерен кварца является наиболее выгодной для роста в свободном пространстве, так как известно, что скорость роста кристаллов кварца по направлению оптической оси значительно больше, чем по другим направлениям. Поэтому зерна кварца, ориентированные таким образом, быстро разрастаясь затормозят рост многочисленных кристаллов, ориентированных оптической осью параллельно стенкам секущей трещины.

Следовательно, статическая анизотропия «затравок» в метаморфических породах Северного Урала благоприятствует образованию в секущих трещинах хрустальных гнезд с крупными кристаллами кварца.

Геологи, занимавшиеся изучением статической анизотропии пород, утверждают, что существует несколько типов ориентировки зерен кварца

по отношению к плоскости сланцеватости. Эти исследователи отмечают, что в одной и той же метаморфической толще, но в различных участках, оптические оси зерен кварца могут располагаться перпендикулярно или параллельно плоскости сланцеватости.

В нашем распоряжении имеются образцы кварцитовых сланцев (рис. 8, 9), в которых зерна кварца имеют вытянутую форму и располагаются параллельно плоскости сланцеватости. Исследование под микроскопом показало, что удлинение зерен кварца совпадает с оптической осью. Таким образом, в трещинах, секущих сланцеватость пород под прямым углом, зерна кварца своим удлинением ориентированы перпендикулярно стенке трещины.

На рис. 8 и 9 показан характер нарастания кристаллов кварца на стенках секущих трещин.

Из просмотра многочисленных друз кристаллов кварца, нарастающих перпендикулярно стенкам секущих трещин, создается впечатление, что своим началом кристаллы обязаны одновременному росту параллельно ориентированных многочисленных зерен кварца («затравок»).

Аналогичное явление в росте кристаллов наблюдается и в осевых плоскостях зонально-симметричных кварцевых жил. Здесь кристаллы горного хрусталя нарастают непосредственно на жильном кварце. При описании кварцевых жил нами отмечалось, что в центральной зоне зонально-симметричных кварцевых жил зерна жильного кварца имеют удлиненную форму и ориентированы перпендикулярно плоскости симметрии кварцевой жилы. Такая ориентировка зерен жильного кварца, повидимому, создает весьма благоприятные условия для зарождения и образования кристаллов кварца. При повторном раскрытии кварцевой жилы по ее центральному шву циркулирующие гидротермальные растворы, очевидно, возобновляют рост ориентированных зерен жильного кварца; в процессе своего роста при наличии свободной полости они могут слиться в отдельные, хорошо ограниченные кристаллы горного хрусталя. Кристаллы, нарастающие на противоположных стенках центральной плоскости зонально-симметричной кварцевой жилы, обращены своими головками к центру жилы и являются как бы продолжением зерен жильного кварца. Очевидно, что в данном случае ориентировка кристаллов уже задана ориентировкой зерен жильного кварца центральной зоны зонально-симметричных кварцевых жил.

Необходимо подчеркнуть, что ориентировка «затравок» создает благоприятные условия для зарождения и образования кристаллов кварца только в том случае, если имеется свободная полость для их роста.

Хрусталеносность секущих кварцевых жил (рис. 10), очевидно, обуславливается, главным образом, тем, что секущие трещины неоднократно открывались и благодаря этому имели связь с магматическим очагом в течение всего гидротермального процесса.

Большинство согласных трещин, по всей вероятности, потеряло связь с магматическим очагом после того, как закончилось формирование собственно кварцевых жил. Видимо, этим объясняется их нехрусталеносность.

Нами уже отмечалось, что к концу гидротермального процесса растворы были менее насыщены кремнекислотой, химическая активность

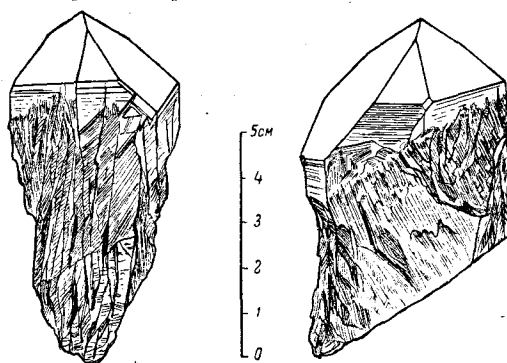


Рис. 9. Характер нарастания кристаллов кварца на сланцы

их значительно повысилась, и благодаря этому они стали оказывать на вмещающие породы активное воздействие, окаймляя кварцевые жилы зоной околожилльного изменения.

Следовательно, кварцевые жилы, сопровождающиеся интенсивным изменением вмещающих пород, являются более молодыми по сравнению с жилами, у которых околожилльное изменение выражено слабо или со-

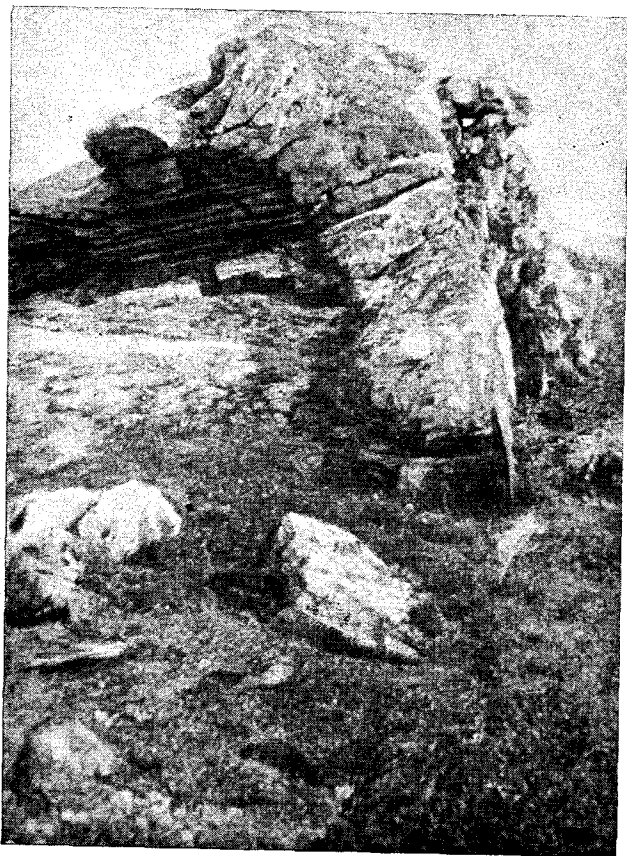


Рис. 10. Секущая кварцевая жила

вершенно отсутствует. Поскольку образование кристаллов кварца происходило в последние фазы гидротермального процесса, естественно предположить, что наиболее хрусталеносными должны быть те кварцевые жилы, около которых довольно четко выражено гидротермальное изменение вмещающих пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорьев Д. П., Как образуются друзы минералов, Природа, 1947, № 9.
2. Карякин А. Е., Генетическая связь хрустальных гнезд с кварцевыми жилами и происхождение полостей, Записки Ленинградского горного института, 1949, т. XXIII.
3. Карякин А. Е., О связи качества кристаллов кварца с их внешним обликом, Записки Всесоюзного минералогического общества, 1948, № 4.
4. Меркулова Г. В., К вопросу о типе и гнезисе месторождений пьезо-кварца Приполярного Урала, Известия АН СССР, серия геологическая, 1942, № 3.

НИЖНЕ-АНГАРСКОЕ ЖЕЛЕЗОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Ю. Г. Старицкий

Величественная программа построения коммунизма в нашей стране, начертанная И. В. Сталиным в его исторической речи на предвыборном собрании избирателей Сталинского избирательного округа г. Москвы 9 февраля 1946 г., требует для своего осуществления освоения новых запасов промышленного сырья, среди которых железные руды стоят едва ли не на первом месте. Поэтому естественно, какое большое значение приобретает открытый в 1946 г. новый Ангаро-Питский [3] железорудный бассейн, в котором Нижне-Ангарское месторождение является пока наиболее крупным и наиболее разведанным.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Ангаро-Питский железорудный бассейн протягивается в северо-западном направлении между реками Ангарой (в нижнем ее течении) и Большим Питом по восточной окраине Енисейского края. Общая протяженность бассейна составляет приблизительно 160 км, при ширине 50—70 км.

В административном отношении бассейн относится, главным образом, к Удерейскому району Красноярского края. Вся территория его покрыта густой тайгой, в значительной степени заболочена. Население очень редкое, климат суровый. Единственными путями сообщения являются пока реки Енисей и Ангара и воздушная трасса Красноярск—Мотыгино.

Весь этот район сложен слабо метаморфизованными глинистыми и карбонатными осадками верхнего протерозоя, которые смяты в широкие спокойные складки.

Оруденение приурочено к низам ниже-ангарской свиты, которая располагается в верхней части разреза и заметно выделяется среди остальных толщ развитием в ней песчаников и конгломератов, служащих прекрасными маркирующими горизонтами при геологическом картировании.

Геологические исследования в пределах Енисейского края были начаты давно. Наиболее выдающимися из них следует считать работы: А. К. Мейстера [8], [9], [10]; С. В. Обручева [12]; Е. Н. Шукиной и Г. П. Петрова [16]; Ю. А. Кузнецова [4], [6] и Г. И. Кириченко [3]. Все эти работы имеют общегеологическое значение и дают лишь косвенные указания на наличие железных руд. В 1946 г., по указанию Р. А. Котлярова, экспертная партия под руководством В. И. Медведкова установила наличие промышленного оруденения и обнаружила Нижне-Ангарское месторождение. С этого времени в пределах Ангаро-Питского бассейна Красноярским геологическим управлением были поставлены широкие поисково-съемочные и разведочные работы, участником которых

в течение трех лет являлся автор настоящей статьи. Работы эти получили свое завершение в 1950 г., когда коллективом геологов под руководством В. Г. Лебедева и Ю. Г. Старицкого был составлен отчет по подсчету запасов Нижне-Ангарского месторождения, утвержденный ВКЗ.

2. ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Нижне-Ангарское месторождение расположено в южной части Ангаро-Питского железорудного бассейна, в 30 км к северо-востоку от деревни Мотыгино на реке Ангаре. По данным геологической съемки масштаба 1 : 25 000 нормальный разрез района следующий (снизу вверх).

1. Потоскуйская свита: а) горизонт черных массивных известняков с редкими водорослями; нижняя граница не вскрыта; установленная мощность горизонта 1000 м; б) горизонт черных глинистых сланцев с пиритом; мощность 850 м.

2. Киргитейская свита: а) горизонт полосчатых сланцев с хлоритомом; ложится согласно на подстилающие породы; мощность 200 м; б) горизонт фиолетовых сланцев; характерно отсутствие хлоритоида; мощность 200 м; в) сланцево-карбонатный горизонт; известняки с большим количеством водорослей приурочены к верхней части горизонта, образуя в нем пласты и линзы мощностью до 60 м; мощность 1200 м.

3. Нижне-ангарская свита: а) рудный горизонт сложен рудными конгломератами, брекчиями, безрудными песчаниками и аргиллитами; ложится на подстилающие породы местами с небольшим размывом, местами без него; мощность 60—90 м; б) горизонт черных алевролитов и песчаников; мощность 40—50 м; в) горизонт фиолетовых песчаников, алевролитов и аргиллитов; характерна косая слоистость, волноприбойные знаки, трещины усыхания; в верхах горизонта появляются мергелистые прослои; мощность 420 м.

4. Дашкинская свита: а) горизонт оливково-зеленых и серых мергелей с прослоями серых известняков вверху; мощность 550 м; б) горизонт серых слоистых известняков; верхняя граница смыта; мощность 1000 м.

Рыхлые отложения покрывают весь район сплошным плащом мощностью до 30 м.

Тектоническое строение района довольно простое. Здесь имеется одна крупная структурная единица — Дашкинская синклиналь, которая протягивается в северо-западном направлении, имеет длину около 15 км и ширину около 4 км. Шарнир синклинали воздымается к северо-западу, а ее юго-западное крыло несколько круче северо-восточного.

Юго-западное крыло синклинали, к которому приурочены промышленные запасы руд, сдвинуто крупным сбросом, который прослежен на расстоянии более 11 км. Такая структура на первых этапах разведки месторождения дала повод к предположению о наличии здесь двух рудных горизонтов [1], [7]. Кроме сбросового нарушения имеется также большое количество разрывных нарушений надвигового типа (рис. 1).

3. СТРОЕНИЕ РУДНОГО ГОРИЗОНТА

Рудный горизонт нижне-ангарской свиты, как уже отмечалось, имеет сложный литологический состав. В него входят следующие породы.

1. Аргиллиты разделяются на хлоритовые и гидрослюдистые. В последних, в свою очередь, выделяются разновидности, содержащие хлорит, сидерит или гематит. Во всех аргиллитах в небольших количествах присутствует тонкий кварцевый материал.

2. Алевролиты сложены, главным образом, кварцевыми песчинками (размер 0,01—0,1 мм). Различаются алевролиты с гидрослюдистым, хлоритовым и карбонато-гидрослюдистым цементом.

3. Песчаники по своему минералогическому составу наиболее разнообразны. Различаются песчаники с хлорито-углистым, хлорито-сидеритовым, хлорито-кварцевым и хлорито-гематитовым цементом. Песчинки

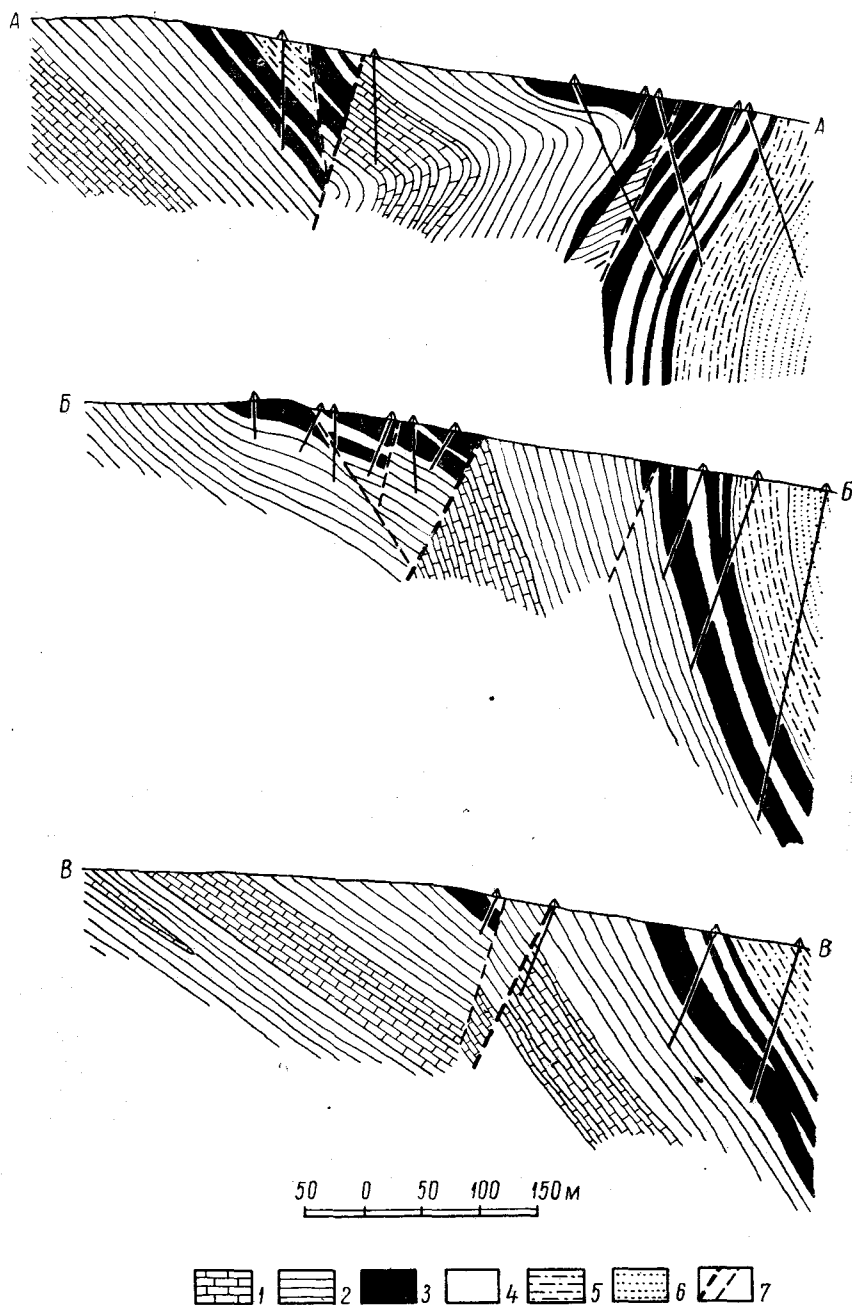


Рис. 1. Геологические разрезы по разведочным линиям Центрального участка:

А—А—по разведочной линии 9; Б—Б—по разведочной линии 21; В—В—по разведочной линии 27; 1—известняки киргизейской свиты; 2—сланцы и аргиллиты киргизейской свиты; 3—руды; 4—пустые породы рудного горизонта; 5—черные песчаники и сланцы ниже-ангарской свиты; 6—фиолетовые песчаники и сланцы ниже-ангарской свиты; 7—разрывные нарушения

сложены почти исключительно кварцем и слагают до 85% объема породы. Изредка в песчаниках встречается пирит.

4. Конгломераты являются наиболее интересными с промышленной точки зрения породами. Они сложены гальками гематитовых и хлоритовых пород, скрепленных гематито-хлоритовым цементом с примесью кварцевого песчанистого материала. Размеры галек, как правило, не превышают 1 см и поэтому породы именуются гравелитами. Обычно наиболее крупные гальки приурочены к нижней части рудного горизонта, вверх по разрезу они уменьшаются в размерах и появляется большое количество обломков галек, которые преобладают в рудных пластах верхней части горизонта. Вместе с уменьшением размеров галек наблюдается уменьшение их количества и увеличение количества кварцевых песчинок в цементе.

5. Осадочные брекчии сложены в основном из угловатых обломков, иногда до 2—3 см в поперечнике, гематитовых, хлоритовых и сидеритовых прослоек, скрепленных сидеритовым цементом с той или иной примесью песчанистого материала. Брекчии развиты преимущественно на юго-восточном фланге месторождения и отдельными пластами мощностью до 2 м встречаются в верхах рудного горизонта в других местах.

Стратиграфическое разделение рудного горизонта довольно сложно. Для большей части месторождения, в тех частях, где рудный горизонт ложится на подстилающие породы без размыва (участки Северный, Ожидаемый и часть Верхне-Дашкинского), он разделяется на 2 подгоризонта — нижний, являющийся переходным между киргитейской и нижнеангарской свитами и верхний, собственно рудный. Границы нижнего подгоризонта нечетки: в осадках киргитейской свиты появляются тонкие линзочки длиной 10—20 см песчанистого материала с гематитом, которые сверху постепенно увеличиваются по длине и мощности, количество их также увеличивается и, наконец, появляются пласты гравелитовой руды мощностью 0,3—1,2 м характерные для собственно рудного горизонта. При этом пласты распределяются на таких участках без видимой закономерности по всему разрезу рудного горизонта и разделяются пластами нерудных пород (аргиллитов, алевролитов и песчаников с хлоритоидом) или пачками тонкой перемежаемости рудных и нерудных прослоев мощностью 5—20 см.

На других участках месторождения — Южном, Центральном и части Верхне-Дашкинского — рудный горизонт ложится на подстилающие породы с хорошо выраженным размывом и небольшим угловым несогласием. Это особенно хорошо заметно в южной части Центрального и на Южном участках, где мощность пачки подстилающих аргиллитов и сланцев между рудным горизонтом и водорослевыми известняками уменьшается на протяжении 1900 м со 120 до 30 м.

В участках, где рудный горизонт ложится на киргитейскую свиту с размывом строение его заметно отличается от описанного выше. В основании рудного горизонта здесь наблюдается наиболее мощный (до 25 м) рудный пласт, выдержанный на протяжении около 5 км, почти лишенный нерудных пропластков и наиболее богатый железом. Выше по разрезу мощность рудных пластов и содержание железа в них неуклонно уменьшается, появляется большое количество нерудных прослоев, которые преобладают в верхней части горизонта. Все пласты как рудные, так и нерудные, очень быстро изменяются и по простиранию и по падению, выклиниваются или фациально изменяются. Особенно характерными являются переходы хлоритовых аргиллитов в песчаники с хлоритовым цементом и рудных гравелитов — в песчаники с гематитовым цементом.

В пределах Центрального участка на протяжении около 4 км в рудном горизонте наряду с непостоянством большинства пластов (кроме нижнего пласта рудного гравелита) наблюдается выдержанность отдельных пачек пластов, что позволило разделить весь горизонт на 7 пачек, из которых I, III, V и VII сложены преимущественно рудными пластами,

а II, IV и VI — преимущественно нерудными. Такое подразделение очень удобно с промышленной точки зрения и положено в основу подсчета запасов.

4. СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геологическая структура рудного горизонта, в общем простая, в отдельных местах значительно осложняется дополнительными складчатыми и разрывными нарушениями. Как указывалось выше, на протяжении почти 11 км выход рудного горизонта на дневную поверхность сдвоен крупным (с амплитудой порядка 200—300 м) сбросом, который получил наименование «Главного». Благодаря этому образовались две рудные полосы — «Западная» опущенная и «Восточная» — поднятая. Кроме того на Центральном, наиболее интересном в промышленном отношении участке протяжением свыше 4 км, наблюдается несколько узлов местных складчатых нарушений, к которым приурочены многочисленные мелкие (с амплитудой 10—15 м) разрывные нарушения, нередко следующие в своем направлении за простираем пластов. Имеются все основания предполагать, что эти разрывные нарушения образовались одновременно со складчатостью. Общее падение пород северо-восточное под углом от 20 до 60°. На Западной рудной полосе пласты лежат положе, чем на Восточной. В узлах складчатости наблюдается вертикальное и даже опрокинутое залегание, однако по падению пластов всюду наблюдается тенденция к их выполаживанию. Типичные разрезы представлены на рис. 1.

5. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУД

Руды месторождения, как отмечалось, представлены конгломератами (гравелитами) и брекчиями. Кроме того встречаются массивные руды, которые не имеют промышленного значения, но интересны с генетической точки зрения.

1. Конгломератовые (гравелитовые) руды сложены гальками гематитовых и хлоритовых пород, скрепленными гематито-хлоритово-песчаным цементом.

Гальки по своему составу, как указывалось выше, разделяются на рудные, сложенные гематитом, гидрогематитом или магнетитом и нерудные, сложенные железистым хлоритом. Форма галек вытянутая, уплощенная. Размеры их колеблются от 2—3 до 0,5 см. Обычно наряду с более крупными встречается большое количество мелких галек и их обломков. Очень редко встречаются кварцевые гальки. Внутреннее сложение галек либо массивное, либо слоистое (рис. 2). Нередко в гальках наблюдается косая слоистость. Часто встречаются гальки, разбитые трещинами, которые выполнены материалом цемента.

Необходимо отметить, что на первых этапах изучения месторождения гальки принимались за бобовины [1], [7].

Выделяются следующие разновидности гравелитовых руд: гематитовые, песчанисто-гематитовые, гематито-магнетитовые и глинисто-гематитовые.

А. Гематитовые руды являются наиболее распространенными на Центральном и Верхне-Дашкинском участках месторождения. В их составе преобладают рудные гальки, цемента значительно меньше, чем галек, песчанистого материала в нем немного. Главным рудным минералом является гидрогематит, присутствующий и в гальках и в цементе. Гематита немного, он приурочен преимущественно к цементу руды. Хлорит присутствует в немногочисленных гальках и в цементе. Пирит редок. В рудах из основания рудного горизонта (I пачка) обычно имеется сидерит, приуроченный к цементу. На одном из участков месторождения встречаются отдельные зерна магнетита, как правило, в ассоциации с сидеритом. Кварцевый материал сосредоточен в песчинках цемента.

Имеется небольшая примесь точно не определенных глинистых минералов.

Гематитовые руды составляют 68% подсчитанных запасов. Среднее содержание растворимого железа в них колеблется от 38,11 (IV сорт) до 52,58% (I сорт), серы (для всех сортов) 0,02%, фосфора 0,052—0,089%. Содержание серы повышается до 0,07% в рудах, содержащих примесь сидерита.

Б. Песчанисто-гематитовые руды характеризуются повышенным содержанием в них кварцевого песчанистого материала, приуроченного к цементу. Относительное количество галек здесь меньше, чем в гемати-

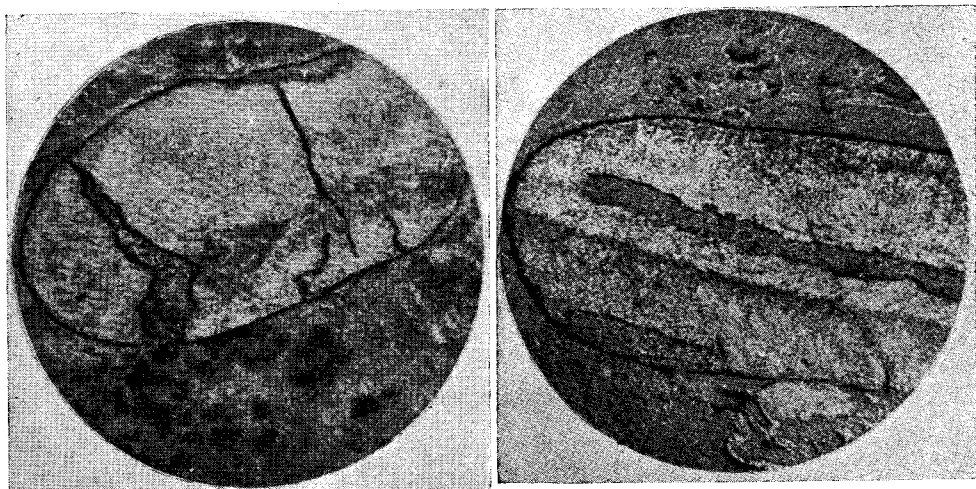


Рис. 2. Рудные гальки.

Слева—галька, растрескавшаяся под влиянием дегидратации; трещины заполнены материалом цемента; справа—слоистая галька. Чередуются прослой, обогащенные гидрогематитом (светлые) и железистым хлоритом (серые). X 25

товых, обычно обломки рудных галек. Все эти руды относятся к IV сорту со средним содержанием: растворимого железа 35,23%, серы 0,02%, фосфора 0,056%. Они приурочены преимущественно к верхним частям рудного горизонта и их удельный вес в запасах Центрального участка 10%.

В. Гематито-магнетитовые руды встречаются на очень ограниченном (всего около 600 м) отрезке месторождения, в северо-западной части Центрального участка. Магнетитом сложены гальки руды, он присутствует также и в цементе. Для гематито-магнетитовых руд характерно повышенное содержание сидерита и пониженное — железистого хлорита. Содержание серы здесь не превышает 0,017%, фосфора 0,079%. Большая часть этих руд относится к первому сорту со средним содержанием растворимого железа 53,34%. Они составляют всего 4,5% запасов Центрального участка. Необходимо отметить, что на участке развития гематито-магнетитовых руд, в гематитовых и песчанисто-гематитовых рудах также встречаются зерна магнетита.

Г. Глинисто-гематитовые руды на Центральном участке развиты очень слабо — лишь в его северо-западной части. Однако они составляют все рудные пласты в пределах Северного, Ожидаемого и Верхне-Дашкинского участков (в той части последнего, где в низах рудного горизонта встречаются гематитовые руды, верхние слои его сложены глинисто-гематитовой разностью). Вообще, глинисто-гематитовые руды развиваются в тех участках рудного горизонта, где он имеет постепенный переход к киргитейской свите.

В минералогическом отношении эта разновидность отличается полным отсутствием гидрогематита (единственным рудным минералом является здесь гематит) и повышенным содержанием железистого хлорита. Если в предыдущих разновидностях содержание железистого хлорита не превышало 11,5%, то здесь в I сорте количество его достигает 33,5%, а в рудах III сорта 37,3%. Наконец, в глинисто-гематитовых рудах обычно присутствует хлоритоид, развивающийся за счет цемента породы; песчанистого материала в них больше, чем в гематитовых рудах.

От других разновидностей руд глинисто-гематитовые отличаются также и тем, что они обычно представлены пластами мощностью 0,5—20 см, переслаивающимися с прослоями пустых пород такой же мощности. Даже в наиболее мощных пластах глинистых руд обычны прослойки пустых пород мощностью 5—10 см.

Д. Необходимо отметить еще одну разновидность руд, обнаруженную в конце 1950 г. на крайнем южном фланге месторождения — руды с повышенным содержанием марганца. В текстурном отношении они не отличаются от обычных гравелитовых руд. Марганцевые минералы — пиролюзит и псиломелан приурочены к галькам и преимущественно к цементу. Химических анализов этих руд в нашем распоряжении нет, однако по данным микроскопических исследований содержание марганца в них не должно быть ниже 15—20%.

2. Массивные руды встречаются на месторождении очень редко в виде изолированных линз мощностью не более 20 см и длиной 30—50 см, или в виде прослоев в глинисто-гематитовых рудах мощностью до 10 см. Эти руды имеют массивную или неяснослоистую текстуру, сложены, главным образом, гидрогематитом или гематитом и железистым хлоритом. Примесь песчанистого материала ничтожна. Сравнение состава и строения массивных руд и рудных галек гравелитовых руд показывает полную аналогию тех и других и позволяет уверенно говорить о том, что гравелитовые руды образовались за счет размыва массивных. Содержание растворимого железа в массивных рудах и рудных гальках достигает 60%.

3. Осадочные брекчии распространены преимущественно на юго-восточном фланге месторождения, где они слагают почти все рудные пласты. На Центральном участке осадочные брекчии приурочены преимущественно к верхней части горизонта. Далее к северо-западу они не встречены.

Текстура этих руд уже описана выше. Главным рудным минералом здесь является сидерит, который слагает цемент и присутствует также в обломках. Гематит сосредоточен преимущественно в обломках, но кроме того тончайшие пластинки его пронизывают зерна сидерита, придавая последнему розовую окраску. В сидерите также рассеяны мельчайшие (не более 1 μ) зерна магнетита.

Химические анализы брекчий (именуемых также гематито-сидеритовыми рудами) пока немногочисленны. Содержание растворимого железа здесь не превышает 48,5%, обычно 35—40%, причем в противоположность всем другим рудам количество закисного железа почти всегда больше или равно количеству окисного. Потери при прокаливании этих руд колеблются от 11,27 до 17,85%, чем компенсируется пониженное содержание в них железа. Содержание серы доходит до 0,14%, обычно около 0,04%, фосфора 0,035—0,110%.

В заключение описания руд приводим краткую характеристику главных минералов, их слагающих.

1. Гидрогематит преобладает в рудах Центрального участка. Чаше всего он находится в тесном срастании с железистым хлоритом как в гальках, так и в цементе руды, образуя сетчатую структуру. Чешуйки обоих минералов в этих срастаниях имеют размеры 10—30 μ в длину и 2—7 μ в ширину. Реже образуются сплошные агрегаты гидрогема-

тата более крупных размеров (до 0,2 мм) часто обнаруживающие коллоидную текстуру.

2. Гематит в незначительных количествах присутствует в рудах Центрального участка и является единственным рудным минералом в глинисто-гематитовых рудах. На Центральном участке он развивается по гидрогематиту в виде мелких чешуек; на Северном и Ожидаемом участках в глинисто-гематитовых рудах он присутствует в таких же чешуйках в сростании с хлоритом, как гидрогематит на Центральном участке. Кроме того на всем месторождении встречаются коллоидные или радиально-лучистые агрегаты гематита, иногда отдаленно напоминающие оолиты наличием concentрических включений железистого хлорита; размеры этих агрегатов не превышают 150 μ . Наконец, в незначительном количестве в рудах встречаются угловатые мономинеральные зерна гематита, по размерам приближающиеся к песчинкам.

3. Магнетит развит в гематито-магнетитовых рудах и единичными зернами встречается в рудах других разновидностей. Он образует либо крупные идиоморфные зерна (размером 15—150 μ) преимущественно в цементе руды, либо сплошные агрегаты мелких (15—40 μ) неправильной формы зерен, нередко слагающие целые рудные гальки. Для магнетита характерна ассоциация с сидеритом.

В гематито-сидеритовых рудах мельчайшие зерна магнетита рассеяны в сидеритовом цементе.

4. Железистый хлорит типа шамозита — тюрингита находится в тесном сростании с рудными минералами, как описано выше, или слагает гальки, особенно многочисленные в глинисто-гематитовых рудах. В этих гальках также в тех или иных количествах присутствуют рудные минералы.

5. Кварц присутствует в рудах, главным образом, в виде песчинок (размером 0,05—1 мм) плохо окатанных и плохо отсортированных. Наблюдается замещение песчинок гидрогематитом и гематитом с образованием каёмок железистого хлорита. Кроме того изредка встречается химически осажденный кварц, образующий неправильной формы зерна в глинисто-гематитовых рудах.

Процессы выветривания руд проявляются до глубины 100—120 м и выражаются в их трещиноватости, выщелачивании пирита и сидерита, мартизации магнетита и серицитизации железистого хлорита.

6. ОБЩАЯ ЗАКОНОМЕРНОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РУД

Среди пород Центрального, наиболее изученного участка месторождения можно выделить следующие фации по их минералогическому составу: гематитовую, магнетитовую, сидеритовую и хлоритовую. На продольном разрезе рудного горизонта эти фации очень часто перемежаются между собой, выклиниваются или переходят друг в друга. Вместе с тем наблюдается закономерная смена по направлению с юго-востока на северо-запад сидеритовой, гематитовой, магнетитовой и хлоритовой фаций. К последней мы относим глинисто-гематитовые руды, характеризующиеся повышенным содержанием в них хлорита. Если же прибавить к этим фациям еще марганцовую, приуроченную к крайнему юго-восточному флангу месторождения, то получим картину, изображенную на рис. 3. Как видно на рисунке, гематитовая фация пользуется преимущественным распространением в тех участках месторождения, где рудный горизонт ложится на подстилающие его породы с размывом, причем на Центральном участке сидеритовая фация как бы окружает гематитовую.

По падению рудного горизонта на большинстве разведочных линий наблюдается закономерное уменьшение количества и мощности рудных пластов, замена рудных гравелитов породами, обогащенными сидеритом и хлоритом, и общее уменьшение гранулометрического состава. Если

прибавить к этому и общее уменьшение мощности рудного горизонта по направлению с юго-запада на северо-восток, фиксируемое по отдельным выходам его на протяжении около 30 км по прямой, то можно сделать вывод, что источник сноса теригенного материала и растворов железа находился к юго-западу от месторождения. Направление береговой линии бассейна, в котором отлагались руды, определяется по направлению удлинения рудных галек [14], которые, несмотря на все изменения простирания рудного горизонта, располагаются удлинением по азимуту 300—315° (рис. 3).

7. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На основании имеющегося фактического материала способ образования Нижне-Ангарского месторождения представляется следующим.

В области современного Ангаро-Питского бассейна после длительного спокойного опускания, соответствовавшего во времени накоплению мощных глинистых и карбонатных осадков потоскуйской и киргитейской свит, наступил период небольших, но резких поднятий. Оживление эрозионной деятельности на прилегающей с запада суше вызвало усиленное поступление в море обломочного кварцевого материала и растворов, обогащенных железом.

В морском бассейне железо отлагалось в форме гидроокисей совместно с коллоидами железистых силикатов, образуя пласты однородных или слабослоистых осадков. Еще до полного превращения этих осадков в породу произошел их переыв и переотложение в виде галек, которые цементовались тем же материалом, но со значительной примесью кварцевого материала, иногда сидерита.

При этом в отдельных участках месторождения процесс переыва был более интенсивным и захватил частично породы киргитейской свиты. Оказались вынесенными все более легкие частицы и отложились наиболее мощные пласты богатых гематитовых руд (Центральный и Верне-Дашкинской участки). На большей же части месторождения и, повидимому, всего бассейна колебательные движения были более частыми и меньшего размаха. Здесь образовалась тонкая перемежаемость прослоев руд и пустых пород мощностью 5—20 см, причем руды оказались обогащенными железистыми хлоритом и кварцем (глинисто-гематитовые руды).

Процессы диагенеза выразились в раскристаллизации коллоидов (которая не везде прошла до конца — местами встречаются аморфные железистые хлориты и колломорфные рудные минералы) и их последующей дегидратации с образованием ряда гетит-гидрогематит-гематит-магнетит. Для образования последнего минерала, повидимому, были не-

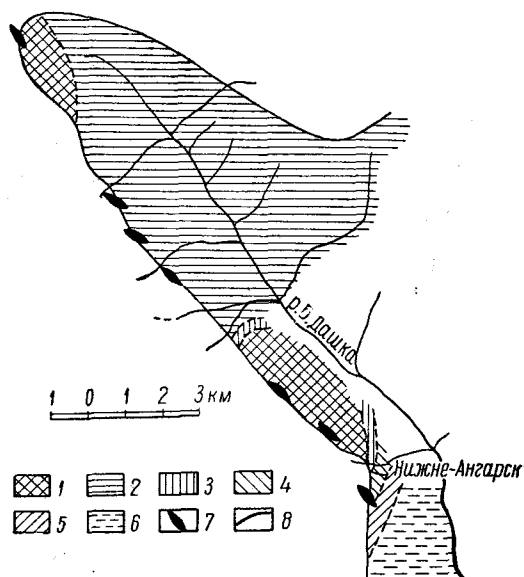


Рис. 3. Схема распределения фаций железных руд в районе Нижне-Ангарского месторождения: 1—участки развития гематитовых руд; 2—участки развития глинисто-гематитовых руд; 3—участки развития сидерито-гематитовых руд; 4—участки развития руд с марганцем; 5—область преобладания глинистых пород; 6—область отсутствия рудопроявлений в рудном горизонте; 7—направление удлинения галек в рудных гравелитах; 8—выход рудного горизонта на дневную поверхность

обходимы особые, резко восстановительные условия, о чем говорит его малая распространенность и повсеместная ассоциация с сидеритом.

Образование рудных гравелитов неоднократно прерывалось понижениями дна бассейна, во время которых отлагались пласты песчаников, алевролитов и аргиллитов.

В дальнейшем рудный горизонт претерпел два периода складчатости (до и после кембрия), которые образовали современную структуру месторождения, но не отразились существенно на вещественном составе руд. Складчатость сопровождалась небольшими разрывами типа надвигов.

Образование Главного сброса относится к концу мезозоя или началу кайнозоя, о чем свидетельствуют геоморфологические наблюдения [11] и свежесть пород Восточной полосы по сравнению с породами Западной.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Нижне-Ангарское железорудное месторождение является морским осадочным месторождением протерозойского возраста. Оруденение связано с нижне-ангарской свитой мелководных песчаников и глинистых сланцев (с ее нижним рудным горизонтом).

Оруденение контролируется взаимоотношением рудного горизонта с подстилающими его породами киргитейской свиты. Наиболее мощные пласты наилучших по качеству гематитовых, гематито-магнетитовых и гематито-сидеритовых руд приурочены к тем участкам, где рудный горизонт ложится на подстилающие породы с размывом.

От других железорудных месторождений протерозойского возраста Нижне-Ангарское отличается почти полным отсутствием в нем явлений метаморфизма. Из более молодых месторождений к Нижне-Ангарскому приближаются месторождения Атасуйской группы (Казахстан), где массивные (без оолитов) руды сложены приблизительно таким же комплексом минералов и последовательность пространственного распределения фаций полностью совпадает с распределением их на Нижне-Ангарском месторождении.

Изучение Ангаро-Питского железорудного бассейна, как и всего Енисейского края, еще только начато и дальнейшие геологические работы должны дать очень интересные в теоретическом и практическом отношении результаты. В частности, может быть решен вопрос о способах транспортировки и отложения железа в докембрийское время, а также вопрос о породах, из которых образуются железистые кварциты типа Криворожских.

Кроме нескольких железорудных месторождений (из которых Нижне-Ангарское является пока наиболее мощным) здесь известны крупные месторождения магнезитов, бокситов, сурьмы, золота. Промышленное освоение этого района — дело ближайшего будущего.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоус Н. Х., Кузнецов Ю. А., Новые данные по геологии Усовского железорудного месторождения, Вестник Западно-Сибирского геологического управления, 1947, № 5.
2. Белоус Н. Х., Структура Усовского железорудного месторождения (тезисы доклада), Сборник Третья геологическая конференция памяти академика М. А. Усова, 1948.
3. Кириченко Г. И., О возрасте и площади распространения железорудного бассейна в Енисейском крае, Советская геология, 1948, № 32.
4. Кузнецов Ю. А., Верхний протерозой восточной окраины Енисейского края, Вестник Западно-Сибирского геологического управления, 1941, вып. 1.
5. Кузнецов Ю. А., Геология Нижне-Ангарского железорудного бассейна (тезисы доклада), Сборник Третья геологическая конференция памяти академика М. А. Усова, 1948.
6. Кузнецов Ю. А., Докембрий Енисейского края, Известия АН СССР, серия геологическая, 1946, № 4.

7. Медведков В. И., Новое месторождение гематитовых осадочных руд в Сибири, Вестник Западно-Сибирского геологического управления, 1947, № 3.
 8. Мейстер А. К., Геологическая карта Енисейского золотоносного района, Описание листов И—7, 8 и 9, К—7, 8 и 9, Л—6, 7, 8 и 9, СПб, 1903—1910.
 9. Мейстер А. К., Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского кряжа, СПб, 1910.
 10. Мейстер А. К., Описание маршрутов в юго-восточной и юго-западной части Енисейского района, СПб, 1905—1908.
 11. Мирчик С. Г., Рельеф и геология рыхлого покрова Енисейского кряжа между реками Большим Питом и Ангарой, Бюллетень Московского общества испытателей природы, отдел геологии 1947, т. XVII (I).
 12. Обручев С. В., Тунгусский бассейн, Труды Всесоюзного геологоразведочного объединения, 1932—33, т. I, вып. 164, т. II, вып. 178.
 13. Страхов И. М., Железорудные фации и их аналоги в истории Земли, 1947.
 14. Хабаров А. В., Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности, Литологический сборник Нефтяного института, 1948, № 1.
 15. Чураков А. Н., Первые признаки протерозойского железного оруденения в Енисейском кряже, Вестник Всесоюзного геологоразведочного объединения, 1931, т. VI, № 9—10.
 16. Щукина Е. Н., Петров Г. П., К вопросу о стратиграфии метаморфических толщ центральной части Енисейского кряжа. Бюллетень Московского общества испытателей природы, 1936, т. XIV (5).
-

О КЛАССИФИКАЦИИ ПРОМЫШЛЕННЫХ ПЕГМАТИТОВ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ И НАПРАВЛЕНИИ ПОИСКОВО- РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА СЛЮДУ

Доц. А. В. Скропышев

Многие исследователи пытались классифицировать пегматитовые образования Северной Карелии, однако все предложенные схемы страдают односторонним подходом к учету имеющихся геологических факторов и используют всего лишь один-два руководящих, игнорируя остальные. Так, одни разделяют все пегматиты района на слюдоносные и керамические [1], другие классифицируют их по минеральному составу [3], третьи только по форме, четвертые по форме и характеру распределения слюды в жилах. Ни одна из предложенных классификаций не учитывает геолого-структурных факторов, характеризующих условия образования промышленных пегматитов. По этим причинам перечисленные классификации промышленных пегматитов Северной Карелии почти не используются при поисковых и разведочных работах, а также при оценке данных месторождений.

Наиболее совершенной классификацией пегматитов Северной Карелии следует считать классификацию, предложенную В. Д. Никитиным и П. П. Боровиковым, при составлении которой были использованы материалы автора.

Исследования пегматитов Северной Карелии, произведенные за последние годы, дали значительное количество материалов для определения условий образования пегматитов и классификации их по генетическим признакам.

Необходимо отметить, что пегматитовые образования в районе проявляются в многообразной форме, начиная от послойных инъекций в гнейсах и кончая крупными пегматитовыми телами. Не касаясь многообразных пегматитовых образований, остановимся лишь на пегматитовых телах, представляющих промышленный интерес.

Среди последних можно выделить три основных генетических типа.

1. Пегматиты, связанные со структурами «будинаж».
2. Пегматиты, приуроченные к зонам разломов.
3. Пегматиты, выполняющие трещины отдельности в антиклинальных перегибах гнейсов.

Резко отличная морфология, минеральный состав, геолого-структурные условия нахождения и ряд других факторов позволяют считать, что образование пегматитов выделенных выше типов происходило неодновременно и в различных условиях.

К первому типу относятся такие пегматитовые тела, как, например жилы: им. Чкалова, Оленчик, Панфилова варака, жила № 1 Хета —

острова и подобные им. Они выполняют интрабудинажные пространства в основных породах, подстилаются гнейсами и, в связи с этим, имеют своеобразную форму.

Характерной особенностью их является то обстоятельство, что за пределами массива основных пород они выклиниваются в гнейсах и никогда не прослеживаются в последних на сколько-нибудь значительное расстояние.

Ф о р м а пегматитовых тел обычно корытообразная и зависит от размеров залежи основных пород, в которых они располагаются. Р а з м е р ы этих тел характеризуются значительной длиной (от 15 до 250 м), большой мощностью (5—90 м) и небольшой протяженностью на глубину (20—25 м).

К о н т а к т ы пегматитов с основными породами резкие и прямолинейные, а с гнейсами расплывчатые и постепенные. На контактах с основными породами часто наблюдается маломощная «слюдитовая» оторочка, состоящая из мелкокристаллического биотита.

М и н е р а л ь н ы й состав пегматитов сравнительно прост. В основном они сложены микроклином (розовым или белым), кварцем, плагиоклазом, биотитом, в небольшом количестве мусковитом, апатитом, турмалином, сульфидами и редкоземельными минералами.

Т е к с т у р а этих пегматитов обычно зональная и характеризуется наличием крупноблоковых обособлений кварца и микроклина. В некоторых телах в их приконтактных частях наблюдаются зоны плагиоклазового пегматита. С т р у к т у р а пегматоидная, апографическая и графическая. По мере приближения к контактам, пегматит становится мелкокристаллическим и иногда имеет гипидиоморфнозернистую структуру.

Эти образования представляют промышленный интерес, как источник керамического сырья; слюда-мусковит из этих пегматитов может добываться лишь попутно с керамическим сырьем — кварцем, микроклином, пегматитом.

Пегматиты этого типа образовались, вероятно, в результате поступления в интрабудинажные пространства основных пород магматического материала, проникающего по сланцеватости гнейсов.

На основании сказанного выше о преобладающем количестве микроклина как в пегматитовых телах, так и в гнейсах, можно предполагать, что образование пегматитов этого типа связано с общим воздействием магматического материала на гнейсовую толщу, происходившим в постботнийский период. Зональная текстура пегматитовых тел была создана уже после выполнения трещин интрузивным веществом процессами перекристаллизации и перераспределения (сегрегацией) материала, происходившими в последующее время, согласно представлениям А. Н. Заварицкого [2] и В. Д. Никитина [4].

К о в т о р о м у типу относятся пегматитовые образования месторождений Плотина, Малиновая варака, Шатков бор, Слюдозеро, Хета-Ламбина, Постельное озеро и др. Они залегают в пределах зон разломов.

Зоны разломов располагаются на участках, сложенных неоднородными по своим физическим свойствам породами (различного петрографического состава гнейсы, среди которых располагаются мелкие массивы основных пород), в местах интенсивной мелкой складчатости гнейсов, а также на линиях древних, «залеченных» последующими процессами метаморфизма, зон разломов. Такие разломы часто обнаруживаются по наличию угловых несогласий в гнейсах.

З о н ы р а з л о м о в, в которых находятся пегматитовые тела, обычно вытянуты в близком к меридиональному направлении. Ширина их составляет 2—3 км, длина иногда достигает 10 км и более.

В пределах таких зон разломов пегматитовые тела располагаются почти параллельно, на близком расстоянии (в 5—10—30 м) друг от друга, и нередко содержат ксенолиты вмещающих пород.

Пегматитовые тела этого типа залегают в гнейсах различного петрографического состава, а также в основных интрузивных породах. Обычно они имеют более или менее правильную жиллообразную форму и характеризуются сравнительно небольшой мощностью (от долей метра до 10 м), большой протяженностью по простиранию (до 500 м) и значительным распространением на глубину (до 100 и более метров). Выклинивание их по простиранию и на глубину происходит постепенно. Часто они залегают кулисообразно, а параллельно залегающие жилы соединяются между собой прожилками. Падение жил всегда близкое к вертикальному.

Основными породообразующими минералами пегматитовых тел являются: полевой шпат, кварц, мусковит, биотит. В качестве второстепенных минералов встречаются: апатит, турмалин, гранат, иногда кальцит, сульфиды, карбурат.

В пегматитах различных зон разломов полевой шпат неодинаков, в связи с чем целесообразно пегматиты второго типа разделить на два подтипа: А — пегматиты существенно микроклинового состава и Б — пегматиты существенно плагиоклазовые.

К подтипу А относятся пегматиты месторождений Хета-Ламбина, Постельного озера и др. Они сложены главным образом микроклином и в меньшем количестве плагиоклазом.

Текстура этих жил чаще зональная или блоковая. В центре значительной части жил наблюдается кварцевая ось, в контактах с которой располагается крупнокристаллический пегматит пегматоидной структуры. Ближе к зальбандам залегает мелкокристаллический пегматит пегматоидной или апографической структуры. Пегматит графической структуры здесь встречается редко.

Иногда наблюдаются пегматитовые тела, сложенные сравнительно равномернозернистым пегматитом без блоковых выделений кварца и полевого шпата. Контакты пегматитов с вмещающими породами обычно резкие. Часто по контактам пегматита с вмещающими породами располагается оторочка (мощностью от нескольких до 10 см), состоящая из мелкокристаллической слюды («слюдитовая оторочка») — биотита на контакте с основными породами и амфиболовыми гнейсами, мусковита на контактах с двуслюдяными и биотитовыми гнейсами.

Мусковит, встречающийся в пегматитах первого подтипа, как показали исследования В. Д. Никитина [4], характеризуется рядом особенностей. Он располагается обычно по трещинам или трещиноватым зонам, пересекающим различные структуры пегматита. Кристаллы мусковита имеют часто клиновидное или ельчатое строение и нередко характеризуются значительной деформированностью. Вместе с мусковитом обычно встречаются гранат, апатит, а в самом мусковите в значительных количествах наблюдаются различные железистые включения. В. Д. Никитин считает, что этот мусковит образовался метасоматическим путем за счет воздействия поступающих с глубины растворов на минералы пегматитовых жил и, в первую очередь, на полевые шпаты. Этот мусковит В. Д. Никитин относит ко второй генерации.

Пегматиты первого подтипа обычно являются комплексными месторождениями и содержат в промышленных количествах керамическое сырье (кварц, микроклин) и мусковит. Последний характеризуется средним или низким качеством, по причине наличия значительного количества включений посторонних минералов в нем и значительной деформированности кристаллов.

К подтипу Б относятся пегматиты месторождений Плотины, Малинов-вой вараки и др. Эти пегматиты по геолого-структурным условиям залегания, форме пегматитовых тел, текстуре похожи на пегматиты под-типа А и отличаются от них лишь по минеральному составу и харак-теру слюдообразования. Они сложены в основном плагиоклазом, квар-цем, иногда в небольших количествах микроклином. Содержащийся в пегматитах этого подтипа мусковит относится в основном к первой генерации. Он приурочен к определенным структурам пегматита — к сегрегационной (по терминологии В. Д. Никитина) или пегматоидной и кварц-мусковитовому комплексу (по Н. В. Петровской). Кристаллы мусковита характеризуются сравнительно хорошей огранкой и наличием индукционной штриховки, а также постоянным сростанием с кварцем (часто мусковит прорастает кварцем). Мусковит этой генерации обла-дает высокими техническими качествами.

Как показали исследования В. Д. Никитина, образование мусковита первой генерации происходило за счет гидролиза полевых шпатов, имев-шего место одновременно с агрегацией кварца и полевого шпата.

В некоторых пегматитовых телах этого подтипа наблюдается также мусковит второй генерации, однако его промышленное значение гораздо меньше, по сравнению с мусковитом первой генерации.

Пегматиты второго типа имеют крупное промышленное значение. Одни из них (микроклиновые — подтип А) часто содержат в промышлен-ных количествах мусковит и керамическое сырье — микроклин, кварц, пегматит, а другие (плагиоклазовые — подтип Б) являются источником высококачественного мусковита. Образование их происходило, вероятно, за счет выполнения трещин интрузивным материалом, поднимавшимся с глубины по разлому.

Следует отметить, что минеральный состав пегматитов, и, в частности, наличие или отсутствие в них промышленных скоплений мусковита, зави-сит от вещественного состава вмещающих пород (на основании иссле-дований В. Д. Никитина при участии автора).

Можно считать установленным, что пегматиты этого типа, содержа-щие мусковит в промышленном количестве, залегают в гнейсах плагио-клазового состава и, наоборот, почти не содержат мусковита, если они залегают в гнейсах микроклинового состава, а также в амфиболсодер-жащих породах.

Многочисленные факты свидетельствуют о том, что промышленно интересный мусковит образуется не при первичной раскристаллизации пегматита, а в результате последующей переработки полевых шпатов при гидролизе (слюда первой генерации) или метасоматических (слюда вто-рой генерации) процессах.

Можно думать, что постмагматические растворы, поднимаясь с глу-бины, взаимодействовали с вмещающими породами и, в зависимости от их состава, обогащались калием, железом или магнием, которые мешали образованию мусковита [4].

Относительно времени образования этих пегматитов можно предпола-гать, что они неодновременны с пегматитами первого типа, а кроме того разновозрастны и между собой.

Основываясь на том, что пегматиты первого типа образуются в связи со структурами будинаж, — и, следовательно, гнейсы в это время находи-лись в пластическом состоянии, а образование пегматитов второго типа возможно лишь после того как гнейсы консолидировались и стали спо-собны давать разломы, можно утверждать, что образование пегматитов первого и второго типов отделено значительным промежутком времени.

Так как образование гранитов микроклинового состава предыдущими исследователями относится к постботнию, то и время образования пег-матитов первого типа следует отнести к потсботнию, поскольку они не-сомненно связаны с этими гранитами.

Часть пегматитов второго типа (Хета-Ламбина, Постельное озеро и др.) имеют главным образом микроклиновый состав. Это обстоятельство позволяет предполагать, что они связаны также с постботнийскими микроклиновыми гранитами, но с более поздним циклом, в сравнении с пегматитами первого типа.

Другая часть пегматитов второго типа (Плотина, Колыбаевский бор, Малиновая варака и др.) характеризуется преимущественно плагиоклазовым составом, что резко отличает их от микроклиновых пегматитов этого же типа.

Кроме того на ряде участков (близ поселка Чупа-пристань, Кривое озеро, Полубояры, Воронские озера) нами установлено, что микроклиновые пегматиты пересекаются плагиоклазовыми.

Следовательно, плагиоклазовые пегматиты являются более молодыми по сравнению с микроклиновыми.

Учитывая отличный минеральный состав пегматитов, можно думать, что их образование не связано с постботнийскими микроклиновыми гранитами, а относится к более молодому интрузивному циклу, возможно — к посткарельской формации.

Из изложенного выше можно сделать следующие выводы, имеющие практическое значение.

1. Нахождение пегматитов второго типа не зависит от степени гранитизации вмещающих пород, а зависит от степени неоднородности и структуры последних.

2. Поскольку пегматиты второго типа располагаются в пределах зон разломов, причем последние достигают по длине иногда нескольких километров, можно предполагать, что в их пределах на некоторой глубине (вероятно, также кулисообразно, как и по простирацию) располагаются еще «слепые» жилы, не вскрытые современным эрозионным срезом. Это обстоятельство наглядно подтверждается практическими данными. Так, например, на месторождениях Плотина и Хета-Ламбина разведочными и эксплуатационными работами выявлен ряд «слепых» слюдоносных пегматитовых жил в пределах зон разломов.

3. Промышленные скопления слюды-мусковита образуются в результате последующей переработки пегматитов, относятся к первой (гидролиз полевых шпатов) и второй (метасоматические процессы) генерациям. Степень насыщенности пегматитов мусковитом зависит от минерального состава вмещающих пород. Мусковит в промышленных количествах содержится в пегматитах, залегающих (или подстилающихся) в породах, не содержащих микроклин или амфиболы.

4. По времени образования пегматиты второго типа разделяются на два возраста: существенно микроклиновые относятся к постботнийскому интрузивному циклу, а плагиоклазовые — вероятно, к посткарельской формации.

Таким образом, все перечисленные моменты являются важными поисковыми и оценочными факторами.

Третий тип пегматитов представлен сравнительно небольшими линзообразными телами. Такие пегматиты встречены на Слюдовараке (Тэдино), в Лоушках, Хета-вараке, Дальник Топорных Вараках, на южном берегу Чупинского залива близ (Чупы-пристань) и в ряде других мест. Эти пегматиты характеризуются своеобразной морфологией, размерами, условиями залегания и минеральным составом.

Необходимо отметить, что они в большинстве случаев располагаются на значительных расстояниях друг от друга и часто имеют различные направления простираения. Эти пегматиты располагаются на контактах основных интрузивных пород с гнейсами и приурочены главным образом к перегибам мелких складок в гнейсах, и, следовательно, их положение в пространстве зависит от складчатой структуры гнейсов.

Пегматитовые тела имеют обычно линзообразную форму и незначительные размеры. По длине они редко достигают 100 м, мощность колеблется от долей метра до 10 м, а на глубину они выклиниваются сравнительно быстро (первые десятки метров). Они имеют секущий характер, но иногда встречаются и пластовые тела (в трещинах отслаивания).

Минеральный состав этих образований представлен плагиоклазом, кварцем, в небольшом количестве микроклином и в значительно большем количестве, по сравнению с двумя первыми типами пегматитов, — мусковитом, апатитом, турмалином и минералами, содержащими редкие элементы. Биотит также присутствует, но в меньшем количестве, чем в пегматитах первых двух типов.

Кварц, как правило, занимает центральную часть тел и прослеживается в виде оси или блоков. Периферические части обычно сложены пегматитом пегматоидной структуры плагиоклазового состава; широкое развитие имеет кварц-мусковитовый комплекс.

Мусковит встречается здесь, как правило, первой генерации, характеризуется срастанием с кварцем и совершенством кристаллографических форм. Он связан с кварц-мусковитовым комплексом и содержится в пегматите в больших количествах. Мусковит характеризуется высоким качеством и бывает пригоден на самые ответственные изделия (конденсаторная слюда).

Степень насыщенности пегматитов мусковитом зависит от характера вмещающих пород так же, как и при втором типе пегматитов.

Несмотря на сравнительно малые размеры пегматитовых тел и нахождение их на значительном расстоянии друг от друга, они представляют существенный промышленный интерес как источник высококачественной слюды.

Как было указано выше, пегматиты третьего типа занимают особое место в гнейсовой толще и располагаются по трещинам отдельности в антиклинальных перегибах вторичных складок.

Поступление пегматитового вещества в полости происходило, вероятно, с глубины по трещинам. Так как в большинстве случаев эти пегматиты располагаются вблизи пегматитов второго типа (Слюдоварака, Лоушки, Малиновая варака и др.), то их образование представляется нам одновременным.

Из изложенного выше видно, что выделенные три типа промышленных пегматитов залегают в различной геолого-структурной обстановке и характеризуются отличной морфологией, минеральным составом и промышленной ценностью.

Нам представляется, что предлагаемая генетическая классификация может быть использована при проведении поисковых и разведочных работ, а также при оценке месторождений пегматитов.

Главнейшими поисковыми признаками для различных типов пегматитов являются следующие.

1. Пегматиты первого типа располагаются в интрабудиных полостях будинированных основных пород.

2. Пегматиты второго типа располагаются на участках, характеризующихся: 1) неоднородным (по физическим свойствам) составом пород; 2) наличием среди гнейсов мелких массивов основных пород; 3) интенсивной мелкой складчатостью; 4) наличием угловых несогласий в гнейсах.

3. Пегматиты третьего типа залегают в окраинных частях зон разломов (где располагаются пегматиты второго типа) и приурочены к антиклинальным перегибам вторичной складчатости, а также к контактам основных пород с гнейсами.

Руководствуясь перечисленными факторами, при геологической съемке масштаба 1 : 50 000 или 1 : 25 000, можно выделить площади для постановки детальных поисковых работ.

Учитывая различные геологические условия нахождения пегматитов выделенных типов, а также другие их особенности, целесообразно будет применять и различные методы детальных поисков и разведки.

Так, например, нам представляется необходимым в пределах зон разломов, где ожидается встретить пегматиты второго типа, наряду с геофизическими методами вести детальные поиски при помощи магистральных канав, располагаемых вкрест ожидаемого простирания пегматитовых тел на расстоянии 100—150 м.

Кроме того в пределах указанных зон разломов целесообразно поставить поиски «слепых» жил при помощи геофизических методов и буровых скважин, располагаемых по поисковым линиям. Такая методика поисков позволит правильно поставить разведочные работы и выявить истинные, несомненно большие, перспективы месторождений и создаст возможность организации крупного механизированного горного предприятия.

Пегматиты третьего типа могут быть выявлены при тщательной структурно-геологической съемке, проводимой при помощи большого количества шурфов небольшого сечения. Эксплуатация их возможна лишь мелкими одиночными карьерами.

В соответствии с изложенным здесь представлением о типах пегматитов и их структурном положении, нами ранее было высказано предположение о наличии слюдоносных пегматитовых жил второго типа к югу и северу от месторождения Хета-Ламбина, так как пегматитовые образования указанного месторождения приурочены к зоне разлома, простирающейся в направлении близком к меридиональному. К югу и северу от месторождения, как показали исследования, зона разлома продолжается и в геолого-структурном отношении указанные части территории ничем не отличаются от строения самого месторождения.

В 1949 г. к югу от месторождения были поставлены поисковые работы, которые полностью оправдали наши предположения. Здесь были найдены пегматитовые жилы второго типа, являющиеся серьезным объектом добычи мусковита и керамического сырья — полевого шпата и кварца.

Вторым примером, подтверждающим правильность изложенных в настоящей статье положений, является месторождение Постельное озеро. Здесь нами было высказано предположение о наличии пегматитовых жил к северу от этого месторождения, так как в этом направлении продолжается зона разлома. Произведенные поисковые работы действительно обнаружили здесь пегматитовые жилы, причем слюдоносными оказались лишь те жилы, которые залегают в гнейсах плагиоклазового состава, а залегающие в гнейсах микроклинового состава (побережье озера Попова) оказались бесплодными.

Следует заметить, что перед промышленными организациями нами неоднократно ставился вопрос о необходимости поисков «слепых» жил в пределах месторождений Хета-Ламбина, Постельное озеро, Плотина, Малиновая варака и др., представленных пегматитами второго типа и располагающихся в зонах разлома. Нахождение таких «слепых» жил в пределах зон разлома не вызывает сомнения, тем более, что в ряде мест (на месторождениях Плотина, Хета-Ламбина, Малиновая варака) случайно эксплуатационными выработками и буровыми скважинами обнаруживались пегматитовые тела, не выходящие на дневную поверхность и представляющие большую промышленную ценность. Однако поиски и разведка «слепых» жил до сего времени не производятся, что, конечно, не позволяет выявить истинные перспективы месторождений.

Поиски пегматитовых тел третьего типа целесообразно поставить в окраинных частях месторождений, приуроченных к зонам разлома. В этих окраинных частях наблюдается весьма интенсивная вторичная складчатость, с которой связаны пегматиты третьего типа.

Кроме того участки с интенсивной вторичной складчатостью располагаются в пределах территорий Тэдино, Лоушки, Полубояры, где, вероятно, обнаружатся пегматиты третьего типа. Если учесть, что на этих площадях в основном развиты гнейсы плагиоклазового состава, то указанные пегматиты, повидимому, будут содержать мусковит в промышленном количестве.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисов П. А., Керамические пегматиты Карело-Финской ССР, изд. Карело-Финской базы АН СССР, 1948.
 2. Заварицкий А. Н., О пегматитах, как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами, Записки Всесоюзного Минералогического общества, 1947, № 1.
 3. Лабунцов А. Н., Пегматиты СССР, изд. АН СССР, 1939, т. 2.
 4. Никитин В. Д., К генезису мусковитовых пегматитов Северной Карелии, Записки Всесоюзного Минералогического общества, 1950, № 4.
 5. Скропышев А. В., О закономерностях в пространственном распределении пегматитовых образований в пределах Северной Карелии, Бюллетень технической информации Ленгеолнерудтреста, 1949, № 6.
 6. Судовиков Н. Г. Структура будинаж в гранитизированных областях. Доклады АН СССР, 1947, т. 53, № 8.
-

О ВОЗРАСТЕ ШАХТАМИНСКИХ ГРАНИТОИДОВ И О СВЯЗИ С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ

Н. В. Зуев

Автором были произведены исследования в районе крупного месторождения молибденита Восточного Забайкалья, разведанного в основном за годы Великой Отечественной войны. Шахтаминское месторождение расположено на территории Читинской области, Шахтаминского района в вершине одноименной речки Шахтамы.

Исследованный район протягивается в широтном направлении полосой, длина которой 100 км, ширина около 8 км. В пределах указанной площади автором произведены поисково-съёмочные работы и составлена геологическая карта (1 : 50 000).

Приводимые данные по Шахтаминскому району позволяют нам по-новому осветить возрастные взаимоотношения пород и вопросы распределения оруденения.

1. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ

В геологическом строении района принимают участие, преимущественно, интрузивные горные породы. Осадочные отложения представлены сильно метаморфизованными сланцами и песчаниками палеозойского возраста и однообразной песчаниково-сланцевой с конгломератами толщей, несущей остатки растений юрского возраста.

Схема геологического строения описываемого района представляется в следующем виде (снизу вверх):

- а) свита метаморфизованных сланцев и песчаников — палеозой,
- б) песчаниково-сланцевая свита — J_1 ,
- в) песчаниково-сланцевая свита с конгломератами — J_2 ,
- г) свита конгломератов, песчаников, эффузивов и туфов — J_3 .

Магматические породы района представлены следующими комплексами, приведенными в табл. 1.

Т а б л и ц а 1

Магматическая порода	Тектоно-магматический цикл
А. Порфировидный гранит. Гранодиориты и кварцевые диориты (восточная часть планшета, вне пределов приводимой карты). Лейкократовый гранит и связанные с ними жильные образования	Древнекеммерийский (граница $J_1 - J_2$)
Б. Биотитово-роговообманковый гранит, лейкократный гранит, габбро-монциты, монциты, сиенито-диориты и жильные образования	Среднекеммерийский (послесреднеюрский)
В. „Малая интрузия“ — гранит-порфиры, диорит-порфиры, аплиты и гидротермальные образования	Альпийский (послеверхнеюрский)

П а л е о з о й. Палеозойские отложения наблюдались лишь в западной части района на левом склоне пади Кривой Чингар и на горе Синяхе

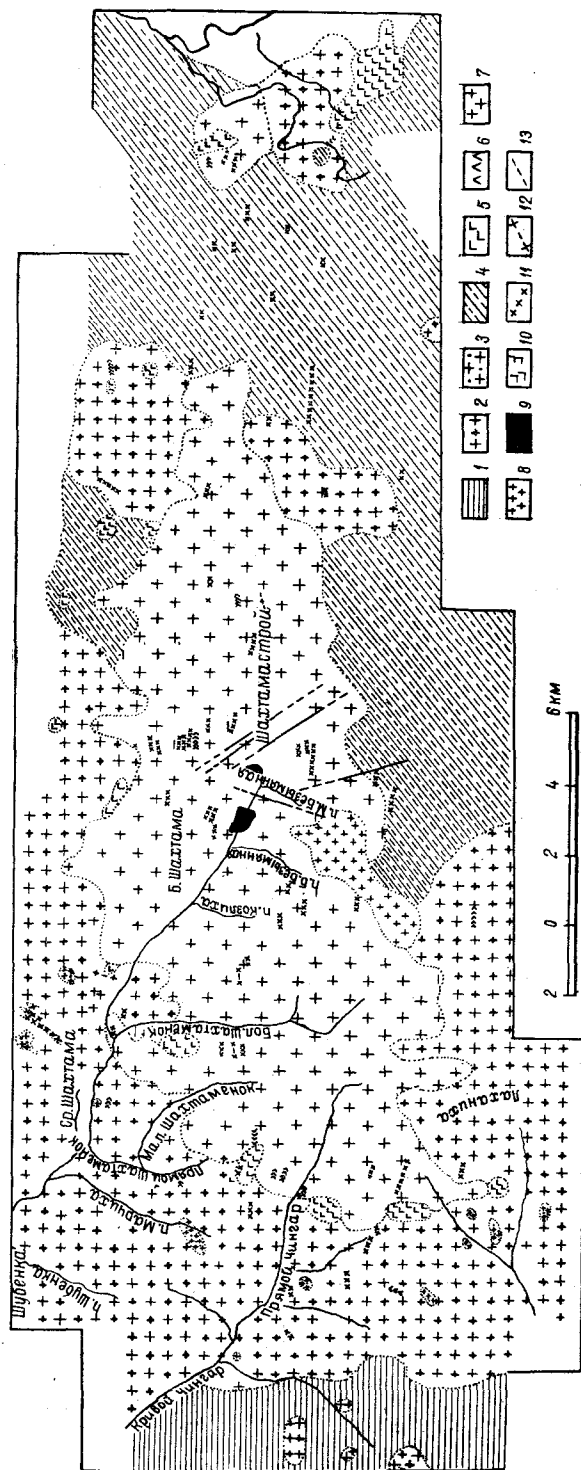


Рис. 1. Геологическая карта района Шахматинского месторождения молибдена:

1 — кристаллические сланцы (древнекиммерийский); 2 — порфировидный гранит (древнекиммерийский); 3 — лейкокраповые граниты (древнекиммерийские); 4 — песчаники, конгломераты и сланцы (I₁+2); 5 — монониты и габбро-монопиты (верхнекиммерийские); 6 — сиенито-диориты (верхнекиммерийские); 7 — биотито-роговообманковый гранит (верхнекиммерийский); 8 — лейкокраповый гранит (верхнекиммерийский); 9 — эруптивная брекчия (послесреднеюрская); 10 — дайки групп диорит-порфиров и лампрофиров; 11 — дайки гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров; 12 — жилы аплита; 13 — тектонические нарушения

(рис. 1). Они представлены слюдяно-кварцевыми и слюдяно-андалузитовыми разностями сланцев местами с обильной вкрапленностью пирита.

Мезозой. Мезозойские—юрские отложения в описываемом районе пользуются широким распространением, сложены, главным образом, песчаниками, часто имеющими аркозовый состав. В значительном количестве встречаются линзы конгломератов мощностью до нескольких десятков метров и реже менее мощные пропластки темных глинистых и углисто-глинистых сланцев.

Породы описываемой толщи обнажены чрезвычайно плохо, что наряду с отсутствием опорных горизонтов внутри свиты не дает возможности построить сколько-нибудь удовлетворительный ее разрез.

В отношении возраста юрской толщи существует несколько точек зрения. Так, например, А. Л. Лисовский помимо бохтинской свиты алгачинской юры выделяет Шахтаминскую юру, которая распространена по водоразделу между реками Шахтамой и Аленуем и состоит, по автору, главным образом из черных глинистых сланцев, в подчиненном количестве из аркозовых песчаников и мелкогалечных конгломератов. Автор относит ее к низам морской сланцевой юрской толщи, развитой на западе, и считает, что эти отложения в виде надвига перекрывают разные горизонты алгачинской юры.

В. Е. Кошман отрицает Шахтаминскую юру, утверждая, что черные глинистые сланцы переслаиваются с песчаниками и фациально их сменяют. Мезозойская сланцево-конгломерато-песчаниковая с эффузивами толща всего Шахтаминского района относится им к верхней юре — нижнему мелу.

Нашими исследованиями существование Шахтаминской юры и эффузивной толщи в Шахтаминском районе не подтверждается.

В сланцах юрской свиты Шахтаминского района нам удалось собрать флору, отнесенную проф. В. Д. Принада к среднеюрской, что позволяет возраст юрских пород, распространенных западнее пос. Усть-Аленуй, считать среднеюрским. Эта бохтинская свита алгачинской юры представлена песчаниками, сланцами и конгломератами. В низах ее установлен базальный конгломерат, прослеженный Кошманом В. Е. и автором в падах Д. Бугдуй, Кулинда, Дыроватка, Шивия и одним автором в районе Усть-Аленуя, Золы, прииска Боровского и на правом берегу Газимура.

Базальные конгломераты района прииска Боровского, пади Зола, правого берега реки Газимура и залегающие на них юрские отложения аналогичны среднеюрской свите с базальными конгломератами падей Бугдуй-Кулинда-Дыроватка-Шивия. Это дает нам основание считать, что в восточной части района также присутствуют среднеюрские отложения.

Автором наблюдалось, что порфировидный гранит, входящий в состав галек базального конгломерата средней юры, вместе с тем прорывает юрские отложения в падах Шивия-Дыроватка (обн. 295), что указывает на наличие здесь нижнеюрских отложений. Эти отложения сохранились лишь небольшими участками и представлены черными, несколько метаморфизованными сланцами и песчаниками, по литологическому составу близки отложениям средней юры. Таким образом, в Шахтаминском районе устанавливается наличие средне- и нижнеюрских отложений.

В восточной части района (за пределами приводимой карты) в юрских отложениях, слагающих правый берег Газимура и Золы, были найдены Мелиоранским В. А. остатки эстерий, что позволяет отнести эти породы к верхней юре.

Приводим петрографическое описание среднеюрских отложений Шахтаминского района.

Аркозовые песчаники преимущественно средне- и грубозернистые, неравномернозернистые породы от темносерого до серого цвета с желтоватыми, голубоватыми и зелеными оттенками. Под микроскопом часто устанавливается ороговикование породы. Обломки угловаты, размер их от десятой доли миллиметра до 3 мм. Нередко наблюдается сло-

стая структура. Порода в основном состоит из обломков полевого шпата и кварца и часто калишпат-пертит преобладает над плагиоклазом. Встречаются зерна циркона, сфена, лейкоксена, рудного минерала, в единичном случае кристаллики турмалина. В песчаниках наблюдаются редкие хорошо окатанные гальки пород, размером до 4 см. Встречались гальки, повидимому, гранита, обломки углистого сланца. Попадались мелкие пропластки углистого вещества и тонкочешуйчатого биотита.

Конгломераты имеют подчиненное распространение среди песчаников. Выделить конгломераты на карте не представляется возможным из-за частой и тонкой перемежаемости их с песчаниками, зачастую наблюдаемой в одном обнажении и даже в образце. Конгломераты образуют постепенные переходы в песчаники и отличаются от них лишь величиной гальки и большим разнообразием ее состава. Цемент конгломерата — тот же аркозовый песчаник. Конгломераты различаются по составу гальки. Встречается конгломерат, содержащий гальку гранита и, наряду с ней, гальку осадочных пород. Галька осадочных пород обычно мелкая, не крупнее 3—4 см, а гранитного состава — чаще более крупная, до 10 см. В гальке наблюдались породы, отклоняющиеся по составу к гранодиориту и аляскитовому граниту с преобладанием калишпата-пертита, и разности калишпатовые, лишенные плагиоклаза. Калишпат встречается иногда с типичной двойниковой решеткой.

Сланцы образуют тонкую перемежаемость с песчаниками и постепенные переходы в них. На карте они не поддаются самостоятельному выделению.

На водоразделах Кулинда-Дыроватка, Дыроватка-Шивия и в верховье реки Каменки встречаются разности черного углистого тонкозернистого сланца с флорой. Под микроскопом в черном, повидимому, углистом цементе различимы мельчайшие кварцевые и полевошпатовые зернышки, чешуйки биотита и кристаллики турмалина. Найденная в этих сланцах флора отнесена, согласно определению В. Д. Принада, к средней юре. *Cladophlebis* sp. ex gr. *Cl. denticulata* (Bronyn); *Dermiophyllum* sp. (обрывки линейных листьев, напоминающих *Phoenicopsis angustifolia* Нг.), *Podozamites lanceolatus* L. et Н. и другие).

Базальные конгломераты являются подстилающим горизонтом песчаниково-сланцевых отложений, отнесенных нами к среднеюрскому возрасту (бохтинская свита алгачинской юры). В том случае, когда толщу не подстилает базальный конгломерат, мы имеем крупную дресву порфировидного гранита.

Базальный конгломерат представлен в основном крупновалунным и галечным материалом порфировидного и лейкократового гранитов (фации порфировидного), встречается также галька мелкозернистого гранита, лампрофира, аплита, пегматита, диорита, жильного кварца, т. е. жильных пород, секущих порфировидный гранит. Цементом здесь является песчаник аркозового состава.

На контакте с порфировидным гранитом в юрской толще (в аркозовых песчаниках) наблюдалось обильное развитие тонкочешуйчатого биотита, серицита, серицито-кварцевого агрегата и встречались турмалин и андалузит.

В приконтактной зоне с биотитово-роговообманковым гранитом отмечено образование роговиков (кварц-полевошпатовых и лабрадор-диопсидовых) и развитие тонкочешуйчатого биотита.

Таким образом, юрская толща представлена сравнительно однообразными, преимущественно, терригенными отложениями, формировавшимися в основном за счет размытия кислых магматических пород. Порфировидный гранит также служил материалом для ее формирования.

Песчаники и сланцы, обладающие невыдержанностью состава по протиранию и частой сменой размера зернистости по вертикали, следует отнести к озерным отложениям.

Наличие хорошо окатанного галечного материала свидетельствует об участии в их образовании речных потоков.

Магматические породы. Одним из наиболее сложных вопросов по Восточному Забайкалью является проблема расчленения разновозрастных интрузий. Этим, повидимому, и объясняется противоречивость толкований возраста даже в пределах одного интрузивного комплекса пород. Магматические породы очень разнообразны и слагают около 70% всей площади.

Перейдем к краткому описанию магматических пород, согласно последовательности, приведенной в табл. 1.

А. Древнекиммерийская интрузия

1. **Порфировидный гранит** пользуется широким распространением, уходя далеко за пределы исследованной площади. В западной части планшета он обнаружен нами небольшими окнами в палеозойских сланцах. Эта интрузия, согласно наблюдений автора, прорывает и метаморфизует палеозойские и нижнеюрские отложения, а среднеюрские, как указывалось выше, залегают на ней базальным конгломератом. Таким образом, образование этой интрузии мы относим к древнекиммерийскому тектоно-магматическому циклу (на границе нижней и средней юры).

Большинство исследователей (Падалка Г. Л., Петров П. С. и др.) относят указанную интрузию к доюрскому возрасту, а те, кто причисляет к юрскому — базируются на чисто косвенных предположениях.

Порфировидный гранит имеет светлосерый, желтовато-серый и розоватый цвет. Структура грубо-, реже средне- и мелкозернистая. Большое распространение имеют порфировидные, грубозернистые, переходящие в равномернозернистые разности. Наблюдалась катаклазированная структура. В порфировых выделениях находится полевой шпат (размером до 4,5 см) серовато-белого или розового цвета; более типичен калишпат, но встречаются разности, содержащие и плагиоклазы. Количественное преобладание калишпата и плагиоклаза в породе варьирует. Плагиоклаз нередко андезинового характера; наблюдаются разности, отклоняющиеся по составу к гранодиориту. В породе обычно различимы серые зерна кварца величиной до 0,5 см, чешуйки биотита, роговая обманка размером до 0,7 см. Местами цветные минералы образуют скопления. Нередко заметны следы хлоритизации.

Калишпат образует удлиненно таблитчатые крупные порфировидные кристаллы с пертитовыми вростками, обычен процесс его альбитизации.

Плагиоклаз встречается в крупных и более мелких удлиненно таблитчатых кристаллах с полисинтетическими двойниками. Измерение центральной части зонального плагиоклаза по спайности на федоровском столике: $CnNm = 9,5$; $CnNg = 80,5$; $CnNp = 87$. Основной олигоклаз № 28; спайность (001). В ряде случаев наблюдался зональный андезин (угол погасания в плоскости $\perp$ (010) = 12° — плагиоклаз № 30). Плагиоклаз часто значительно серицитизирован. Наблюдалось развитие тонкозернистого вторичного кварцевого агрегата.

Кварц встречается обычно в довольно крупных зернах и распределен в породе неравномерно.

Цветная часть в граните несколько изменена, особенно в зоне приконтактной с юрской толщей, и составляет обычно около 5% породы. В породе часто присутствуют биотит и роговая обманка, биотит чаще количественно преобладает, в некоторых разностях роговая обманка не встречалась. Наблюдались также граниты, содержащие роговую обманку и хлорит, развивающийся, повидимому, по биотиту.

Биотит обнаруживается в пластинках размером до 2 мм с темными бурными тонами плеохроизма и местами чуть хлоритизирован. При установлении возрастных соотношений в гранитах Восточной Сибири известную роль играет сопоставление величин показателей преломления в биотите. В нашем случае показатели преломления биотита в порфировидном граните и в биотит-роговообманковом граните оказались тождественными, равными 1,646.

Роговая обманка представляет собой мелкие призматические кристаллики. Она имеет бледнобуровато-зеленый цвет иногда встречается пятнистой окраски, замещается хлоритом, биотитом, эпидотом с рудным веществом. В единичном случае наблюдался диопсид. Апатит, сфен, циркон, ортит — встречаются в форме мелких кристалликов и зернышек.

Рудный минерал встречается обычно в небольшом количестве, в форме ксеноморфных зернышек и кристалликов (пирит и, повидимому, магнетит). Он часто ассоциирует с фемическими минералами.

По данным химического анализа, произведенного лабораторией ВСЕГЕИ (аналитик Сержинская Е. А.) проба № 7 порфировидного гранита (из окрестностей деревни Усть-Аленуй), полученная из 40 образцов, взятых с площади 1 км²¹, имеет следующий состав:

SiO ₂ — 67,46	BaO — 0,04
TiO ₂ — 0,31	Na ₂ O — 4,03
Al ₂ O ₃ — 15,80	K ₂ O — 3,95
Fe ₂ O ₃ — 1,10	P ₂ O ₅ — 0,11
FeO — 2,13	S — 0,03
MnO — 0,04	H ₂ O _{гигр.} — 0,20
MgO — 1,64	Потери при
CaO — 2,75	прокаливании — 0,53

Сумма — 100,12

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому: $a = 14,4$; $c = 3,4$; $b = 5,7$; $S = 76,5$; $c' = 0$; $a' = 0$; $f = 51,8$; $m = 48,2$; $n = 61,3$; $t = 0,36$; $\varphi = 16,5$; $Q = 20,8$; $\frac{a}{c} = 4,2$.

По химическим данным порода относится к ряду нормальных составов (на грани перехода к составам, пересыщенным глиноземом), наблюдается пересыщение кремнеземом ($45 > Q > 15$).

При сравнении наших данных с составами изверженных пород по Дэли останавливает внимание пониженное значение величин Fe₂O₃.

Порфировидный гранит (проба 1) района пади Лукичиха (вне пределов приведенной карты — восточная часть района) имеет следующий состав:

SiO ₂ — 65,79	Na ₂ O — 3,48
TiO ₂ — 0,54	K ₂ O — 3,74
Al ₂ O ₃ — 15,40	P ₂ O ₅ — 0,13
Fe ₂ O ₃ — 1,42	B ₂ O ₃ — 0,02
FeO — 3,70	S — 0,02
MnO — 0,08	H ₂ O _{гигр.} — 0,32
MgO — 1,36	Потери при
CaO — 2,98	прокаливании — 0,89 < F — 0,07
BaO — 0,07	

Сумма — 99,96

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому: $a = 12,9$; $c = 3,8$; $b = 7,4$; $S = 75,9$; $c' = 0$; $a' = 3,7$; $f = 64,8$; $m = 31,5$; $n = 58,5$; $t = 0,63$; $\varphi = 16,7$; $Q = 22,2$; $\frac{a}{c} = 3,4$.

¹ Все приведенные в работе пробы получены аналогичным образом и проанализированы тем же аналитиком, кроме проб № 51, 43, обработанных в лаборатории треста Востсибцветметразведка в г. Иркутске.

По химическим данным порода относится к составам, пересыщенным глиноземом (наличие a' , отсутствие c'), кремнеземом и бедным щелочами ($45 > Q > 15$; $4 > a : c > \frac{5}{2}$).

При сравнении наших данных с составом изверженных пород по Дэли останавливает внимание пониженное значение величины Fe_2O_3 . На контакте с биотитово-роговообманковым в порфировидном граните по плоскостям отдельностей наблюдалась турмалинизация.

В приконтактной зоне с юрской толщей порфировидный гранит обнаруживает отсутствие резкой порфировидности, наличие часто катакlastической структуры и замещение цветной части хлоритом, актинолитом, эпидотом и кальцитом. Здесь же наблюдалось развитие турмалина, тонкозернистого биотита, тонкозернистого кварцевого агрегата.

На водоразделе Шивия—Дыроватка в юрских элювиально-делювиальных отложениях установлен интрузивный контакт с порфировидным гранитом.

2. Гранодиориты и кварцевые диориты, наблюдаемые в восточной части района (за пределами карты), являются фациальными разновидностями порфировидного гранита, приуроченными к периферической части массива. Они наблюдались на правой стороне реки Зоны между падами Ильдикан и Эриман. В Шахтаминском районе гранодиориты фиксируются лишь в отдельных обнажениях среди порфировидного гранита. Текстура гранодиоритов массивная, структура — гипидиоморфнозернистая, порфировидная. Главными минералами являются: плагиоклаз, роговая обманка, калишпат, биотит и акцессорные (рудный, апатит, сфен, циркон). Эпимагматические: хлорит, эпидот и вторичный карбонат. Кварц наблюдается в очень малых количествах.

Текстура кварцевого диорита массивная или шпировая. Структура гипидиоморфнозернистая, местами пойкилитовая. Минералогический состав породы: плагиоклаз 50—55%, роговая обманка 20%, кварц 12%, биотит 10%, калишпат 1,2%; сфен, циркон 4%, рудный минерал 1%, эпидот 1%, карбонат 1% — вторичный.

Плагиоклаз представлен № 46, так как углы погасания $+26^\circ$ по Бекке-Беккеру. Форма плагиоклаза призматическая, отчетливо выражено зональное строение, он пелитизирован, серицитизирован, иногда замещается минералами группы эпидота.

Кварц ксеноморфен, участками наблюдается резко выраженная мозаичная структура. Встречается апатит.

3. Лейкократовые граниты встречаются в порфировидном граните в виде даек, а также небольшими секущими массивами. Они более мелкозернисты, чем порфировидный гранит, под микроскопом обнаруживают среднеравномернотернистое, почти мелкозернистое сложение. В этом граните часто отчетливо выражена порфировидность. Структура лейкократовых гранитов гипидиоморфнозернистая и близкая к аплитовой. Калишпат в преобладающем над плагиоклазом (олигоклазом) и в близком количественном соотношении. Часто наблюдается заметная пелитизация полевого шпата. В породе содержится: кварца около 25%, биотита менее 5% (в мелких пластиночках местами хлоритизированного). Апатит и рудные минералы встречаются в форме мелких зернышек.

Б. Среднекиммерийская интрузия (послесреднеюрская)

Послесреднеюрская интрузия прорывает и метаморфизует нижне- и среднеюрскую толщу и древнекиммерийский порфировидный гранит. Она имеет широкое распространение в описываемой части района и отличается разнообразием входящих в ее состав пород — от габбро-монцитов, через диориты, монцониты, сиениты и нормальные граниты до лейкократовых гранитов.

1. Биотитово-роговообманковый гранит является наиболее широко распространенной разновидностью среднеюрской интрузии и слагает довольно крупный так называемый Шахтаминский массив, в центральной части описываемой площади. Длинная ось массива ориентирована в близком к широтному направлении. Площадь его составляет, примерно, 300 км^2 .

Южный и северный контакты массива биотитово-роговообманкового гранита с вмещающими породами наблюдались автором. Линия контакта извилиста, азимут простираения в общем близок к широтному направлению. Поверхность массива по южному контакту наклонена в сторону вмещающих пород под углом $35\text{--}40^\circ$, реже 70° . Поверхность его северного контакта более крута, угол падения колеблется в пределах $65\text{--}80^\circ$ в сторону вмещающих пород.

Массив биотитово-роговообманкового гранита меньших размеров наблюдается на левом берегу Аленуя вблизи пос. Усть-Аленуй.

Макроскопически порода обычно желтовато-серого и серого цвета, среднезерниста, часто отчетливо видна неравномерностернистость реже порфировидность сложения. Встречаются лейкократовые разности серовато-розовые и более мелкозернистые. Кристаллы полевого шпата белого цвета достигают размера $1,2 \text{ см}$. Они обычно удлинено таблитчатые, встречаются и отчетливо порфировидные.

Микроскопически отчетливо вырисовывается неравномерностернистость структуры и неоднородность состава. Гранит обычно среднеравномерностернистый. Встречаются порфировидные разности с мелкозернистой основной массой, крупнонеравномерностернистые наблюдаются редко. Порода обычно гипидиоморфностернистая, очень широко распространены участки пегматитовой структуры, причем в последнем случае кварц образует сращения с калишпатом, а к плагиоклазу резко ксеноморфен. Встречаются порфировидные кристаллы плагиоклаза и калишпата. Состав породы варьирует. Распространены разности с преобладанием плагиоклаза над калишпатом, обуславливающие отклонение породы в сторону гранодиорита, но встречается гранит и с преобладанием калишпата в составе.

Плагиоклаз встречается в виде кристаллов часто идиоморфных к калишпату. Иногда присутствует зональный андезин № 30—32 (угол погасания в плоскости $\perp (010)$ 15° ; $\text{BNm} = 77$; $\text{BNg} = 13$; $\text{BNp} = 89$; закон $\perp (010)$). Плагиоклаз часто альбитизирован и серицитизирован.

Калишпат чаще всего наблюдается в виде неправильных зерен, обычно резко ксеноморфен к плагиоклазу, с пертитам, и местами значительно пелитизирован. Развита альбитизация калишпата.

Кварца в породе содержится зачастую $25\text{--}30\%$. Он ксеноморфен к плагиоклазу и образует сращения с калишпатом. В разностях, отклоняющихся к гранодиориту, содержание кварца в породе падает до 15% .

Цветных минералов в породе обычно $5\text{--}7\%$ (в некоторых разностях от 2 до 18%).

Роговая обманка наблюдается в призматических кристаллах с плеохроизмом от бледнобуроватого цвета по Nr до бледнозеленого по Ng . Угол погасания 15° , наблюдались двойники. Встречались плеохроичные дворники.

Биотит встречается с бурым плеохроизмом, иногда хлоритизирован.

Апатит, сфен, лейкоксен, циркон, рудный минерал содержатся в виде мелких кристалликов и зернышек.

В граните наблюдались тонкозернистые шилы, обогащенные цветными минералами.

Нередко в одном обнажении особенно в приконтактных частях массива, в участках развития монцонитов, наблюдались постепенные переходы от нормального биотитово-роговообманкового гранита к гранодиори-

там и диоритам. Неоднородность структуры является также характерной особенностью этого гранита. Эти факты наводят на мысль о наличии среза эрозией верхней части интрузивного тела.

Проба № 6 биотитово-роговообманкового гранита (правобережье реки Шахтаны, район месторождения) имеет следующий состав:

SiO ₂ — 66,95	Na ₂ O — 3,03
TiO ₂ — 0,48	K ₂ O — 4,16
Al ₂ O ₃ — 15,16	P ₂ O ₅ — 0,11
Fe ₂ O ₃ — 1,36	B ₂ O ₃ — 0,02
FeO — 2,40	S — 0,05
MnO — 0,05	H ₂ O _{гигр.} — 0,16
MgO — 2,40	Потери при
CaO — 2,92	прокаливании — 0,90
BaO — 0,06	Fe — 0,07

С у м м а — 100,28

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому: $a = 12,7$; $c = 3,6$; $b = 7,8$; $S = 75,9$; $c' = 0$; $a' = 3,5$; $f = 45,2$; $m = 51,3$; $n = 52,1$; $t = 0,54$; $\varphi = 15,7$; $Q = 22,8$; $\frac{a}{c} = 3,5$.

По химическим данным порода относится к составам, пересыщенным глиноземом (наличие a' , отсутствие c'), кремнеземом и бедным щелочами ($45 > Q > 15$; $4 > a : c > 4,5$).

При сравнении наших данных с составом изверженных пород по Дэли обращает внимание пониженное значение величин Fe₂O₃ и Na₂O и повышенное MgO.

Проба № 11 биотитово-роговообманкового гранита (водораздел падей Ушканки и Прямой Дыгини) имеет следующий состав:

SiO ₂ — 65,04	BaO — 0,06
TiO ₂ — 0,44	Na ₂ O — 3,40
Al ₂ O ₃ — 15,40	K ₂ O — 4,48
Fe ₂ O ₃ — 0,92	P ₂ O ₅ — 0,17
FeO — 3,34	S — 0,03
MnO — 0,07	H ₂ O _{гигр.} — 0,34
MgO — 2,81	Потери при
CaO — 3,15	прокаливании — 0,64

С у м м а — 100,29

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому: $a = 13,9$; $c = 3,2$; $b = 9,3$; $S = 73,6$; $c' = 6,6$; $a' = 0$; $f = 43,1$; $m = 50,4$; $n = 53,4$; $t = 0,46$; $\varphi = 8,8$; $Q = 16,2$; $\frac{a}{c} = 4,3$.

По химическим данным порода относится к ряду нормальных составов (наличие c' и отсутствие a'), пересыщенных кремнеземом и к группе умеренно богатой щелочами ($45 > Q > 15$; $8 > a : c > 4$).

При сравнении наших данных с составом изверженных пород по Дэли обращает внимание пониженное значение величин Fe₂O₃, Na₂O, TiO₂ и повышенное MgO.

Контакт биотитово-роговообманкового гранита с порфировидным преимущественно довольно резок. Контактные изменения обычно слабо проявляются. Лишь подле самого контакта в биотитово-роговообманковом граните наблюдается некоторое обогащение фемическими минералами, иногда встречаются неравномернозернистые участки. В обнажении 1503 в биотитово-роговообманковом граните была установлена более отчетливая, чем обычно порфировидность и в обоих гранитах наблюдалась редкая мелкая вкрапленность молибденита. Иногда на контакте двух гранитов не обнаруживалось изменений, что объясняется, повидимому, близостью химического состава пород и конфигурацией плоскости контакта.

На контакте с юрской толщей в биотитово-роговообманковом граните наблюдаются изменения лишь подле самого контакта. Здесь мы видим в составе преобладание биотита над роговой обманкой, наличие биотита с шоколадными тонами плеохроизма, встречается тонкочешуйчатый биотит, появляются в ряде случаев резко порфиroidные и гранодиоритовые разности.

2. Лейкократовый гранит выделяется нами в Шахтаминском массиве, в верховьях падей Малая и Большая Безымянка. Этот гранит образует ряд постепенных переходов в обычный биотитово-роговообманковый гранит, поэтому мы относим его к фациальной разности последнего. Лейкократовый гранит обладает светлым желтовато-серым цветом, аплитовидный. Под микроскопом он обнаруживает микропегматитовую структуру, намечается порфиroidность. Плагноклаз-олигоклаз встречается в порфиroidных кристаллах и в микропегматитовой массе. Наблюдается большое содержание сильно пелитизированного калишпата. Кварца содержится около 30 % породы, цветных минералов — менее 5 %.

Проба № 12 лейкократового гранита (взята в верховьях Большой и Малой Безымянок) имеет следующий состав:

SiO ₂ — 72,92	Na ₂ O — 3,00
TiO ₂ — 0,32	K ₂ O — 4,50
Al ₂ O ₃ — 13,02	P ₂ O ₅ — 0,06
Fe ₂ O ₃ — 0,94	B ₂ O ₃ — 0,001
FeO — 1,29	S — 0,04
MnO — 0,05	H ₂ O _{гигр.} — 0,05
MgO — 1,98	Потери при прокаливании — 0,05
CaO — 1,40	F — 0,08
BaO — 0,05	

С у м м а — 100,28

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому: $a = 12,6$; $c = 1,7$; $b = 5,9$; $S = 79,8$; $c' = 0$; $a' = 11,1$; $f = 34,4$; $m = 54,4$; $n = 50,0$; $t = 0,33$; $\varphi = 13,3$; $Q = 32,7$; $\frac{a}{c} = 7,4$.

По химическим данным порода относится к составам, пересыщенным глиноземом (наличие a' и отсутствие c'), кремнеземом и к группе умеренно богатой щелочами ($45 > Q > 15$; $8 > a : c > 4$).

При сравнении наших данных с составом изверженных пород по Дэли обращает внимание пониженное значение величин Fe₂O₃, Na₂O и повышенное MgO.

3. Габбро-монциты, монциты и сиенито-диориты встречаются, главным образом, по северному, восточному и западному контактам Шахтаминского массива и вблизи его. Выходы этих пород известны также и около массива биотитово-роговообманкового гранита около пос. Усть-Аленуй. Габбро-монциты и монциты залегают в порфиroidном биотитовом граните и породах юрской осадочной толщи в виде небольших интрузивных тел и автором рассматриваются как первые порции послесреднеюрской магмы. Контакт с порфиroidным гранитом и юрой — интрузивный.

В районе Верхней Шахтамы и в верховьях падей Большой и Малой Шахтаменок нами наблюдались факты, когда биотитово-роговообманковый гранит прорывал габбро-монциты и случаи постепенного перехода через мелкозернистые разности от указанного гранита к габбро-монцитам.

Предыдущими исследователями эти породы описывались как диориты.

Монциты представляют собой темные зеленовато-серые среднеравномернозернистые породы, обладают зеленым и зеленоватым цветом. Под микроскопом они обнаруживают пойкило-монцитовую структуру. Плагноклаз образует главную массу породы, часто зонален,

в центральных частях кристаллов имеет состав до лабрадора № 50 и 55, угол погасания по Бекке-Беккеру 30°. Измерение полисинтетических двойников на федоровском столике дало следующие результаты: $BNg = 69$; $BNp = 46$; $BNm = 51$; $2V = -85$ (х); плагиоклаз № 48; закон [001].

Цветных минералов содержится 35—45%, кварца — 1% породы, в кварцевом монцоните — 5%. Кварц обладает резким ксеноморфизмом.

Проба № 51 монцонита (Большой Шахтаменок) имеет следующий состав:

SiO_2 — 59,52	K_2O — 3,14
TiO_2 — 0,48	P_2O_5 — 0,30
Al_2O_3 — 16,90	SO_3 — 0,19
Fe_2O_3 — 3,22	H_2O при 110° — 0,03
FeO — 2,53	Потери при прокаливании — 0,64
MnO — 0,05	
MgO — 3,95	
CaO — 4,51	
Na_2O — 4,80	
	Сумма — 100,26
	С 0,012

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому: $a = 14,9$; $c = 3,8$; $b = 13,5$; $S = 67,8$; $c' = 12,1$; $a' = 0$; $f = 38,4$; $m = 49,5$; $n = 70,0$; $t = 0,60$; $\varphi = 20,2$; $Q = 2,0$; $\frac{a}{c} = 4,1$.

По химическим данным порода относится к нормальным составам (наличие c' , отсутствие a'), насыщенным кремнеземом, и к группе умеренно богатой щелочами (подгруппе лейкократовых) ($6 > Q > -6$; $7 > a : c > \frac{5}{2}$; $b < 20$).

При сравнении наших данных с составом изверженных пород по Дэли останавливает внимание повышенное значение величин MgO , Na_2O и пониженное TiO_2 .

Габбро-монцониты отличаются от монцонитов меньшим содержанием калишпата, который здесь присутствует в количестве около 10% породы. Плагиоклаз так же, как и в монцонитах, лабрадор. Измерение центральной части зонального кристалла плагиоклаза на федоровском столике по спайности дало лабрадор № 61. Цветных минералов в породе содержится 45—50%. Наблюдаются резко неравномернозернистые разности.

В кварцевых габбро-монцонитах присутствует до 5% кварца. Проба № 8 габбро-монцонита (взята в 1,5 км северо-западнее Верхней Шах-тамы) имеет следующий состав:

SiO_2 — 58,90	BaO — 0,05
TiO_2 — 0,60	Na_2O — 2,93
Al_2O_3 — 14,98	K_2O — 2,65
Fe_2O_3 — 1,10	P_2O_5 — 0,06
FeO — 5,13	S — 0,03
MnO — 0,08	$H_2O_{гигр.}$ — 0,35
MgO — 6,44	Потери при прокаливании — 0,88
CaO — 5,61	
	Сумма — 99,79

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому: $a = 10,1$; $c = 4,8$; $b = 18,5$; $S = 66,6$; $c' = 10,5$; $a' = 0$; $f = 31,3$; $m = 58,2$; $n = 62,7$; $t = 0,81$; $\varphi = 5,1$; $Q = 8,2$; $\frac{a}{c} = 2,1$.

По химическим данным порода относится к нормальным составам (наличие c' , отсутствие a'), слабо пересыщенным кремнеземом, и к группе бедной щелочами ($15 > Q > 6$; $3 > a : c > \frac{3}{2}$).

При сравнении наших данных с составом изверженных пород по Дэли обращает внимание пониженное значение величин Fe_2O_3 , Na_2O и повышенное MgO .

По реке Аленуй (на юго-запад от поселка Усть-Аленуй) наблюдались переходы габбро-монцонита в габбро. Здесь же встречено коренное обогащение перидотита.

В. «Малая» альпийская интрузия

1. Гранит-порфиры, диорит-порфиры и аплиты. Все предыдущие исследователи (Кошман В. Е., Максимов Б. А., Падалка Г. Л. и др.), изучавшие район Шахтаминского месторождения считали, что с биотитово-роговообманковым гранитом локально и генетически связано молибденовое оруденение и другие редкие металлы района и, что многочисленные дайки являются его жильными дериватами.

Автором, среди упомянутых жильных пород, выделены гипабиссальные тела гранит-порфира, дайки диорит-порфира и жилы аплита в более молодой самостоятельный интрузивный комплекс. Жильные породы представлены крутопадающими дайками западно-северо-западного и северо-западного простирания с мощностью от долей метра до нескольких десятков метров, длиной нередко свыше 3 км. Гранит-порфиры иногда образуют также небольшие интрузивные тела, более или менее изометричной формы, с площадью выхода до 0,4 км².

Серия даек и мелких интрузий прослеживается полосой, ширина которой достигает, примерно, 8 км. Она прослежена нами на восток и запад от Шахтаминского месторождения, общей длиной на 100 км, и уходит далеко за пределы наших исследований, где прорывает осадочно-метаморфическую толщу верхнеюрского и нижнемелового возрастов.

Автор пришел к выводу, что диорит-порфириты, гранит-порфиры, имеющие широкое развитие в исследуемом районе, и рудные тела являются продуктами одной интрузии, глубинные зоны которой еще не вскрыты эрозией, а биотитово-роговообманковые граниты, вмещающие рудные тела, являются более древними породами и не имеют генетической связи с рудообразованием.

Близ устья реки Ушканки и далее на запад по пади реки Шахтаны, на водоразделе Ушканка-Заломная и в районе устья реки Ключевка были найдены эруптивные брекчии, изучение которых наметило связь рудообразования с более молодой интрузией еще не вскрытой эрозией. Зафиксировано всего три участка брекчий: один размером, примерно, 20 × 200 м в поперечнике, два другие, примерно, 30 × 300 м. Кроме того на водоразделе Ушканка-Дыгиня, среди глыб биотитово-роговообманкового гранита, были встречены элювиально-делювиальные свалы такой же брекчии.

В этих участках эруптивной брекчии встречены обломки (размером от 1 до 20 см) биотитово-роговообманкового гранита вмещающего месторождения, а также схизолиты последнего. Встречаются обломки сильно измененной породы, представленной тонкозернистым катаклазированным кварц-полевошпатовым агрегатом с обильным тонкокристаллическим биотитом и турмалином. Наблюдались обломки полевошпатового состава с пегматитовыми участками, а также обломки аплита и безрудного жильного кварца. Часто наблюдается раздробление обломков (рис. 2).

Цементирующая масса представлена нередко настолько сильно измененной породой, так сильно катаклазированной и проникнутой тонкочешуйчатым биотитом, что точно ее первичная природа не устанавливается. Порода сохранила лишь слабые признаки первичного, возможно гранитного состава. Наряду с этим в цементе встречаются породы, приближающиеся по составу к группе диорита, со структурой микрозернистой и гипидиоморфнозернистой. Наблюдается тонкозернистый лампрофир. Вероятно также наличие туфогенного материала.

Автор пришел к заключению, что мы имеем дело с типичными так называемыми газовыми трубками взрыва, предшествовавшими внедрению гранит-порфировых тел.

Брекчированные участки секутся дайками гранит-порфира и диорит-порфира, которые в свою очередь как непосредственно в данных участках, так и в районе месторождения секутся кварц-турмалиновыми и рудными жилами. Таким образом, этот факт говорит о том, что магма, обра-

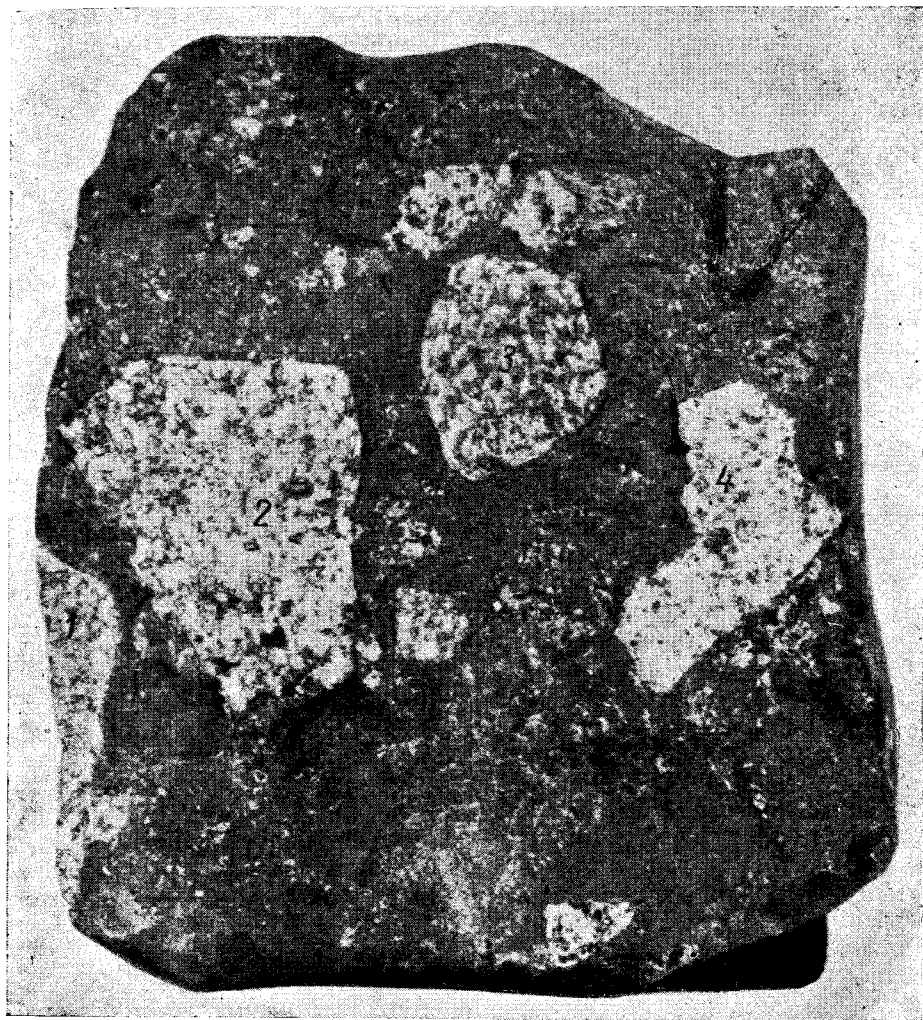


Рис. 2. Эруптивная брекчия:

1—обломок биотитово-роговообманкового гранита; 2—обломок аплитовидного гранита; 3—обломок аплита. Натуральная величина

зовавшая биотитово-роговообманковый гранит, к моменту внедрения гранит-порфиров полностью отдифференцировалась до гидротермальной фазы включительно. Очевидно, после некоторого перерыва, в породы этой интрузии внедрилась новая магма, продукты дифференциации которой сейчас наблюдаются в виде дайковых и штокообразных тел — гранит-порфира, диорит-порфира с гидротермальной фазой, породившей рудные проявления.

Таким образом, основной особенностью металлогении нашего района является тесная связь проявления оруденения с альпийской интрузией

еще не вскрытой эрозией, проявление которой наблюдается в форме гипабиссальных тел гранит-порфира, диорит-порфира и аплита.

В заключение следует отметить, что наличие гипабиссальных тел альпийского цикла до известной степени может служить поисковым признаком редкометалльных рудопоявлений, поскольку те и другие связаны с одним магматическим очагом.

Ж и л ь н ы е п о р о д ы. С описанными выше интрузивными породами генетически связан целый ряд гипабиссальных, преимущественно жильных образований, пространственно приуроченных к сравнительно узкой полосе и подчиненных общей, близкой к широтному простиранию, структуре района.

Все гипабиссальные породы описаны в одной главе, поскольку не для всех пород ясна принадлежность к той или иной интрузии.

По составу и структуре выделяются следующие разновидности.

Д и а б а з о в ы е п о р ф и р и т ы были встречены лишь в порфировидном граните и в приконтактной с ним осадочной толще, что дает нам известное основание связывать их с интрузией порфировидного гранита. Они представляют собой темносерые и зеленовато-серые породы порфировой структуры. Диабазовые порфириты содержат порфиновые выделения основного плагиоклаза, пироксена и реже роговой обманки. Под микроскопом они обнаруживают порфировую структуру. Встречаются мелкие зернышки кварца, апатита, сфена, лейкоксена, в единичном случае циркона.

П о р ф и р и т ы. Плагиопорфирит, роговообманково-плагиоклазовый и афанитовый порфириты были встречены лишь в порфировидном граните и в юрской толще близ площади развития последнего. Таким образом, указанные порфириты, повидимому, можно связывать с порфировидным гранитом. Это темносерые, темнозеленовато-серые плотные афанитовые и порфировой структуры породы. Под микроскопом порфириты, за исключением афанитовой разновидности, обнаруживают порфировую структуру. Структура основной массы породы мелкозернистая, пилотакситовая, гиалопилитовая и андезитовая. Порфиновые выделения плагиоклаза (максимальный угол погасания в зоне $\perp [010] - 24^\circ = \text{Ап } \text{№ } 44$) наблюдаются в некоторых разностях с роговой обманкой и пироксеном. Порода нередко содержит в основной массе мелкие зернышки кварца, апатит, эпидот, рудный минерал, местами обильный тонкочешуйчатый биотит, актинолитовую обманку, хлорит, соссюрит.

Г р а н и т - п о р ф и р ы. Дайки и небольшие, неправильной формы гипабиссальные тела гранит-порфира пользуются широким распространением и прорывают все перечисленные выше осадочные и изверженные породы.

По внешнему виду намечается подразделение гранит-порфиров на два типа. Первый тип, менее распространенный, представлен светлыми серовато-розовыми, иногда красновато-розовыми относительно плотного сложения разностями с порфировидными выделениями оплавленного кварца, роговой обманки и биотита. Весьма оригинальны корродированные вкрапленники дымчатого кварца. Чаще всего в результате оплавления они принимают шарообразную форму с сохранившимися следами лишь первоначальных кристаллографических контуров и только в отдельных случаях можно наблюдать кристаллы с прекрасно образованной дипирамидой (без признаков призмы). Вкрапленники полевых шпатов розового и белого цвета удлиненной формы. Для этого типа гранит-порфира характерна рассланцованность. Гранит-порфиры описанного характера можно наблюдать лишь в дайках, секущих биотитово-роговообманковый гранит и вмещающие его породы.

Второй тип гранит-порфиров рвет все породы района и отнесен автором к альпийскому циклу. Среди этой разности чаще всего встречаются более мощные дайки. Для этих пород характерны небольшие неправиль-

ной формы гипабиссальные тела, которые обладают серовато-розовым цветом и переполнены порфировыми вкрапленниками, заключенными в мелкозернистой массе серовато-розового цвета. Вкрапленники полевых шпатов розовые или белые чаще короткостолбчатых форм, нередко округлые.

Для этого типа пород обычен свежий облик. Под микроскопом минералогический состав обоих типов гранит-порфиров оказывается тождественным, поэтому они описываются совместно. Это породы порфировой структуры с весьма тонкозернистой и микрогранитной основной массой, в которой наблюдались псевдосферолитовые, микропегматитовые образования и флюидалность. Порфировые кристаллы калишпата, плагиоклаза (Ab—Ol и Ol; угол погасания в плоскости $\perp$ [010] = 0°; наблюдался плагиоклаз с намечающейся зональностью, иногда пелитизированный и серицитизированный), затем в порфировых выделениях биотит, в некоторых разностях роговая обманка, зерна кварца. Встречаются кристаллики сфена, апатита, циркона, рудный минерал; наблюдаются псевдоморфозы, выполненные хлоритом и кальцитом, зерна эпидота.

Гранит-порфир (проба № 10, водораздел Ушканка-Ключевка), относимый автором к альпийскому циклу, имеет следующий состав:

SiO ₂ —68,05	BaO —0,08
TiO ₂ — 0,35	Na ₂ O —4,06
Al ₂ O ₃ —14,92	K ₂ O —4,04
Fe ₂ O ₃ — 1,22	P ₂ O ₅ —0,17
FeO — 2,22	S —0,03
MnO — 0,04	H ₂ O _{гигр.} —0,37
MgO — 1,69	Потери при прокаливании —0,65
CaO — 1,97	
Сумма —99,86	

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому: $a = 14,7$; $c = 2,4$; $b = 6,0$; $S = 76,9$; $c' = 0$; $a' = 2,2$; $f = 50,6$; $m = 47,2$; $n = 60,6$; $t = 0,4$; $\varphi = 15,7$; $Q = 22,0$; $\frac{a}{c} = 6,1$.

По химическим данным порода относится к составам, пересыщенным глиноземом (наличие a' , отсутствие c'), кремнеземом и к группе умеренно богатой щелочами. ($45 > Q > 15$; $8 > \frac{a}{c} > 4$).

При сравнении наших данных с составом изверженных пород по Дэли, обращает внимание пониженное значение величин Fe₂O₃, TiO₂ и повышенное MgO.

Гранит-порфир (проба № 13, водораздел падей Шивия, Дыроватка, Заломная, Дыгиня), относимый автором к киммерийскому циклу, имеет следующий состав:

SiO ₂ —68,18	BaO —0,06
TiO ₂ — 0,34	Na ₂ O —4,05
Al ₂ O ₃ —15,09	K ₂ O —4,14
Fe ₂ O ₃ — 0,96	P ₂ O ₅ —0,12
FeO — 1,42	S —0,03
MnO — 0,03	H ₂ O _{гигр.} —0,28
MgO — 1,89	Потери при прокаливании —1,33
CaO — 2,20	
Сумма —100,12	

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому: $a = 14,8$; $c = 2,6$; $b = 5,4$; $S = 77,2$; $c' = 1,3$; $a' = 0$; $f = 39,2$; $m = 59,5$; $n = 59,6$; $t = 0,35$; $\varphi = 15,2$; $Q = 22,2$; $\frac{a}{c} = 5,7$.

По химическим данным порода относится к нормальным составам (наличие c' и отсутствие a'), пересыщенным кремнеземом и к группе умеренно богатой щелочами ($45 > Q > 15$; $8 > a : c > 4$).

При сравнении наших данных с составом изверженных пород по Дэли останавливает внимание пониженное значение Fe_2O_3 , TiO_2 и повышенное MgO .

Кроме описанных нами пород установлены жильные породы, являющиеся по предварительным данным, измененным габбро-диабазом, диабазом, базальтом, габбро-диоритом и порфировидным мелкозернистым диоритом.

Кварцевый порфир широкого развития не имеет. Обладает порфировой структурой, отличается от гранит-порфиров типичной фельзитовой основной массой буроватого цвета. Фемические минералы оказались нацело замещенными хлоритом и кальцитом.

Гранодиорит-порфир пользуется очень широким распространением в гранитных массивах и встречается также в юрской толще.

Под микроскопом гранодиорит-порфиры обнаруживают обычно порфировую структуру с микропегматитовой (иногда с микросферолитовыми образованиями) микрогипидиоморфнозернистой основной массой породы. В отдельных случаях устанавливаются следы катаклаза. Порфировые выделения представлены кристаллами плагиоклаза и цветных минералов (обычно меньших размеров), наблюдающихся в подчиненном количестве. Минералогический состав гранодиорит-порфира: плагиоклаз (часто альбитизирован, Ab и Ab—Ol, встречается зональный андезин, угол погасания в плоскости $\perp [010] = 16^\circ$; № 32), калишпат, кварц, роговая обманка, биотит, сфен, апатит, циркон и рудные минералы.

Кварцевый порфирит пользуется очень ограниченным распространением и отличается от описанного выше гранодиорит-порфира наличием фельзита в основной массе породы. Наблюдался постепенный переход от гранодиорит-порфира к кварцевому порфириту. Кварцевые порфириты в основной массе содержат сферолитовые полевошпатовые образования.

Диорит-порфириты пользуются очень широким распространением. Автору удалось наблюдать на водоразделе Ушканка-Дыгиня, когда дайка диорит-порфирита меридионального простираения пересекала дайку широтного направления диорит-порфирита, гранит-порфира и кварц-турмалиновую жилу. Секущая дайка диорит-порфирита оказывалась пересеченной другой кварц-турмалиновой жилой. Повидимому, жилы, пересекаемые дайкой диорит-порфирита, относятся к дериватам интрузии биотитово-роговообманкового гранита (верхнекиммерийский цикл), а секущая дайка диорит-порфирита и секущая ее, в свою очередь, кварц-турмалиновая жила — к альпийскому циклу.

Все наблюдаемые диорит-порфириты обладают близостью минералогического состава. Под микроскопом обнаруживается порфировая и порфировидная структура преимущественно, микрогипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Минералогический состав: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, пироксен (диопсид — геденбергитового ряда) редко встречается, калишпат не всегда наблюдается, кварц часто присутствует.

Проба № 43 диоритового порфирита, относимая автором к альпийскому циклу (меридиональная дайка, водораздел Дыгиня-Ушканка), имеет следующий состав:

SiO_2 — 58,72	Na_2O — 4,71
TiO_2 — 0,58	K_2O — 3,80
Al_2O_3 — 16,46	P_2O_5 — 0,34
Fe_2O_3 — 3,03	SO_3 — 0,19
FeO — 4,00	H_2O при 110° — 0,16
MnO — 0,08	Потери при
MgO — 4,56	прокаливании — 1,00
CaO — 2,52	
	Сумма — 100,15
	Cu — 0,02

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому: $a = 15,7$; $c = 3,1$; $b = 14,3$; $S = 66,9$; $c' = 0$; $a' = 0,95$; $f = 45,2$; $m = 53,8$; $n = 65,5$; $t = 0,81$; $\varphi = 18,1$; $Q = 0,7$; $\frac{a}{c} = 5,1$.

По химическим данным порода относится к составам, слабо пересыщенным глиноземом (наличие a' , отсутствие c'), насыщенным кремнеземом и к группе умеренно богатой щелочами (подгруппа лейкократовых) ($6 > Q > -6$; $7 > a : c > 2,5$; $b < 20$).

При сравнении наших данных с составом изверженных пород по Дэли обращает внимание повышенное значение величин MgO , Na_2O и пониженное TiO_2 .

Проба № 14 диорит-порфирита (водораздел падей Шивия-Дыроватка и Заломная-Дыгиня) имеет следующий состав:

SiO_2 — 54,68	BaO — 0,07
TiO_2 — 0,72	Na_2O — 3,23
Al_2O_3 — 14,34	K_2O — 2,71
Fe_2O_3 — 1,58	P_2O_5 — 0,20
FeO — 5,41	S — 0,04
MnO — 0,14	$H_2O_{гигр.}$ — 0,38
MgO — 7,94	Потери при прокаливании — 2,10
CaO — 6,32	

С у м м а — 99,86

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому: $a = 10,8$; $c = 4,0$; $b = 23,4$; $S = 61,8$; $c' = 15,5$; $a' = 0$; $f = 27,9$; $m = 56,6$; $n = 64,2$; $t = 0,98$; $\varphi = 5,7$; $Q = 2,0$; $\frac{a}{c} = 2,7$.

По химическим данным порода относится к нормальным составам (наличие c' , отсутствие a'), насыщенным кремнеземом и к группе умеренно богатой щелочами (подгруппа меланократовых) ($6 > Q > -6$; $7 > a : c > 2,5$; $45 > b > 20$).

При сравнении наших данных с составом изверженных пород по Дэли, останавливает внимание пониженное значение величин Fe_2O_3 и повышенное MgO . Принадлежность описанной породы к той или иной интрузии не ясна.

Порфириды группы диорита отличаются от диорит-порфиров микрофельзитовидным характером основной массы.

Лампрофиды пользуются значительным распространением, главным образом в порфировидном граните. Они представлены преимущественно спессартитами. Структура: пилотакситовая, гипидиоморфнозернистая, мелкозернистая. Минералогический состав: роговая обманка, плагиоклаз, андезин (№ 30—35), биотит присутствует не повсеместно, встречаются кварц, сфен, лейкоксен, апатит, ортит, рудные минералы.

Интересно отметить, что наряду с однородными дайками встречаются сложные, где от контакта к центру постепенно, а в некоторых случаях резко, меняется состав от лампрофира и диорит-порфирита до гранодиорит-порфира и даже до гранит-порфира и иногда неоднократно (рис. 3). Изменение состава в жилах наблюдается и по простиранию.

Аплиты пользуются очень широким распространением, причем наблюдались только в изверженных породах.

Автором отмечалось, что обломки аплита входят в состав эруптивной брекчии и наблюдались факты, когда дайки гранит-порфира, пересекая эруптивную брекчию, секли жилы аплита и, в свою очередь, являлись пересеченными аплитовыми дайками. Это наблюдение свидетельствует о существовании более молодой интрузии, чем биотитово-роговообманковый гранит.

Цвет аплитов обычно от светложелтоватого до розовато-желтоватого, породы средне- и мелкозернисты, нередко неравномернозернисты. В аплитовом теле встречались неправильной формы контуры пегмати-

тового состава. Часто устанавливался постепенный переход в пегматит, нередко с турмалином. Цветная часть обычно почти отсутствует, встречались лишь редкие, мелкие чешуйки биотита. В аплитовых дайках, расположенных вблизи даек гранит-порфира, встречались кристаллики пирита и единичные чешуйки молибденита.

Пегматиты пользуются очень ограниченным распространением. Они образуют небольшие жилы и тела неправильной формы. Окраска

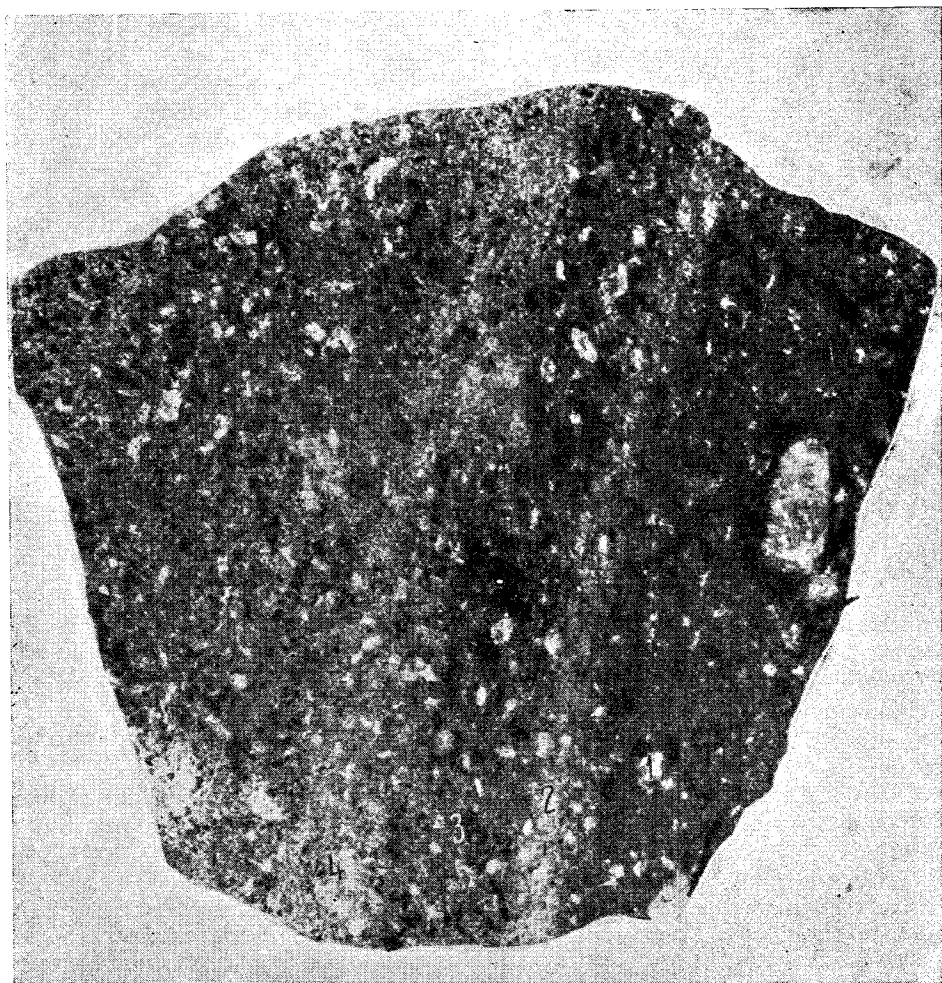


Рис. 3. Образец из сложной жилы.

Отчетливо видно чередование полос различного состава (от контакта к центру): 1—диорит-порфирит; 2—гранит-порфир; 3—порода, приближающаяся к гранодиорит-порфиру; 4—гранит-порфир. Уменьшено в два раза

пегматитов желтовато-розовая или красноватая, сложение в основном крупнокристаллическое.

Под микроскопом пегматиты обнаруживают прекрасную часто письменную структуру, обычно среднеравномернoзернистые породы. Их минералогический состав: калишпат-пертит, плагиоклаз-альбит, олигоклаз, кварц, турмалин. В некоторых пегматитовых жилах присутствуют пирит, молибденит, шеелит, вольфрамит.

Кварцевые жилы наблюдаются преимущественно в биотитово-рогово-обманковом граните, реже в порфировидном и в осадочной толще.

II. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ РАЙОНА

Плохая обнаженность района, широкое развитие изверженных пород, отсутствие ясной стратифицированности, встречающихся в нем осадочных толщ, служат причиной того, что вопросы структуры и тектоники исследованной площади попрежнему остаются изученными весьма слабо. Имеются следующие данные.

1. Сложно дислоцированная палеозойская метаморфическая толща собрана в складки северо-восточного простирания.

2. Породы юрской складчатой свиты, как это видно из немногочисленных замеров, сложены в крупные складки также северо-восточного простирания (СВ 45—60°). Углы падения крыльев складок 30—60°.

Таким образом, древние доюрские и молодые послесреднеюрские складчатые структуры имеют одинаковую ориентировку основных структурных линий и появление их связано с силами, действовавшими в разное время по одному и тому же направлению (юго-восток — северо-запад).

3. В восточной половине районе наблюдается северо-восточная протяженность контактов порфировидного гранита с юрскими породами; здесь же порфировидный гранит выходит среди пород юрской толщи в виде полосы, вытянутой по северо-восточному румбу. В. Е. Кошман отмечает случай, когда вытянутая в северо-восточном направлении полоса порфировидного гранита приурочена к осевой части крупной антиклинальной складки юрской осадочной толщи.

Приведенные факты позволяют сделать вывод, что порфировидный гранит, служивший постелью для юрских отложений (J_{2+3}), вместе с последними также участвовал в послесреднеюрской складчатости, проявившейся в нем, повидимому, в виде глыбовых складок.

4. Внутренние структуры порфировидного гранита характеризуются развитием следующих трещин отдельности:

- 1) простирание 260—310°, падение преимущественно ЮЗ $\angle$ 75—90°;
- 2) простирание 210°, падение преимущественно СЗ $\angle$ 75—85°;
- 3) простирание 180—220°, падение В—СЗ $\angle$ 10—20°.

Дайки гранит-порфиров и диорит-порфиров, секущие порфировидный гранит, по элементам залегания совпадают с трещинами первой системы. Там, где отчетливо фиксируется жилообразная форма тел лейкократового гранита (фации порфировидного гранита), установлено, что эти тела вытянуты в юго-западном направлении в соответствии с трещинами второй системы. Элементы прототектоники в порфировидном граните выражены нечетливо.

5. Системы трещин в юрской свите аналогичны приведенным для порфировидного гранита.

6. Интрузия Шахтаминского массива, с рядом мелких выходов восточнее этого массива, вытянута в широтном направлении, что не совпадает с другими структурными направлениями района, но близко к простиранию трещин первой системы в порфировидном граните и в юрской толще. Особенно близко трещинам первой системы общее направление северного контакта Шахтаминского массива. Западный контакт плутона имеет простирание, приближающееся к простиранию трещин второй системы.

Следует заметить, что выходы монцонитов и габбро-монцонитов распространены только вблизи северного, западного и восточного контактов Шахтаминского массива, т. е. также на линиях, совпадающих с направлением первой и второй систем трещиноватости.

7. Системы трещин в биотитово-роговообманковом граните совершенно аналогичны системе трещин в порфировидном граните и в породах юрской толщи. Различные дайки, аплитовые и кварцевые жилы, секу-

щие этот гранит, в большинстве случаев, имеют северо-западное или широтное простирание, как и трещины первой системы.

На основании перечисленных фактов можно сделать следующий вывод: в доюрское время (очевидно неоднократно) действовали давления юго-восток-северо-западного направления, смявшие палеозойские породы в складки северо-восточного простирания, а в порфировидном граните создавшие указанные выше системы трещин.

Лейкократовые граниты (фациальная разность порфировидного гранита) при внедрении использовали ослабленные зоны, обусловленные трещиноватостью юго-западного почти меридионального простирания; широтные трещины в это время, повидимому, были развиты незначительно.

Послесреднеюрский тектогенез выразился в смятии юрской осадочной толщи под действием давлений, ориентированных по линии юго-восток-северо-запад, а также в дальнейшем развитии трещинных систем. В результате в юрской толще образовались те же трещинные системы, что и в порфировидном граните.

Давление, в моменты его наибольшей активности, привело к образованию в порфировидном граните и в юрской осадочной толще крупной ослабленной (трещинной) зоны почти широтного простирания, которая в западной части района ограничена полосой интенсивной трещиноватости с простиранием близким к меридиональному и юго-западному.

Таким образом, к моменту послесреднеюрской интрузии в районе имелаcя ослабленная зона, в которую и интродировали первые наиболее основные порции магмы, габбро-монзониты и монзониты. Продукт дальнейшей дифференциации магматического расплава — биотитово-роговообманковый гранит — также использовал эту зону, которая, повидимому, предопределила направление северного и западного контактов Шахтаминского массива и приуроченность более мелких выходов гранита к широтно вытянутой полосе.

Широтно ориентированные трещины биотитово-роговообманкового гранита послужили путями жильным дериватам послесреднеюрской интрузии и интрузиям альпийского возраста. Они произошли, очевидно, за счет таких же внешних воздействий, которые породили трещиноватость в более ранних образованиях. Эти воздействия, сжимающие давления юго-восток-северо-западного направления, появились после прекращения магматической деятельности в районе, о чем свидетельствует трещиноватость в дайковых породах, в общем аналогичная трещиноватости в гранатах, и дизъюнктивные нарушения кварцево-рудных жил Шахтаминского месторождения, часто имеющие сдвиговой характер.

Помимо широко развитых в районе мелких тектонических подвижек наблюдаются и более крупные. Так, например, на Шахтаминском месторождении таких нарушений обнаружено и прослежено несколько. Все они крутопадающие северо-западного (330° — 350°) простирания и одно лишь имеет СВ простирание. Нарушения относятся к сбрососдвигам, вертикальная амплитуда которых не определена, в горизонтальной же плоскости дайки и рудные тела претерпевают смещение на расстояние до 15 м.

III. РУДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

Рудные проявления района довольно разнообразны. Образование месторождений полезных ископаемых связано с варисскими и альпийскими интрузиями гранита.

С нижнеюрским порфировидным гранитом связывается образование месторождения магнетита горы Эрыман. Данное месторождение промышленного значения не имеет.

С альпийской интрузией связано образование значительного комплекса рудных месторождений. В частности, мы считаем доказанным

образование кварцево-турмалиновых, кварцевых, кварцево-сульфидных и кварцево-карбонатных жил, содержащих молибден, вольфрам, золото, железо, медь, висмут, свинец, цинк, серебро, ванадий.

Из всех перечисленных выше рудопроявлений промышленное значение в районе имеет пока только молибденовое оруденение Шахтаминского месторождения.

Молибден. Молибденовое оруденение пользуется наибольшим распространением в западной половине исследованного района. Молибденит встречается преимущественно в кварцево-молибденитовых жилах, среди последних иногда в значительном количестве содержатся минералы свинца и цинка.

Промышленное значение этот тип оруденения имеет на Шахтаминском месторождении. Кроме кварцево-молибденитовых жил, редкая вкрапленность молибденита отмечается в кварцево-турмалиновых и аплитовых жилах, а также в жилах халцедоновидного кварца; последний тип молибденового оруденения практического значения не имеет.

Общее простирание кварцево-молибденитовых жил близко к широтному с отклонением на северо-запад, при крутом падении на юго-запад и северо-восток под углом от 60 до 90°. Мощность жил непостоянна, варьирует от нескольких миллиметров до 1,8 м, а длина весьма различна (прослеживается до 700 м). Содержание молибдена по жилам колеблется от сотых долей до нескольких процентов, в среднем для рудных тел Шахтаминского месторождения составляет 0,42%. С вмещающими породами кварцевые жилы имеют обычно резкие припаянные контакты. Кварцевые жилы секут весь комплекс дайковых пород и кварцево-турмалиновые жилы; таким образом, в возрастном отношении являются самыми юными породами района. При пересечении даек жилы или резко уменьшают свою мощность, или при входе в них разветвляются на сеть маломощных прожилков. Иногда дайки играют роль «барьеров», и в этих случаях рудные жилы, подойдя к дайке, резко меняют свое простирание, следуя в дальнейшем вдоль контакта с дайкой.

Кварцево-сульфидные жилы в большинстве случаев состоят из нескольких генераций кварца и сульфидов. Текстура жил чаще поясовая, реже брекчиевидная и массивная. Поясовая текстура обусловлена наличием в кварцевых жилах полос молибденита, пирита и карбонатов, образовавшихся в результате заполнения продольных микротрещинок. Брекчиевидная текстура — результат цементации обломков рудного кварца последующими генерациями кварца и карбонатов.

Вещественный состав рудных жил следующий: жильные минералы представлены кварцем нескольких генераций и карбонатом. Главные рудные минералы: молибденит, пирит нескольких генераций, сфалерит, галенит, халькопирит, реже антимонит и блеклые руды.

Вольфрам. Вольфрамовое проявление в районе представлено шеелитом и реже вольфрамитом (гюбнеритом). В коренном залегании месторождение шеелита известно в пади Ушканка.

Рудные тела обычно представлены маломощными прихотливо ветвящимися полевошпатово-кварцевыми и кварцевыми жилами и прожилками, в различных направлениях рассекающими вмещающий биотитовороговообманковый гранит; иногда наблюдаются пологопадающие небольшие полевошпатово-кварцевые линзы. Встречаются следующие жильные минералы: кварц, розовый полевоый шпат, в незначительном количестве мусковит, турмалин и апатит; рудные минералы: шеелит, вольфрамит, пирит и гематит. Шеелит чаще встречается в виде отдельных гнезд, приуроченных к кварцевым скоплениям, весом от нескольких граммов до 4 кг, цвет от янтарножелтого до серого. Вольфрамит образует обычно мелкие изометрически неправильные индивиды, но иногда встречается в толстотаблитчатых кристаллах, размеры которого

не превышают 0,5 мм в толщину и 8 мм в длину, чаще произвольно ориентированных. Нередко наблюдается эмульсионная вкрапленность его в шеелите.

Автором установлена зональность шеелита с вольфрамитом. В этом случае центральное ядро кристалла состоит из шеелита и в направлении к периферии кристалла наблюдается многократное чередование зон шеелита и вольфрамита.

Шеелитовое месторождение пади Ушканка по размерам чрезвычайно мало и представляет лишь минералогический интерес. Спорадическая вкрапленность шеелита встречена в кварцево-турмалиновых жилах района. Очень часто кристаллы шеелита и вольфрамита наблюдаются в шлихах, однако богатых россыпей не найдено.

В а н а д и й. Западнее прииска Верхней Шахтамы в 900 м от него, на правом берегу одноименной реки, автором, сначала в россыпи, а затем и в коренном залегании был обнаружен ванадинит в сопровождении весьма своеобразного комплекса минералов.

Рудное тело представлено кварцевой жилой, с простиранием 260°, падением ЮЮЗ под углом 85°, мощность непостоянна (колеблется в пределах от 8 до 25 см).

Жила прослежена до полного выклинивания в оба конца, общая длина ее составляет 120 м, по падению обнаруживает признаки выклинивания (прослежена до 7,5 м). Зона интенсивного окисления жилы составляет 2 м, менее окисленная 3 м и зона первичных руд 2—5 м. Контакт с вмещающим биотитово-роговообманковым гранитом резкий, наблюдаются плоскости скольжения. Вдоль северного зальбанда прослеживается оранжево-красная (и карминно-красная) глина трения, мощностью 1—2 см. Кварц жилы стекловатый с друзовидными образованиями в мелких пустотах, полосчатого сложения. Голова жилы интенсивно разрушена, с многочисленными зонками дробления. Между обломками кварца, а также в пустотках с друзовидными образованиями в центральной части жилы, наблюдаются полосочки пестрых глин от фиолетового до оранжево-буро-красного цвета. Биотитово-роговообманковый гранит в контактовых частях с жилой, также несет следы дробления и интенсивного изменения с образованием глинки трения. Минералы, содержащие ванадий, приурочены, главным образом, к пестрым глинам, заполняющим трещины в кварцевой жиле, и реже наблюдаются по трещинам и в глинке трения в приконтактных частях биотитово-роговообманкового гранита. Рудные минералы, присутствующие в глинах, в большинстве случаев обладают хорошо выраженными кристаллическими формами. В граните рудные минералы наблюдаются в агрегативном состоянии с плохо выраженными гранями, образуя корочки на плоскостях трещиноватости. Зона окисления представлена: ванадинином, чиллагитом, вульфенитом, церусситом, купродеклуазитом, деклуазитом, дехенитом, малахитом, азуритом, ковеллином, гидроокислами железа и пироморфитом (последний обнаружен только под микроскопом). Сульфиды здесь почти все выщелочены, за исключением небольших участков с сохранившимися галенитом и пиритом.

Первичные минералы: пирит, галенит, халькопирит, патронит, золото. Следует отметить, что с глубины пяти метров наблюдается полное отсутствие галенита, а патронит присутствует лишь в ничтожных количествах. Установление его в жиле проливает свет на генезис ванадинита. Присутствие минерала патронита в рудной жиле и полное отсутствие ванадинита в породах, слагающих район месторождения (по данным спектрального и химического анализов образцов, взятых с большой площади района месторождения), указывает, что мы имеем сочетание двух совершенно различных по времени и характеру процессов. Первый процесс — гидротермальный, второй — окисления. В результате гидротермального процесса образовались сульфиды ванадия и свинца. Далее

в условиях энергичного процесса окисления шло образование ванадинита. Из сульфида ванадия (патронит) образовалась ванадиевая кислота, которая, соединяясь со свинцом, дала ванадинит. Таким образом, в процессе окисления ванадий был растворен и вновь осажден в трещинках кварцевой жилы и в приконтактных частях вмещающих гранитов. Свинец в данном случае играл роль аккумулятора, при отсутствии свинца ванадий был бы перенесен за пределы рудного тела нисходящими растворами.

Месторождение ванадинита представляет лишь минералогический интерес.

Золото. В пределах исследованного района известны лишь прежние, в настоящее время почти выработанные золотороссыпные месторождения. Не обнаружены до сих пор и коренные месторождения с промышленным содержанием золота, хотя в этом направлении проводятся большие работы, но вряд ли они могут иметь положительный результат.

Не касаясь здесь фактического материала о генезисе золота, можно сделать совершенно определенный вывод, что богатые в прошлом россыпи золота связаны с кварцево-турмалиновыми и в меньшей степени с кварцево-сульфидными жилами. Видимое золото в форме мелкой вкрапленности и самородочков до нескольких грамм весом автором было встречено в кварцево-турмалиновых жилах, а также (при микроскопическом изучении) в кварцевой жиле ванадиевого месторождения.

Висмут. Висмут встречен всего только в нескольких случаях в кварцево-турмалиновых жилах в ассоциации с пиритом, гематитом, халькопиритом, вольфрамитом, шеелитом, молибденитом, золотом и ничтожным количеством серебра. Висмут присутствует в виде небольших скоплений шестоватых кристаллов (размером до 1 см), иногда в отдельных волокнистых агрегатах.

На водоразделе Дыгиня-Ушканка в кварцево-турмалиновой жиле автором был обнаружен кристалл самородного висмута размером 3×2 см.

В рыхлых отложениях нередко встречается базобисмутит в виде мелких окатанных зерен продолговатой и неправильной формы, скорлуповатого строения. Он развивается за счет замещения висмута в виде тонких прожилков и землистых масс. Цвет базобисмутита обычно серовато-зеленый и грязносерый.

Полиметаллы. Полиметаллическое оруденение, представленное галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами, пиритом и халькопиритом, характерно для наиболее крупных кварцевых жил Шахтаминского месторождения; за пределами рудного поля в западной половине района оно встречается редко и лишь в форме отдельной вкрапленности. Для восточной половины района, особенно для участка Усть-Аленуй-Боровская, полиметаллическое оруденение является основным видом рудопроявлений. Оно встречается в большинстве известных кварцевых жил, но в промышленных концентрациях пока не обнаружено. Следует отметить, что в дореволюционное время эксплуатировалось ныне заброшенное полиметаллическое месторождение в пади Грязная. Район перспективен и поэтому проведение специальных работ по изучению полиметаллических проявлений необходимо.

Заключение

В строении района принимают участие палеозойские и юрские отложения, из магматических пород — древнекиммерийские (граница J_1-J_2), среднекиммерийские (послесреднеюрские) и альпийские (послеверхнеюрские гранитоиды). В восточной части площади наблюдается верхнеюрская эффузивная толща. Палеозойские и юрские отложения собраны в складки северо-восточного простирания, прорваны указан-

ными выше интрузиями. Основной особенностью металлогении данного района является связь оруденения с молодой альпийской интрузией еще не вскрытой эрозией. Гипабиссальные тела этой интрузии представлены гранит-порфирами, диорит-порфирами и аплитами.

В заключении следует отметить, что заслуживает внимания постановка геолого-поисковых работ по Аленгуевским месторождениям на редкие металлы и, в первую очередь, на молибден, а по району прииска Боровского на полиметаллы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билибин Ю. А. и Авдонцев Н. А., Информационный отчет за 1950 год о полевых работах отряда № 182 Восточно-Сибирской экспедиции Академии Наук, Рукопись, Фонды АН СССР, 1950.
2. Валицкая И. С., Тектоника Восточного Забайкалья. Рукопись. Фонды ВСГУ, 1941.
3. Валицкая И. С., Стратиграфия Восточного Забайкалья. Средний палеозой-четвертичные. Рукопись, Фонды ВСГУ, 1941.
4. Громов Л. В., Проявление молибденоносности в окрестностях прииска Шахтама Восточно-Сибирского края. Разведка недр, 1934, № 9.
5. Дзевановский Ю. К. и Кислякова М. В. Геологические исследования в Восточном Забайкалье (бассейн верхнего течения рек Борзи и Газимура), Рукопись, Фонды ВСГУ, 1943.
6. Захаренко С. В., Сводный научно-промышленный отчет по работам Шахтаминской геологоразведочной партии в полевой сезон 1930 г. Рукопись. Фонды треста Востсибцветметразведка, 1930.
7. Кошман В. Е., Отчет о работе Шахтаминской геолого-поисковой партии за 1936 г. Рукопись. Фонды ВСГУ, 1936.
8. Кошман В. Е., Объяснительная записка к подсчету запасов по Шахтаминскому месторождению молибдена на I. VII—1944. Рукопись, Фонды треста Востсибцветметразведка, 1944.
9. Левицкий О. Д., Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья Месторождения редких и малых металлов СССР, АН СССР, 1939, т. II.
10. Левицкий О. Д., Гранитовые интрузии Восточного Забайкалья. Рукопись, Фонды ВСГУ, 1939.
11. Лисовский А. Л., Геологические исследования в районе сел Акатуй и Кутомара. Труды ГРУ, 1931, вып. 37.
12. Лучицкий И. В., Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья, изд. АН СССР, серия I, 1950.
13. Максимов Б. А., Геолого-геоморфологические исследования в верховьях реки Унды. Рукопись. Фонды НИГРИЗ, 1941.
14. Мелиоранский В. А., О возрасте молодых гранитов северо-восточной части Нерчинского округа, Известия ВГРО, 1932, вып. 75.
15. Нагибина М. С. и Лучицкий И. В., Вулканизм Восточного Забайкалья. Фонды ИГЕН, 1940.
16. Немчин А. М. и Кожевников О. К., Геолого-промышленный отчет по геолого-разведочным работам на Шахтаминском месторождении по состоянию на I. I—1946 г. Фонды треста «Востсибцветметразведка».
17. Павловский Е. В. и Лучицкий И. В., Геолого-петрографический отчет Газимурского района, изд. АН СССР, 1940.
18. Падалка Г. Л., К вопросу о рудоносных интрузиях Восточного Забайкалья. Доклады АН СССР, 1944, т. 45, № 8.
19. Падалка Г. Л., О закономерностях распределения молибденовых проявлений в связи с рудоносными интрузиями Восточной Сибири, Фонды ВСЕГЕИ, 1948.
20. Петров П. С., Геолого-промышленный отчет по Шахтаминской ГРП за 1939 г., Фонды треста Востсибцветметразведка.
21. Смирнов С. С., Схема металлогении Восточного Забайкалья, Проблемы советской геологии, 1936, № 10.
22. Смирнов С. С., К вопросу о зональности рудных месторождений, Известия АН СССР, серия геологическая, 1937, № 6.
23. Смирнов С. С., Очерк металлогении Восточного Забайкалья, Госгеоллиздат, 1944.
24. Смирнов С. С., Современное состояние учения о рудных месторождениях, Материалы по геологии полезных ископаемых северо-востока СССР, 1945.
25. Смирнов С. С., Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях, Известия АН СССР, серия геологическая, 1946, № 3.
26. Соколов Д. С., О морских юрских отложениях Восточного Забайкалья, Бюллетень Московского общества испытателей природы, отдел геологический, 1936, т. XIV.
27. Толстихин Н. И., Геологический очерк Восточного Забайкалья, Рукопись, Фонды ВСГУ, 1935.
28. Толстихин Н. И., Стратиграфия Восточного Забайкалья, Рукопись, Фонды ВСГУ, 1938.

ГОРНОЕ ДЕЛО

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ВОПРОСОВ ЭКСПЛУАТАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В УСЛОВИЯХ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ

Проф. В. И. Геронтьев

Исчерпывающих данных об условиях эксплуатации месторождений полезных ископаемых в зоне многолетней мерзлоты почти нет. Имеющиеся сведения обычно дают одностороннюю оценку условий работ, поэтому к ним необходимо подходить критически. Чаще всего мерзлота считается положительным фактором, который облегчает проведение и поддержание горных выработок, водоотлив и уменьшает опасность возникновения подземных пожаров эндогенного происхождения, газовыделения и пылеобразования. При кратковременном сроке службы подземных выработок, пройденных в зоне устойчивой мерзлоты, поддержание их действительно облегчается и уменьшается подток воды. Между тем некоторые теоретические предпосылки и практические данные заставляют пересмотреть это положение.

При неустойчивом режиме мерзлоты, который объясняется пестротой геотермического режима района и влиянием строительства, проведение и поддержание горных выработок особенно длительного срока службы может оказаться даже более сложным и дорогим, чем в обычных условиях, а приток воды создать угрозу самому существованию рудника. Характерно, что даже авторы, считающие мерзлоту положительным фактором указывают на эти затруднения. А. А. Гескин, например, рассказывает об осыпании и вываливании хорошо закрепленной кровли пласта крупными кусками под влиянием теплого воздуха в вентиляционной сбойке [5]. Н. Г. Датский [18] указывает на возможность оплывания блоков выработок при проходке их в плавунных по своим физическим свойствам породах. Различие условий проведения выработок в зоне мерзлоты весьма убедительно доказывается опытом Воркутинского месторождения, где шахты и шурфы, проводившиеся всего на расстоянии в несколько десятков метров, или почти не требовали водоотлива или попадали в плавунные породы с большим притоком воды. Значительные затруднения из-за притока воды были встречены также в долине Eldorado [42].

Утверждение некоторых авторов о том, что мерзлота ослабляет газовыделение и уменьшает пылеобразование практикой не подтверждается.

На основании, например, фактических материалов и специальных исследований А. А. Гескин, изучающий газовый и пыльный режим советских угольных шахт на Шпицбергене, не установил безусловную опас-

ность рудников Грумант-Сити и Баренцбург по газу и пыли. На руднике Longyear на Шпицбергене произошел взрыв угольной пыли, при котором погибло 26 человек [41]. Весьма значительно пылеобразование и газовыделения на угольных шахтах Норильска.

Нельзя считать также, что при работах в зоне мерзлоты устраняется опасность возникновения подземных пожаров эндогенного происхождения. Можно только предполагать, что отрицательная температура горных пород способствует охлаждению окисляющихся масс измельченного угля, что отдаляет опасность возникновения подземных пожаров. И действительно, при разработке угольных пластов Букачинского месторождения, где температура горных пород не ниже $-2,5^{\circ}\text{C}$, подземные эндогенные пожары возникали, но длительность периода между концом отработки пласта на данном участке и началом возникновения пожара обычно была довольно значительной и доходила до четырех-пяти и даже десяти лет.

Таким образом, имеющиеся в нашем распоряжении данные указывают на то, что условия работ в зоне мерзлоты могут быть различными.

1. ГОРНЫЕ РАБОТЫ В ЗОНЕ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ

Добываемость горных пород в значительной степени зависит от их механических свойств. Многочисленные исследования мерзлых пород (наносов) [36], [45] показывают, что «сухие» породы в этом отношении не отличаются никакими особенностями, а у влажных пород по мере понижения температуры временное сопротивление сжатию, сопротивление сдвигу и модуль Юнга повышаются. Следует отметить, что исследования охватили только породы наносов и совершенно не коснулись коренных пород, поэтому имеющиеся данные нельзя считать достаточно исчерпывающими. В связи с этим помимо лабораторных исследований необходимо изучить и данные практики, хотя они противоречивы и обычно не только не сопровождаются анализом условий работ, но часто не содержат даже никаких указаний на влажность и температуру пород.

Еще в 1889 г. геолог Бунга отметил, что мерзлый песок оказывает огромное сопротивление всякому инструменту; при помощи кайлы и лома удастся откалывать только небольшие, имеющие раковистый излом, куски.

А. Н. Брукс [40] в зоне мерзлоты породы наносов по крепости сравнивает с бетоном. С другой стороны, при работах вручную на Воркутинском руднике в мерзлой зоне особых затруднений не встречалось. Б. Н. Городков [6] указывает, что коренные породы на Воркуте — углестые сланцы и уголь — иногда содержат включения льда в разных количествах. При уменьшении их увеличивается рыхлость породы и работы по ее выемке облегчаются, тогда как при значительном содержании льда работы становятся крайне трудными. На руднике Грумант-Сити (Шпицберген) особенно в первый период ручные работы по углю, которые в обычных условиях следовало бы отнести к средним по крепости, были крайне затруднительными. Кайлом с трудом отбивались даже навесы угля, остававшиеся в забое после взрывных работ. Вообще, ручные работы по углю и мерзлым породам в зоне распространения мерзлоты, очевидно еще менее производительны, чем в обычных условиях. Отсюда ясно, что необходимо либо оттаивание горных пород, либо их дробление.

Различные методы оттайки горных пород в литературе освещены с достаточной полнотой, поэтому укажем только на их основные недостатки: 1) значительное повышение стоимости работ; 2) распространение процесса оттайки за пределы проводимой выработки или даже за пределы залежи; 3) ухудшение условий работ (например, при проходке

шахт и уклонов необходимо работать стоя в ледяной воде). Хотя работы с оттайкой применяются широко, но они не всегда рациональны и поэтому было бы чрезвычайно важно точно установить границу их применения.

Взрывные работы по мерзлым породам также затруднены, хотя обычно обходятся дешевле работ с оттаиванием. Затруднения начинаются с бурения шпуров, так как за счет теплоты, развивающейся при трении бура о породу, она прогревается. При незначительной отрицательной температуре пород -1 , -2°C , она быстро начинает размягчаться, дробление прекращается и происходит ее уплотнение под головкой бура. Трудно указать какие-либо меры для борьбы с этими явлениями и для повышения падающей производительности бурения. При более низких температурах горных пород прогревание их при бурении замедляется, порода раздробляется, но за счет развивающейся теплоты начинается таяние заключенного в породе льда. Получающаяся при этом вода образует с буровой мукой кашу настолько низкой температуры, что на буре выше буровой головки намерзает ледяное кольцо; при прекращении работы каша немедленно замерзает и происходит схватывание бура в шпуре. Эти явления отмечены сотрудниками Главзолота на Ленских приисках в Алданском районе, в Енисейской и Баргузинской тайге, инженером Е. Г. Багратуни при работах на Норильском медно-никелевом месторождении и т. д. По мере понижения температуры буримых пород и повышения их влажности схватывание бура ускоряется и усиливается. При незначительной влажности бурение не вызывает особых затруднений. Это подтверждается, например, работами в замороженных породах в Соликамске при проходке шахты № 2 [19].

Все известные меры борьбы со схватыванием буров в шпуре недостаточно проверены на практике. При бурении с промывкой, очевидно, возможно применение трудно замерзающих растворов солей как это практикуется, например, при разведочном бурении [14], [15], [46]. Концентрацию раствора следует определять в зависимости от температуры буримых пород. При бурении по коренным породам неплохие результаты, очевидно, может дать промывка скважин горячей водой и может быть даже интенсивная продувка особенно, если сжатый воздух сохраняет более или менее высокую температуру.

При пневматическом бурении возможны затруднения в связи с замерзанием в воздухопроводах и шлангах конденсационной воды. В Соликамске для борьбы с этим явлением применялись: а) предварительное осушение поступающего в компрессор воздуха путем пропуска его через хлоркальциевый фильтр; б) промывка трубопроводов раствором CaCl_2 ; в) прогревание воздухораспределителя (иногда даже открытым огнем) и г) продувка труб паром. Впрочем и в Соликамске, несмотря на все эти предосторожности приходилось иногда и трубы и шланги выдавать для оттаивания на поверхность.

Принято считать, что в условиях многолетней мерзлоты наиболее эффективно ударное бурение. Опыт советских буровых инженеров показал, что вращательное бурение при работе в рыхлых, сцементированных льдом породах в ряде случаев может дать хорошие результаты. Колонковое бурение с успехом применяется в Советском Секторе Арктики [14], [15]. Имеющихся немногочисленных примеров применения электросверл на Шпицбергене недостаточно для окончательных выводов, поэтому здесь необходимо провести опытные работы электросверлами особенно при температуре пород -2 , -1°C .

Действие взрывчатых веществ в мерзлой зоне ниже, чем в обычных условиях. Под влиянием отрицательной температуры влажные горные породы становятся вязкими. При взрывании шпуров, заложенных под большим углом к плоскости обнажения, часто получаются воронки и стаканы и поэтому приходится уменьшать угол заложения шпуров.

Иногда приходится вести работы с прострелом шпуров [4]. Вопрос о выборе типа взрывчатых веществ нельзя считать решенным. Очевидно, что при низких температурах применение различных нитроглицериновых препаратов недопустимо. Наилучших результатов следует ожидать от различных производных аммиачной селитры, а в ряде случаев, может быть и оксиликвитов. О применении производных аммиачной селитры говорят В. В. Вершинин и П. Е. Пучков.

Некоторые затруднения могут возникнуть и при погрузке взорванной породы. Так, А. Н. Брукс [40] указывает, что куски взорванной породы легко и быстро смерзаются по плоскостям соприкосновения. Сведений о применении машин и механизмов при выемке мерзлых пород совершенно недостаточно. В Соликамске при проходке шахты № 2 применялись отбойные молотки тяжелого типа [19], производительность которых была ниже, чем при обычных условиях. Вообще, применение отбойных молотков в зоне мерзлоты ограничивается вязкостью пород и их способностью откалываться лишь мелкими кусками.

Применение врубовых машин известно на шахтах Шпицбергена, Норильска и Воркуты. На Шпицбергене при включении льда в пласте во врубовой щели наблюдалось образование грязи, обмерзание бара и цепи. На шахтах Норильска и Воркуты никаких затруднений не отмечено, очевидно, вследствие незначительной влажности угля. Комбайны, повидимому, не применялись, хотя вопрос их применения дискуссировался в нашей литературе [9], [13].

На основании изложенного выше можно сделать следующие выводы.

1. Добываемость горных пород в зоне распространения мерзлоты иная, чем при обычных условиях.

2. Механические свойства горных пород зависят от их характеристики, температуры и влажности. Мерзлые породы наносов иногда по крепости не уступают бетону. Следует также отметить вязкость мерзлых пород.

3. Работы с оттаиванием по экономическим соображениям, очевидно, допустимы лишь при небольшой глубине залегания и незначительной стратиграфической температуре горных пород.

4. Буровзрывные работы по мерзлым горным породам в ряде случаев вполне возможны и целесообразны, но методику их нельзя считать разработанной. В частности, следует изучить: а) мероприятия по повышению эффективности бурения (выбор способов бурения, предупреждение схватывания буров в шпуре, способы очистки шпуров от буровой грязи и льда, применение твердых сплавов); б) способы содержания воздухопроводов и шлангов (предупреждение замерзания конденсационной воды, оттайка); в) расположение и глубину шпуров; г) выбор взрывчатых веществ и средств взрывания; д) методику определения величины заряда и т. д.

5. Применение отбойных молотков, особенно тяжелого типа, возможно, но производительность их ниже, чем в обычных условиях. Область и границы применения отбойных молотков еще нуждаются в изучении.

6. Весь комплекс вопросов, связанных с применением врубовых машин и комбайнов еще совершенно не изучен. Однако уже можно отметить некоторые специфические затруднения при их работе по мерзлым породам, например, обмерзание и заштыбование исполнительного органа, особенно при наличии включений льда в разрабатываемом пласте и повышенный износ зубков.

7. В связи с возможностью смерзания породы как в забое, так и при транспортировании необходимо изыскание способов борьбы с этим явлением и изучение транспортных средств с точки зрения их пригодности для работы в специфических условиях зоны распространения многолетней мерзлоты.

8. Необходимы некоторые изменения в методах ухода за оборудованием, например, в выборе смазочных материалов, режима смазки и т. д.¹.

2. КРЕПЛЕНИЕ ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК В ЗОНЕ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ

Мерзлые горные породы, сцементированные льдом, который часто заполняет все трещины и придает ей свойства монолита, весьма устойчивы. Поэтому в тех случаях, когда геотермический режим мерзлой зоны сохраняется без изменений в течение всего срока службы горных выработок, крепление их значительно облегчается или даже полностью исключается. Однако часто первоначальный температурный режим нарушается и становится неустойчивым, например, вследствие нарушения поверхностного покрова, прогревания пород за счет температуры вентиляционной струи, подмерзлотных слоев породы, выделений тепла при дыхании людей и животных, горении ламп, работе машин и т. д. Такое прогревание может быть очень интенсивным, особенно при работах с оттайкой. Скорость оттаивания зависит от разности температуры воздуха и горных пород, от теплоемкости и теплопроводности как пород, так и материалов крепления и от объемного содержания воды в горных породах.

Интересные данные о зависимости скорости оттаивания от абсолютной температуры горных пород приводят тов. Ионов, Дорохов и другие из практики строительства московского метро при проходке шахт с замораживанием. «1. После образования мерзлого кольца температура стенок шахты оказалась -7° ..., температура наружного воздуха составляла не менее -20° ... Вся зона неустойчивых пород после замораживания пройдена без крепления. Последующие наблюдения показали, что при температуре стенок шахты -7° теплая вентиляционная струя воздуха никакого влияния на стенки шахты, с точки зрения их разрушения, не оказала. За все время проходки не было ни одного отслаивания, только стенки шахты покрылись инеем и воздух в шахте приобрел некоторую дополнительную влажность.

2. Второе наблюдение было произведено в шахте, где производились кессонные работы. Температура стенок после замораживания составляла в зависимости от глубины от 0 до -2° . Давление воздуха в кессоне было около 1 атм. и температура его 16° . При таких условиях установлено довольно интенсивное отслаивание — примерно 4—8 см в сутки».²

Аналогичное явление авторы отмечают также на шахте в Ленской тайге, где при температуре горных пород от 0 до -3° и воздуха от -12° до -21° оттаивание и отслаивание породы происходило даже за крепью, что в конечном итоге вызвало деформацию крепления и даже поломку некоторых венцов. При температуре же горных пород от -5° до -12° никакой деформации крепи не наблюдалось. К сожалению, авторы совершенно не указывают длительности наблюдений, хотя фактор времени несомненно играет весьма существенную роль.

Состояние горных пород после оттаивания, а, следовательно и условия поддержания выработок определяются первоначальным характером и структурой пород, изменениями, происшедшими в ней под влиянием низкой температуры, степенью влажности и даже водообильности пород. Коренные породы в зоне многолетней мерзлоты относительно редко бывают «сухими». Обычно они как бы пронизаны включениями льда различной формы и размеров — от жилок и тонких прослоек до значи-

¹ В ряде случаев происходит образование наледей в подземных выработках.

² Температура мерзлой зоны изменяется в пределах от 0 до -10 — -12° . В различных районах и в одном и том же разрезе могут находиться различные по температурным условиям горизонты мерзлой зоны.

тельных по размерам жил, пропластков, штоков и т. д. Образование таких включений во многих случаях может быть объяснено следующим образом. Вода, проникающая в горные породы и обычно просачивающаяся по тонким едва заметным на глаз трещинам, под действием низкой температуры замерзает и при этом развивается значительное давление. Проф. Евдокимов-Рокотовский М. Н. [10], вычисляя давление для чистой воды по уравнению Клазиуса-Клапейрона находит, что при температуре -3° создается давление в $41,8 \text{ кг/см}^2$. Проф. Толстухин Н. И. указывает, что при замерзании воды в замкнутом пространстве давление может достигнуть 2000 атм.

Изучение ледяных жил в Юконе [47] убедительно показывает, что образование жильных трещин может быть вызвано лишь силой кристаллизации льда. Давление, которое при этом неизбежно развивается приводит к расширению ранее совершенно незаметных трещин. По мере увеличения глубины залегания пород, а следовательно, и давления, под которым они находятся, уменьшается расширение трещин, но нарушение связности между частицами все же происходит. При оттаивании породы распадается на те отдельности, которые образовались под действием силы кристаллизации льда. В осадочных породах такие мелкие трещины чаще всего образуются в плоскостях напластования, поэтому при оттаивании происходит отслаивание породы. Если эти трещины пересекают породу в различных направлениях, то при оттаивании значительного давления на крепь может и не быть. В этом случае происходит лишь обыгрывание крепи, как это наблюдалось, например, в подготовительных и очистных выработках угольных шахт на острове Шпицберген. Следовательно, в зависимости от характера и структуры пород при их оттаивании могут происходить все виды обрушений (осыпание, обвалы, куполообразование, обрушение заліззов и т. д.). Величина зоны обрушения зависит от глубины оттаивания и может, очевидно, с течением времени возрастать. Аналогичные явления происходят и при оттаивании рыхлых пород (наносов), если только их влажность незначительна [48]. При переувлажненности пород наносов, в связи с большим содержанием в них мелких фракций, создаются все предпосылки для их превращения после оттаивания в плавуну. Наличие водоносных пород за крепью выработки особенно опасно в тех случаях, когда температура протекающего по выработке воздуха меняется в зависимости от времени года. Тогда вокруг выработки образуется деятельный слой и давление, развивающееся при замерзании, окажется настолько значительным, что ему не в состоянии противостоять рудничная крепь, деформация и поломки которой становятся неизбежными. В более неблагоприятных условиях находятся устья шахт и штолен.

Вопросы о методах и материалах для крепления относительно легко разрешаются для выработок, пройденных в коренных породах особенно, если не требуется полной защиты выработок от подтока воды при оттаивании горных пород. В этом случае возможно отслаивание пород, которое происходит менее интенсивно при нормальных условиях, поэтому здесь можно применять обычное крепление. Кроме того рекомендуется уменьшение сечения выработки, усиление крепления и особенно тщательная затяжка кровли и боков выработки [11].

Известны также методы крепления в наносах, если они не содержат значительных количеств воды. Мероприятия для предупреждения образования деятельного слоя вокруг выработок, а также и методы крепления при его образовании совершенно не изучены.

В этом случае следует использовать опыт промышленного строительства в зоне распространения мерзлоты и, в частности, те мероприятия, которые разработаны для защиты от нарушений фундаментов зданий. Эти мероприятия подробно описаны в литературе [10], [33], [35] и основаны либо на принципе сохранения, либо уничтожения вечной мерзлоты.

Применение принципа сохранения вечной мерзлоты дает возможность использовать лучшие свойства мерзлых пород (прочность, устойчивость, водонепроницаемость).

Сохранение мерзлоты достигается следующим.

1. Применением теплоизоляционных прокладок между креплением и породой, замедляющих процесс передачи тепловых потоков от вентиляционной струи горным породам. Этот метод наиболее эффективен при низких температурах горных пород.

2. Охлаждением поступающего в выработки воздуха. Это мероприятие может быть эффективным лишь для выработок, подающих в шахту свежий воздух. Недостатком метода является необходимость иметь специальные холодильные установки.¹

3. Охлаждением горных пород за стенками крепления. Применение этого метода ограничено ввиду его технической сложности.

Принцип уничтожения мерзлоты рационально использовать при относительно небольших отрицательных температурах горных пород. В данном случае приходится принимать меры против вторичного замерзания горных пород. Это может быть достигнуто подогреванием подаваемого в выработки воздуха в зимнее время.

Выбор метода работ зависит от всей совокупности рабочих условий и должен быть обоснован технически и экономически. Недоучет возможности образования вокруг выработок деятельного слоя особенно при значительной водообильности пород может привести к очень тяжелым последствиям.

На основании изложенного выше можно сделать следующие выводы.

1. Цементированные льдом горные породы монолитны, прочны и устойчивы.

2. При эксплуатации месторождения возможно нарушение первоначального геотермического режима. Особое значение в этом направлении имеет проветривание. При протекании по выработкам вентиляционной струи с положительной температурой, согласно известному постулату Фурье, неизбежно установление теплового потока от выработки к окружающим ее горным породам и, следовательно, их оттаивание. Скорость и глубина оттаивания зависят от разности температур воздуха и пород, теплоемкости и теплопроводности пород и от объемного содержания в них воды.

3. При оттаивании горные породы теряют некоторые механические свойства, присущие им в мерзлом состоянии. Коренные породы при этом могут стать даже менее устойчивыми, чем в обычных условиях. Породы наносов при значительной водообильности могут превратиться в плывуны. Особенно опасно поведение пород при образовании вокруг выработки деятельного слоя, в частности, у выходов выработок на поверхность.

4. Разработка мероприятий по поддержанию выработок, в частности, при проведении их в особо трудных условиях, очевидно, возможна на тех же принципах (сохранения или уничтожения мерзлоты), которые оправдали себя при промышленном строительстве в зоне распространения мерзлоты.

Дальнейшие исследования необходимо вести в направлении:

а) изучения законов распространения тепла в горных породах вокруг выработок и определения факторов, влияющих на глубину и скорость их оттаивания;

б) изучения способов борьбы с причинами возникновения и вредными последствиями образования деятельного слоя;

¹ Зимой воздух имеет отрицательную температуру и охлаждает подземные выработки, создавая «запасы холода».

- в) разрешения проблемы крепления устья выработок, защиты его от доступа надмерзлотных вод и от вредного влияния деятельного слоя;
- г) разработки методов крепления и поддержания горных выработок.

3. ВСПОМОГАТЕЛЬНОЕ ХОЗЯЙСТВО ПРИ РАБОТЕ В ЗОНЕ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ (ВОДООТЛИВ, ПРОВЕТРИВАНИЕ, ОСВЕЩЕНИЕ)

Водоотлив. Общераспространенное мнение о водонепроницаемости горных пород в мерзлой зоне неправильно. Это подтверждается неоднократно наблюдавшимся значительным притоком шахтных вод, не только затруднявшим работу, но и приводившим в некоторых случаях к затоплению шахты. В качестве примера укажем на затопление Раздельного полиметаллического рудника на острове Вайгач, которое произошло при отрицательной температуре горных пород; на значительный приток воды на Амдермском флюоритовом руднике [8], на появление подземных вод в выработках рудника Грумант-Сити на острове Шпицберген в 1936 г. [22], в шахтах долины реки Eldorado [41] и т. п.

Причины появления воды в шахтных выработках различны. Приток воды может быть вызван: 1) просачиванием поверхностных надмерзлотных вод; 2) пересечением выработкой межмерзлотных вод в жидкой или твердой фазе; 3) проникновением напорных подмерзлотных вод.

Наименее опасен первый источник появления вод, так как приток их обычно невелик, а дебит непостоянен.

Межмерзлотные воды, нарушающие монолитность горных пород, по форме залегания весьма разнообразны. В жидкой фазе они встречаются в виде жил и водоносных пластов и превращают окружающие их породы в талики. Об ископаемых льдах мы говорили достаточно подробно.

Напор и дебит подмерзлотных вод могут быть очень значительными. Как показал опыт, межмерзлотные и подмерзлотные воды наиболее опасны особенно при наличии вблизи шахты крупных водоемов. Методы борьбы с шахтными водами в зоне распространения мерзлоты в технической литературе освещены недостаточно. Укажем на некоторые из них: 1) возведение глиняных, бетонных и ледяных перемычек [21], [22]; 2) проходку выработок с замораживанием [8]. Следует отметить, что перемычки из льда, предназначенные для гашения напора, нигде не возводились; бетонные и глиняные перемычки на Раздельном полиметаллическом руднике не достигали цели, так как вода обходила эти перемычки и проникала в выработки по трещинам в окружающие породы. Все эти сложные мероприятия необходимы лишь в экстренных случаях (при подтоке воды в количествах, угрожающих существованию рудника). Обычно же борьба с шахтными водами сводится к водоотливу и к борьбе с замерзанием воды в выработках, насосах, трубопроводах, зумпфах, водосборниках и при выходе на поверхность. Некоторые мероприятия в этой области можно заимствовать из практики прокладки и эксплуатации водопроводов в районах распространения многолетней мерзлоты [27]. Среди них можно указать следующие: 1) сообщение воде такой скорости движения, при которой замерзание ее невозможно; 2) освобождение насосов и трубопроводов от воды даже при кратковременных остановках водоотлива; 3) отопление и обогревание водоотливных установок.

Большие преимущества с точки зрения предупреждения замерзания воды дает установка паровых насосов. Прокладка паровых труб параллельно водоотливным и, пожалуй, их совместная изоляция могли бы дать достаточную гарантию против замерзания воды в трубопроводе, а отвод отработанного пара в водосборник мог бы предупредить замерзание воды в нем.

Однако при выборе приходится учитывать и отрицательные стороны применения паровых установок в подземных выработках особенно

в условиях мерзлоты: а) неизбежность растепления горных пород в тех частях выработок, где проложен трубопровод, что в ряде случаев совершенно недопустимо, например, при работах, основанных на принципе сохранения мерзлотного режима; б) сокращение срока службы деревянной крепи; в) значительную конденсацию пара в паропроводе и в связи с этим недостаточно удовлетворительную работу насосов; г) практическую невозможность подвода пара к удаленным участкам выработок; д) при проведении шахт и уклонов общие неудобства работ в забое, связанные с установкой в них паровых насосов.

Поэтому несмотря на приведенные выше преимущества парового водоотлива часто придется останавливать выбор на электрических насосах и идти на не всегда эффективную борьбу с замерзанием воды. Среди мероприятий, предупреждающих замерзание воды в трубах укажем на: 1) периодическую промывку труб раствором CaCl_2 , продувку и прогревание их паром; 2) прогрев труб электрическими грелками. Во избежание перерывов в работе водоотлива еще более, чем в обычных условиях необходимо устанавливать запасной насосный став, так как разборка става и выдача труб на поверхность не исключаются.

Еще труднее указать меры борьбы с замерзанием воды непосредственно в шахтных выработках. Возможно, что некоторые результаты могли бы дать увеличение уклона водоотливных канавок; при организации работ по принципу уничтожения мерзлоты можно прибегать к подогреву подаваемого в шахту воздуха.

Проветривание. Работами А. А. Гескина, которые относятся в основном к угольным шахтам острова Шпицбергена установлено, что: 1) коэффициент сопротивления движению воздуха по подземным выработкам в зоне мерзлоты ниже, чем в обычных условиях; 2) предельные скорости движения вентиляционной струи по выработкам следует брать значительно ниже, чем это рекомендуется правилами безопасности.

Первое положение, еще недостаточно подтвержденное наблюдениями объясняется автором тем, что иней, обычно покрывающий стенки выработок значительно сглаживает их поверхность. Автор рекомендует принимать значение коэффициента примерно на 10% ниже обычного. Второе положение определяется температурой вентиляционной струи и может быть распространено на все случаи отрицательной температуры воздуха в подземных выработках. Автор рекомендует следующие предельные значения скоростей движения вентиляционной струи: для стволов шахт, по которым производится подъем людей 3,0 м/сек; для штреков, бремсбергов, уклонов и т. д. 2,0 м/сек; для очистных работ 1,0—1,5 м/сек.

Высказываемое иногда предположение о необходимости при проектировании вентиляции учитывать колебания температуры подаваемого в шахту воздуха во времена года, с нашей точки зрения, не обосновано, так как такие колебания установлены и для шахт районов с резко выраженным континентальным климатом. Практика работ показала, что никакого существенного изменения в режиме вентиляции это не вызывает. В некоторых случаях необходимо регулировать температуру подаваемого в шахту воздуха во избежание образования вокруг выработок деятельного слоя. Кроме того иногда может встретиться необходимость принимать меры по снижению влажности омывающей выработки струи, по борьбе с образованием тумана и т. п.

Освещение. Применение стационарного электрического освещения, очевидно, не может вызвать никаких затруднений, если не считать необходимости принимать меры против провисания и обрыва кабелей и проводов при обледенении. При пользовании переносными источниками света возможно сокращение срока службы стеклянных колпаков и образование на них копоти, вследствие усиленной циркуляции воздуха.

Пониженная температура может оказать влияние на поведение электролита.

На основании изложенного выше можно сделать следующие выводы.

1. Водонепроницаемость сцементированных льдом горных пород в мерзлой зоне выше, чем в обычных условиях. Тем не менее инфильтрация воды в выработке вполне возможна.

2. При фильтрации надмерзлотных вод возможно растепление и оплывание пород. Во избежание этого практикой установлено требование начинать работы по проведению выработок с поверхности в осенне-зимний период и в дальнейшем ограждать устья выработок от подтока воды, например, применением мерзлотных поясов.

3. При встрече выработками межмерзлотных вод в жидкой фазе возможны затруднения в связи с оттаиванием и даже оплыванием пород наносов. Чтобы предупредить встречу таликов рекомендуется проводить передовые и контрольные скважины. В коренных породах встречаются включения льда и напорные межмерзлотные воды. Изучение генезиса этих вод может дать некоторые основания для определения вероятной величины их притока. Эффективных методов борьбы с такими водами пока не найдено.

4. При приближении к нижней границе мерзлой зоны возможна встреча подмерзлотных напорных вод. При предварительном гидрогеологическом изучении участка могут быть получены данные для разрешения вопроса о их наличии, дебите и величине напора. Методы борьбы с подмерзлотными водами также нуждаются в разработке.

5. Для решения вопросов водоотлива, проветривания и освещения выработок, пройденных в мерзлой зоне, необходимы дополнительные исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров Н. И., Оттайка вечной мерзлоты в подземных горных работах, ОНТИ, 1937.
2. Арсентьев А. В., Поиски и разведка золота и платины, Цветметиздат, 1932.
3. Бюллетень технической информации, Норильский комбинат, НКВД, 1945—1947.
4. Вершинин В. В., Разработка глубоких россыпей в условиях вечной мерзлоты, ОНТИ, 1937.
5. Гескин А. А., Баренцбург, Уголь, 1935, № 133.
6. Городков Б. Н., Вечная мерзлота в северном крае, Труды СОПС, серия северная, изд. АН СССР, 1932, вып. 1.
7. Главзолото. Разработка россыпных месторождений золота подземным способом, Сборник материалов, ГОНТИ, 1938.
8. Виттенбург П. В., Рудные месторождения острова Вайгача и Амдермы, изд. Главсевморпути, 1940.
9. Геронтьев В. И., К вопросу о применении горных комбайнов в условиях вечной мерзлоты, Советская золотопромышленность, 1936, № 7.
10. Евдокимов-Рокотовский М. Н., Постройка и эксплуатация инженерных сооружений в вечной мерзлоте, изд. Сибирского строительного института, 1931.
11. Елпачев Н. И., О системах разработки Черновских копей, Уголь, 1938, № 11.
12. Львов А. В., Поиски и испытания водоисточников водоснабжения на западной части Амурской ж. д. в условиях вечной мерзлоты, 1916.
13. Матвеев М. А. и Демидов П. Н., Применение горных комбайнов в условиях вечной мерзлоты, Советская золотопромышленность, 1936, № 7.
14. Марамзин А. В., Руководство по бурению колонковых скважин в мерзлоте, изд. Главсевморпути, 1950.
15. Марамзин А. В., Краткая производственная инструкция по строительству вышек и бурению роторных скважин в Арктике, изд. Главсевморпути, 1950.
16. Мельников П. И., Мерзлотно-геологические условия возведения гражданских и промышленных зданий на территории центральной Якутии и опыт строительства, изд. АН СССР, 1951.
17. Морозов К. Д., Методы производства земляных работ в условиях вечной мерзлоты, Строительная промышленность, 1934, № 2.
18. Писарев Г. Ф. и Датский Н. Г., Вечная мерзлота и условия строительства в Усинской лесотундре Северного края, СОПС, серия северная, изд. АН СССР, 1934, вып. II.

19. Пучков П. Е., Проходка Соликамской калийной шахты № 2 способом глубокого замораживания, ОНТИ, 1934.
20. Петров В. Г., Наледи на Амуро-Якутской магистрали, изд. Автодорожного института, 1930.
21. Пономарев В. М., К вопросу изучения вечной мерзлоты в связи с шахтным строительством, Сборник инструкций и программных указаний по изучению мерзлых грунтов и вечной мерзлоты, изд. АН СССР, 1938.
22. Пономарев В. М., Вечная мерзлота и рудничные воды в Арктике, Советская Арктика, 1936, № 1.
23. Пономарев В. М., Изучение вечной мерзлоты в 1936 г., Советская Арктика, 1936, № 1.
24. Сумгин М. И., Вечная мерзлота в пределах СССР, изд. Дальневосточной обсерватории, 1937.
25. Сумгин М. И., Вечная мерзлота на севере СССР, сборник Геология и полезные ископаемые Севера СССР, 1936, т. III.
26. Сумгин М. И., Общее мерзотоведение, изд. АН СССР, 1940.
27. Сухачев, О незамерзаемости воды и других жидкостей в трубопроводах, проложенных в зоне промерзания грунта, Вестник инженеров и техников, 1931, № 2.
28. Толстихин Н. И., Подземные воды в районах вечной мерзлоты, 1-й Всесоюзный Гидрогеологический съезд, 1931, сб. IV.
29. Толстихин Н. И., Подземные воды Забайкалья и их гидролакколиты, Труды КИВМ, 1932, т. I.
30. Толстихин Н. И., К вопросу о классификации льдов и льдистых пород. Проблемы советской геологии, 1937, № 7.
31. Толстихин Н. И., Подземные воды мерзлой зоны литосферы, Госгеолиздат, 1941.
32. Цытович Н. А., Основы механики грунтов, ОНТИ, 1937.
33. Цытович Н. А., Принципы конструирования и расчета фундаментов сооружений, возводимых в вечной мерзлоте, сборник Геология и полезные ископаемые Севера СССР, 1936, т. III.
34. Цытович Е. А. и Сумгин М. И., Основания механики мерзлых грунтов, изд. АН СССР, 1937.
35. Цытович Н. А., О выборе типа фундаментов в условиях вечной мерзлоты, Строительная промышленность, 1930, № 7.
36. Цытович Н. А., Материалы по исследованию мерзлых грунтов, Бюллетень ЛОВИС, 1932, № 25.
37. Чернышев М. Я., Тепловой расчет водопроводов в мерзлых грунтах, Строительная промышленность, 1930, № 2.
38. Швецов П. Ф., Подземные воды Верхоянско-Колымской горноскладчатой области и особенности их проявления, связанные с низкотемпературной вечной мерзлотой, изд. АН СССР, 1950.
39. Яновский В. К., Методы исследования вечной мерзлоты в инженерно-строительных целях, изд. АН СССР, 1951.
40. Brooks A. H., The mining industry in 1907 U. St. Geol. Survey, Bull. 345, Wash. 1908.
41. Cadell H. M., Coal mining in Spitsbergen Trans. Inst. Min. Engrs., 1920—21 v. 60 London, 1921.
42. Johnston W. A., Frozen ground in the glaciated parts of Northern Canada. Proc. d. Trans. of the R. Soc. of Canada III S. V. 24, Ottawa, 1930.
43. Hoël A. A., The coal deposits and coal mining of Swabard. Resultater av de Norske Statsunderstøttede Spitsbergenexpedition. B. I, Oslo, 1929.
44. Purington C. W., Method and costs of gravel and placer mining in Alaska U. St. Geol. Survey. Bull. 263.
45. Alby M., Note sur les experiences de congelation des terrains. Ann. des Mines, 1887 v. XI. Сравнить: Schmidt Fr. Shaft-sinking by freezing process Trans. Inst. Min. Engrs, v. LII, London 1916—17.
46. Johnston W. A., Effects of frozen ground on prospecting in Northern Canada Com. Min. J., 1931 v. LII, N 8.
47. Werneke L., Glaciation, depth of frost and ice veins of Keno-Hill and vicinity, Iukon territory Eng. d. Min. J., 1932, № 3.
48. Cadell H. M., The Klondike and Iukon goldfield in 1913. Scott. Geogr. Mag. v. 30, 1914.

**К ВОПРОСУ О МЕРЗЛОТООБРАЗОВАНИИ И ДЕГРАДАЦИИ¹
МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ В НЕСТАЦИОНАРНЫХ
ТЕМПЕРАТУРНЫХ ПОЛЯХ**

Доц. А. С. Тер-Погосян

ВВЕДЕНИЕ

Теоретический расчет передвижения границы мерзлоты внутри грунта под влиянием температурных изменений на поверхности имеет очень важное научное значение в мерзловедении: от решения ее зависит целый комплекс вопросов динамики мерзлотного процесса, в том числе правильный научный анализ современного состояния зоны многолетней мерзлоты, ее изменения (деградации и наступления) под влиянием изменения климата, правильное определение роли и места термического фактора в ряду геологических и иных факторов формирования многолетней мерзлоты и пр.

Однако этот расчет может иметь также важное практическое значение для ряда проблем промышленного освоения области многолетней мерзлоты, например, для установления рационального теплового режима эмпирически применяемых в настоящее время методов искусственной протайки мерзлых месторождений [9], для промышленного строительства в зоне многолетней мерзлоты и т. д.

Задача проникновения мерзлоты в грунт или оттаивания мерзлоты аналогична задаче распространения в расплавленную массу границы затвердевания. К сожалению, последняя точно решается только при стационарных условиях, при одинаковой повсюду начальной температуре жидкости и заданной на поверхности постоянной температуре, взятой ниже точки затвердевания [10], [11], [3], [4].

В 1947 г. Л. И. Рубинштейн [6] методом последовательных приближений решил одномерную и сферически-симметричную (сводящуюся к одномерной) задачи в нестационарных температурных условиях, но лишь для частного случая знакопостоянной температуры на поверхности. Поэтому применение метода Рубинштейна в реальных процессах мерзлотообразования не представляется пока возможным, вследствие наличия в них температурных колебаний (не говоря уже о большой сложности вычислительных операций).

В 1945 г. автор [8] приближенно решил одномерную нестационарную задачу при произвольной температурной функции на поверхности грунта, пользуясь методом операционного исчисления. Начальная температура внутри грунта предполагалась одинаковой, поэтому выводы этой статьи применимы к суточному и сезонному промерзанию и оттайке грунта,

¹ Под деградацией мерзлоты понимается оттайка мерзлого грунта.

поскольку глубина проникновения этих колебаний мала; но они не применимы к многолетней мерзлоте, где, вследствие наличия геотермического эффекта, в грунте имеется определенное начальное распределение температуры.

В настоящей работе, с целью применения к многолетней мерзлоте, обобщается метод статьи [8] путем учета начального распределения температуры грунта, вызванного геотермическим эффектом, и вычисляются скорость и глубина проникновения многолетней мерзлоты в грунт, а также закономерности ее деградации после изменения знака температуры на поверхности.

В статье показывается, что наблюдаемые на опыте мощности слоя многолетней мерзлоты (от десятков метров до километра) удовлетворительно согласуются с длиннопериодными температурными колебаниями (в сотни и тысячи лет) и, таким образом, за образование многолетней мерзлоты ответственны «вековые» температурные колебания.

1. ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫЕ УРАВНЕНИЯ ЗАДАЧИ, НАЧАЛЬНОЕ И ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ

Ввиду небольшой мощности слоя многолетней мерзлоты, по сравнению с простираем и радиусом земли, задача приближенно сводится к одномерной: грунт можно считать занимающим нижнее бесконечное полупространство (рис. 1) с плоской границей ($x=0$), на которой температура является заданной функцией времени

$$T_2 = f(t), \quad x=0.$$

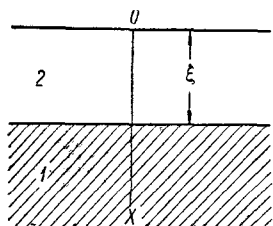


Рис. 1

мент времени (назовем его начальным) T_2 станет равной температуре затвердевания Θ воды в грунте¹ и, начиная с этого момента, $T_2 - \Theta$ будет отрицательным и над таликом 1 будет образовываться мерзлый слой 2 толщиной ξ ².

Будем считать, что теплообмен между слоями осуществляется кондуктивно, т. е. по уравнению теплопроводности

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}, \quad (1)$$

где a — температуропроводность грунта.

Наличие подпочвенных и грунтовых вод может привести к весьма существенным (однако местным, локализованным) искажениям мощности слоя мерзлоты и распределения температуры. Мы будем предполагать отсутствие этих вод. Грунт будем считать однородным.

Дифференциальное уравнение (1) нужно решить удовлетворяя начальное и граничные условия. В качестве начального условия в задаче о многолетней мерзлоте нужно рассматривать распределение средней годовой температуры в талом грунте 1 в момент $t=0$ ³, так как известно из опыта (и видно из уравнений 27 и 28 данной статьи), что сезонные колебания и сезонная мерзлота проникают неглубоко (до одного или нескольких метров).

¹ По измерениям П. И. Андрианова [1] Θ может отличаться от 0° .

² Под начальным моментом будем понимать момент существования над таликом мерзлого слоя исчезающе малой толщины.

³ Период вековых температурных колебаний предполагается значительно больше года.

Вплоть до наибольших наблюдаемых мощностей многолетней мерзлоты (приблизительно 1 км) возрастание средней годовой температуры вглубь грунта из-за геотермического эффекта можно считать линейным:

$$T_1 = b_1 + Gx, \quad t = 0 \quad (2)$$

с постоянным геотермическим градиентом G , причем b_1 есть средняя годовая температура непосредственно под поверхностью $x=0$ (но в талике) в начальный момент.

Граничные условия задачи имеют вид:

$$\begin{aligned} T_2 &= f(t), \quad x=0 \\ T_1 &= T_2 = \theta, \quad x=\xi \\ T_1 &= b_1 + Gx, \quad x \rightarrow \infty. \end{aligned} \quad (3)$$

Помимо того, на границе фазового перехода $x=\xi$ должен соблюдаться тепловой баланс затвердевания воды:

$$\left(k_2 \frac{\partial T_2}{\partial x} - k_1 \frac{\partial T_1}{\partial x} \right)_{x=\xi} = \lambda \rho \frac{d\xi}{dt}, \quad (4)$$

где k — теплопроводность;

ρ — влажность грунта (количество граммов «несвязанной»¹ воды в 1 см³);

λ — теплота перехода (на 1 г).

Уравнение (4) определяет скорость увеличения мощности многолетней мерзлоты.

С помощью операционного исчисления, как показано ниже, задача решается довольно просто для знакопостоянной температурной функции $f(t)$. Однако в некоторый момент времени пусть ($t=t_q$), температура на поверхности T_2 вновь сравняется с θ и, начиная с этого момента, $T_2 - \theta$ будет положительным, а потому, с поверхности $x=0$ начнется образование молодого талика с мощностью ξ^1 (рис. 2). Не следует думать, что с этого же момента начнется деградация многолетней мерзлоты снизу (т. е. уменьшение ξ); вследствие геотермического эффекта, деградация снизу должна начаться раньше, чем деградация сверху и наш расчет показывает, что этот сдвиг фазы двух деградаций может быть заметным для больших мощностей многолетней мерзлоты (в нашем расчетном примере он составляет 560 лет при периоде температурных колебаний в 8000 лет).

При образовании слоя 1' (рис. 2) изменяется степень неоднородности грунта и мы, с момента $t=t_q$, имеем фактически новую задачу, отличающуюся от первоначальной задачи (рис. 1) не только большим количеством граничных условий, но и большей сложностью начальных условий, т. е. мы уже не можем начальные температуры считать линейными функциями типа (2), а должны принять их равными конечным температурам первой задачи в момент $t=t_q$. Таким образом, начальные условия в новой задаче (после изменения знака температурной функции $f - \theta$) будут:

$$\left. \begin{aligned} T_1 &= T_1(x, t=t_q) = F_1(x) \\ T_2 &= T_2(x, t=t_q) = F_2(x) \end{aligned} \right\}, \quad t=t_q. \quad (5)$$

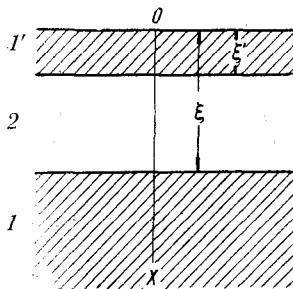


Рис. 2

¹ «Несвязная» вода — вода, способная менять фазу при температурных колебаниях грунта.

Граничные условия:

$$\begin{aligned} T_1 &= f(t), \quad x=0 \\ T_1' &= T_2 = \theta, \quad x=\xi' \\ T_2 &= T_1 = \theta, \quad x=\xi \\ T_1 &= b_1 + Gx, \quad x \rightarrow \infty \end{aligned} \quad (6)$$

Условия теплового баланса:

$$\begin{aligned} \left(k_2 \frac{\partial T_2}{\partial x} - k_1 \frac{\partial T_1}{\partial x} \right)_{x=\xi} &= \lambda \rho \frac{d\xi}{dt} \\ \left(k_2 \frac{\partial T_2}{\partial x} - k_1 \frac{\partial T_1'}{\partial x} \right)_{x=\xi'} &= \lambda \rho \frac{d\xi'}{dt} \end{aligned} \quad (7)$$

2. РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ ДО ИЗМЕНЕНИЯ ЗНАКА $f - \theta$

Согласно операционному исчислению (5) сделаем лапласово преобразование: от искомой функции $T(x, t)$ (называемой обычно «оригиналом») перейдем к ее «изображению», т. е. к оператору

$$\bar{T}(x, p) = p \int_0^\infty T(x, t) e^{-pt} dt, \quad (8)$$

где p — некоторый параметр.

Применяя оператор (8) к уравнению теплопроводности (1), после интегрирования по частям получаем:

$$[Te^{-pt}]_0^\infty + \bar{T} = \frac{a}{p} \frac{\partial^2 \bar{T}}{\partial x^2}.$$

Учитывая начальное условие (2), находим

$$\begin{aligned} \bar{T}_1 - (b_1 + Gx) &= \frac{a_1}{p} \frac{\partial^2 \bar{T}_1}{\partial x^2} \\ \bar{T}_2 - f_0 &= \frac{a_2}{p} \frac{\partial^2 \bar{T}_2}{\partial x^2}, \end{aligned} \quad (9)$$

где f_0 — начальная температура на поверхности $x = 0$.

Решение этих уравнений имеет вид:

$$\begin{aligned} \bar{T}_1(x, p) &= b_1 + Gx + A_1(p) \cdot ch \sqrt{\frac{p}{a_1}} x + B_1(p) \cdot sh \sqrt{\frac{p}{a_1}} x \\ \bar{T}_2(x, p) &= f_0 + A_2(p) \cdot ch \sqrt{\frac{p}{a_2}} x + B_2(p) \cdot sh \sqrt{\frac{p}{a_2}} x, \end{aligned} \quad (10)$$

где константы A и B легко определяются из граничных условий (3).

Пусть температура на поверхности $f(t)$ задана таблицей значений. Обозначим ее значение в момент t_i через f_i . Тогда указанный числовой ряд можно выразить следующей «ступенчатой» аналитической функцией

$$f(t) = \frac{1}{2\pi i} \int_{\sigma-i\infty}^{\sigma+i\infty} \frac{e^{pt}}{p} \{ f_0 + (f_1 - f_0) e^{-pt_1} + \dots + (f_n - f_{n-1}) e^{-pt_n} \} dp, \quad (11)$$

следовательно, изображением функции $f(t)$ является¹

$$\bar{f}(p) = f_0 + (f_1 - f_0) e^{-pt_1} + \dots + (f_n - f_{n-1}) e^{-pt_n}.$$

¹ См. формулу обращения (12).

Найдя изображение температур по уравнению (10), переходим к самим температурам по формуле обращения операционного исчисления:

$$T(x, t) = \frac{1}{2\pi i} \int_{\sigma-i\infty}^{\sigma+i\infty} \frac{e^{pt}}{p} \bar{T}(x, p) dp, \quad (12)$$

где интегрирование в плоскости комплексной переменной производится по бесконечной прямой, параллельной мнимой оси и лежащей справа от всех особенностей подынтегральной функции.¹

После детальных вычислений получаем следующее распределение температур в различных точках талика и мерзлого слоя в произвольной s -ый интервал времени (однако $t < t_q$):

$$(T_1)_s = b_1 + Gx + (\theta - b_1 - G\xi_s) \operatorname{erfc}\left(\frac{x - \xi_s}{2\sqrt{a_1 t}}\right) \quad (13)$$

$$(T_2)_s = f_{s-1} + (\theta - f_{s-1}) \frac{x}{\xi_s} + \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n} \left\{ (-1)^n (\theta - f_0) \sin \frac{n\pi x}{\xi_s} \exp\left(-\frac{n^2 \pi^2 a_2 t}{\xi_s^2}\right) - \right. \\ \left. - \sum_{m=1}^{s-1} (f_m - f_{m-1}) \sin \frac{n\pi x}{\xi_s} \exp\left(-\frac{n^2 \pi^2 a_2 (t - t_m)}{\xi_s^2}\right) \right\}. \quad (14)$$

Так как на практике оказывается, что

$$\pi^2 a t \gg \xi^2$$

то, ввиду быстрой сходимости ряда в формуле (14), можно при числовых расчетах переписать ее приближенно, сохраняя главный член

$$(T_2)_s = f_{s-1} + (\theta - f_{s-1}) \frac{x}{\xi_s} - \frac{2}{\pi} (f_{s-1} - f_{s-2}) \sin \frac{\pi x}{\xi_s} \exp\left(-\frac{\pi^2 a_2 (t - t_{s-1})}{\xi_s^2}\right). \quad (15)$$

Подставляя формулы (13) и (15) в уравнение теплового баланса (4), получаем скорость мерзлотообразования

$$\lambda \rho \left(\frac{d\xi}{dt} \right)_s = \frac{k_2}{\xi_s} \left\{ \theta - f_{s-1} + (f_{s-1} - f_{s-2}) \exp\left(-\frac{\pi^2 a_2 (t_s - t_{s-1})}{\xi_s^2}\right) \right\} - \\ - k_1 \left(G + \frac{G\xi_s + b_1 - \theta}{\sqrt{\pi a_1 t_s}} \right). \quad (16)$$

Из формулы (16) видно, что влияние геотермического эффекта сказывается только на таких длиннопериодных температурных колебаниях, для которых период $\tau > \tau_0$, где τ_0 определяется из уравнения

$$\frac{b_1 - \theta}{\sqrt{\pi a_1 \tau_0}} = G \quad (17)$$

или

$$\tau_0 = \frac{(b_1 - \theta)^2}{\pi a_1 G^2}. \quad (18)$$

Для сезонных и суточных колебаний

$$\tau \ll \tau_0,$$

¹ Преобразование Лапласа (8) только в том случае выполняется точно, если $\xi = \text{const}$ и только в этом случае найденные нами T_1 и T_2 строго удовлетворяют уравнению теплопроводности (этим замечанием мы обязаны В. И. Крылову). На самом деле ξ — медленная функция времени, поэтому наш метод расчета мерзлотообразования приближенный. Он может быть применен при достаточно большом числе промежутков Δt_s так, чтобы изменение ξ_s за один промежуток было достаточно мало:

$$\Delta \xi_s \ll \xi_s$$

поэтому для них геометрический эффект не имеет значения. В самом деле, для различных грунтов температуропроводность a порядка $(4-6) \cdot 10^{-3} \frac{\text{см}^2}{\text{сек}}$, а $G = 3 \cdot 10^{-4} \frac{\text{град}}{\text{см}}$, и τ_0 порядка $20 (b_1 - \Theta)^2$ лет. Таким образом, геотермический эффект оказывает влияние только на длиннопериодные колебания, что вполне естественно, так как только они способны создавать мерзлые слои большой мощности.

3. РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ ПОСЛЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЗНАКА $f - \Theta$

Согласно формулы (5), начальные значения температур в новой задаче определяются по формулам (13) и (14) для момента $t = t_q$.

$$\begin{aligned} F_1(x) &= (T_1)_q = b_1 + Gx + (\theta - b_1 - G\xi_q) \operatorname{erfc}\left(\frac{x - \xi_q}{2\sqrt{a_1 t_q}}\right) \\ F_2(x) &= (T_2)_q = f_{q-1} + (\theta - f_{q-1}) \frac{x}{\xi_q} + \\ &+ \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n} \left\{ (-1)^n (\theta - f_0) \sin \frac{n\pi x}{\xi_q} \exp\left(-\frac{n^2 \pi^2 a_2 t}{\xi_q^2}\right) - \right. \\ &\left. - \sum_{m=1}^{q-1} (f_m - f_{m-1}) \sin \frac{n\pi x}{\xi_q} \exp\left(-\frac{n^2 \pi^2 a_2 (t - t_m)}{\xi_q^2}\right) \right\}. \end{aligned} \quad (19)$$

Уравнения теплопроводности для изображений (подобные формулам 9) будут:

$$\begin{aligned} \bar{T}_1 - F_1(x) &= \frac{a_1}{p} \frac{\partial^2 \bar{T}}{\partial x^2} \\ \bar{T}_2 - F_2(x) &= \frac{a_2}{p} \frac{\partial^2 \bar{T}_2}{\partial x^2} \\ \bar{T}_{1'} - f_q &= \frac{a_1}{p} \frac{\partial^2 \bar{T}_{1'}}{\partial x^2}. \end{aligned} \quad (20)$$

Решение уравнений (20) имеет вид:

$$\begin{aligned} \bar{T}_1(x, p) &= A_1(p) \cdot ch \sqrt{\frac{p}{a_1}} x + B_1(p) \cdot sh \sqrt{\frac{p}{a_1}} x + \\ &+ \sqrt{\frac{p}{a_1}} \left\{ ch \sqrt{\frac{p}{a_1}} x \int_{\xi}^x F_1(x) sh \sqrt{\frac{p}{a_1}} x dx - sh \sqrt{\frac{p}{a_1}} x \int_{\xi}^x F_1(x) ch \sqrt{\frac{p}{a_1}} x dx \right\} \\ \bar{T}_2(x, p) &= A_2(p) \cdot ch \sqrt{\frac{p}{a_2}} x + B_2(p) \cdot sh \sqrt{\frac{p}{a_2}} x + \\ &+ \sqrt{\frac{p}{a_2}} \left\{ ch \sqrt{\frac{p}{a_2}} x \int_{\xi'}^x F_2(x) sh \sqrt{\frac{p}{a_2}} x dx - sh \sqrt{\frac{p}{a_2}} x \int_{\xi'}^x F_2(x) ch \sqrt{\frac{p}{a_2}} x dx \right\} \\ \bar{T}_{1'} &= f_q + A_{1'}(p) \cdot ch \sqrt{\frac{p}{a_1}} x + B_{1'}(p) \cdot sh \sqrt{\frac{p}{a_1}} x. \end{aligned} \quad (21)$$

Константы интегрирования A и B определяются из граничных условий выражения (6). После подстановки их, также F_1 и F_2 из формулы (19), в уравнениях (21) совершаем интегрирование и, переходя обратно от изображений к самим температурам согласно формуле обращения (12), получаем очень сложные выражения для температур в талых и мерзлых слоях.

С достаточной для практики точностью выпишем главные члены в этих выражениях температур в произвольный s -ый момент времени ($s > q$):

$$\begin{aligned}
 (T_1)_s &= \theta + G \left\{ x - \xi_q - (\xi_s - \xi_q) \operatorname{erfc} \left(\frac{x - \xi_s}{2 \sqrt{a_1 t}} \right) \right\} + \\
 &+ (b_1 - \theta + G \xi_q) \left\{ \operatorname{erf} \left(\frac{x - \xi_q}{2 \sqrt{a_1 t_q}} \right) - \operatorname{erf} \left(\frac{\xi_s - \xi_q}{2 \sqrt{a_1 t_q}} \right) \operatorname{erfc} \left(\frac{x - \xi_s}{2 \sqrt{a_1 t}} \right) \right\} \\
 (T_2)_s &= \theta - \frac{2}{\pi} (\theta - f_{q-1}) \left\{ \left(1 - \frac{\xi'_s}{\xi_q} \right) \sin \frac{\pi (\xi_s - x)}{\xi_s - \xi'_s} + \right. \\
 &+ \left. \left(1 - \frac{\xi_s}{\xi_q} \right) \sin \frac{\pi (x - \xi'_s)}{\xi_s - \xi'_s} \right\} \cdot \exp \left(- \frac{\pi^2 a_2 t}{(\xi_s - \xi'_s)^2} \right) + \\
 &+ \frac{2}{\pi} (f_{q-1} - f_{q-2}) \left\{ \sin \frac{\pi x}{\xi_q} - \frac{x - \xi'_s}{\xi_s - \xi'_s} \sin \frac{\pi \xi_s}{\xi_q} - \frac{\xi_s - x}{\xi_s - \xi'_s} \sin \frac{\pi \xi'_s}{\xi_q} \right\} \cdot \exp \left(- \frac{\pi^2 a_2 (t + t_q - t_{q-1})}{\xi_q^2} \right) \\
 (T_1')_s &= f_{s-1} + (\theta - f_{s-1}) \frac{x}{\xi_s} - \frac{2}{\pi} (f_{s-1} - f_{s-2}) \sin \frac{\pi x}{\xi_s} \exp \left(- \frac{\pi^2 a_1 (t - t_{s-1})}{\xi_s'^2} \right)
 \end{aligned} \tag{22}$$

В формулах (22) счет времени t производится с момента изменения знака функций $f - \theta$, т.е. с момента t_q . Для перехода к старому отсчету времени необходимо всюду в выражении (22) t заменить $t - t_q$.

Для получения скорости деградации мерзлоты снизу $\frac{d\xi}{dt}$ и скорости образования молодого талика $\frac{d\xi'}{dt}$, необходимо подставить формулы (22) в уравнения теплового баланса (7). Для этого найдем градиенты температур

$$\begin{aligned}
 \left(\frac{\partial T_1}{\partial x} \right)_{x=\xi_s} &= G \left(1 + \frac{\xi_s - \xi_q}{\sqrt{\pi a_1 (t_s - t_q)}} \right) + \\
 &+ (b_1 - \theta + G \xi_q) \left\{ \frac{1}{\sqrt{\pi a_1 t_q}} \exp \left(- \frac{(\xi_s - \xi_q)^2}{4 a_1 t_q} \right) + \frac{1}{\sqrt{\pi a_1 (t_s - t_q)}} \operatorname{erf} \left(\frac{\xi_s - \xi_q}{2 \sqrt{a_1 t_q}} \right) \right\} \\
 \left(\frac{\partial T_2}{\partial x} \right)_{x=\xi_s} &= 2 (\theta - f_{q-1}) \frac{2 \xi_q - \xi_s - \xi'_s}{\xi_q (\xi_s - \xi'_s)} \exp \left(- \frac{\pi^2 a_2 (t_s - t_q)}{(\xi_s - \xi'_s)^2} \right) + \\
 &+ \frac{2}{\pi} (f_{q-1} - f_{q-2}) \left\{ \frac{\pi}{\xi_q} \cos \frac{\pi \xi_s}{\xi_q} + \frac{1}{\xi_s - \xi'_s} \left(\sin \frac{\pi \xi'_s}{\xi_q} - \sin \frac{\pi \xi_s}{\xi_q} \right) \right\} \cdot \exp \left(- \frac{\pi^2 a_2 (t_s - t_{q-1})}{\xi_q^2} \right) \tag{23} \\
 \left(\frac{\partial T_2}{\partial x} \right)_{x=\xi'_s} &= - 2 (\theta - f_{q-1}) \frac{2 \xi_q - \xi_s - \xi'_s}{\xi_q (\xi_s - \xi'_s)} \exp \left(- \frac{\pi^2 a_2 (t_s - t_q)}{(\xi_s - \xi'_s)^2} \right) + \\
 &+ \frac{2}{\pi} (f_{q-1} - f_{q-2}) \left\{ \frac{\pi}{\xi_q} \cos \frac{\pi \xi'_s}{\xi_q} + \frac{1}{\xi_s - \xi'_s} \left(\sin \frac{\pi \xi'_s}{\xi_q} - \sin \frac{\pi \xi_s}{\xi_q} \right) \right\} \exp \left(- \frac{\pi^2 a_2 (t_s - t_{q-1})}{\xi_q^2} \right) \\
 \left(\frac{\partial T_1'}{\partial x} \right)_{x=\xi'_s} &= (\theta - f_{s-1}) \frac{1}{\xi'_s} + \frac{2}{\xi'_s} (f_{s-1} - f_{s-2}) \exp \left(- \frac{\pi^2 a_1 (t_s - t_{s-1})}{\xi_s'^2} \right).
 \end{aligned}$$

Прямое сравнение температурных градиентов (23) показывает, что если учесть соблюдающееся всегда на практике неравенство

$$\xi^2 \ll \pi at,$$

получаем

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial T_1}{\partial x}\right)_{x=\xi_s} &\gg \left(\frac{\partial T_2}{\partial x}\right)_{x=\xi_s} \\ \left(\frac{\partial T_1}{\partial x}\right)_{x=\xi'_s} &\gg \left(\frac{\partial T_2}{\partial x}\right)_{x=\xi'_s}, \end{aligned} \quad (24)$$

что вполне естественно, ввиду существования полосы «нулевой завесы» в плоскостях фазового перехода $x = \xi$ и $x = \xi'$. Иными словами, ввиду большой величины теплоты фазового перехода, главная часть теплового потока поглощается и выделяется на плоскостях $x = \xi$ и $x = \xi'$, так что тепловой поток во 2 среде очень мал по сравнению с тепловым потоком в I и I' средах.

Пользуясь неравенствами (24), пренебрегаем в формулах (7) членом

$$k_2 \frac{\partial T_2}{\partial x};$$

подставим туда приближенные выражения $\frac{dT_1}{dx}$ и $\frac{dT_{1'}}{dx}$, получаем из выражения (23) с учетом, что $\xi^2 \ll \pi at$:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial T_1}{\partial x}\right)_{x=\xi_s} &= G \left(1 + \frac{\xi_s - \xi_q}{\sqrt{\pi a_1 (t_s - t_q)}}\right) + \frac{b_1 - \theta + G \xi_q}{\sqrt{\pi a_1 t_q}} \\ \left(\frac{\partial T_{1'}}{\partial x}\right)_{x=\xi'_s} &= \frac{\theta - f_{s-1}}{\xi'_s}. \end{aligned} \quad (25)$$

Тогда уравнения (7) упрощаются:

$$\begin{aligned} \lambda \rho \left(\frac{d\xi}{dt}\right)_s &\approx -k_1 \left\{ G \left(1 + \frac{\xi_s - \xi_q}{\sqrt{\pi a_1 (t_s - t_q)}}\right) + \frac{b_1 - \theta + G \xi_q}{\sqrt{\pi a_1 t_q}} \right\} \\ \lambda \rho \left(\frac{d\xi'}{dt}\right)_s &\approx k_1 \frac{f_{s-1} - \theta}{\xi'_s}. \end{aligned} \quad (26)$$

Формулы (26) определяют скорость деградации многолетней мерзлоты после изменения знака температурной функции $f - \theta$.

Как видно из формулы (26), скорость деградации мерзлоты снизу $\frac{d\xi}{dt}$ определяется геотермическим градиентом G и очень мало зависит от температурных колебаний на поверхности земли (последние содержатся только в откинутых членах). Наоборот, скорость деградации мерзлоты сверху $\frac{d\xi'}{dt}$ обусловлена, главным образом, температурой на поверхности и очень слабо зависит от геотермического эффекта (также в откинутых членах).

4. ЧИСЛОВОЙ ПРИМЕР РАСЧЕТА И ВЫВОДЫ

Для иллюстрации полученной формулы скорости мерзлотообразования (16):

$$\left(\frac{d\xi}{dt}\right)_s \approx \frac{k_2}{\rho \lambda} \frac{\theta - f_{s-1}}{\xi_s} - \frac{k_1}{\lambda \rho} \left(G + \frac{G \xi_s + b_1 - \theta}{\sqrt{\pi a_1 t_s}} \right) \quad (27)$$

до изменения знака температуры на поверхности ($s < q$), а также формул (26) для скорости деградации многолетней мерзлоты:

$$\left(\frac{d\xi}{dt}\right)_s \approx -\frac{k_1}{\lambda\rho} \left\{ G \left(1 + \frac{\xi_s - \xi_q}{V\pi a_1(t_s - t_q)} \right) + \frac{b_1 - \theta + G\xi_q}{V\pi a_1 t_q} \right\} \quad (28)$$

$$\left(\frac{d\xi'}{dt}\right)_s \approx \frac{k_1}{\lambda\rho} \frac{f_{s-1} - \theta}{\xi'_s}$$

после изменения знака температуры на поверхности, возьмем какой-либо числовой пример.

Так, например, если говорить о вековых колебаниях температуры в Якутии, то там наблюдалось уже несколько циклов похолоданий и потеплений; ближайший высшей температурой считают приблизительно $+5^\circ$, а низшей -13° , причем промежуток времени между ними оценивается в 4—5 тысяч лет.¹ Поэтому амплитуду этих колебаний примем равной 9° , период $\tau = 8000$ лет, а центр колебаний -4° . Примем $\theta = 0^\circ$. За неимением детального векового хода средней годовой температуры на поверхности, примем его синусоидальным:

$$f = -4 - 9 \sin(\omega t - \varphi_0), \quad (29)$$

где

$$\omega = \frac{2\pi}{\tau},$$

а начальную фазу φ_0 выберем так, чтобы в начальный момент $t = 0$ температура на поверхности $f_0 = 0$. Оказывается $\varphi_0 = 26^\circ 24'$. b_1 — средняя годовая температура талика возле поверхности земли в начальный момент, примем

$$b_1 = 0.$$

Возьмем численные значения физико-термических констант по А. П. Андрианову (2) для суглинка² с влажностью $\rho = 0,36 \frac{г}{см^3}$.

$$k_1 \approx k_2 = 2 \cdot 10^{-3} \frac{кал.}{см \cdot сек \cdot град}, \quad a_1 = 4 \cdot 10^{-3} \frac{см^2}{сек}, \quad a_2 = 6 \cdot 10^{-3} \frac{см^2}{сек},$$

Как обычно,

$$G = 3 \cdot 10^{-4} \frac{град}{см} \text{ и } \lambda = 80 \frac{кал}{г}.$$

Вычисления по уравнениям (27) и (28) производятся численным методом, однако они весьма нетрудоемки.

Для этого мы разбили период $\tau = 8000$ лет на ряд интервалов, причем особенно малым (по 10 лет) они выбраны в начальной стадии мерзлотообразования или деградации мерзлоты, когда ξ или ξ' очень малы (для выполнения требований $\Delta\xi \ll \xi$ и $\Delta\xi' \ll \xi'$).

Однако с целью разгрузить таблицу результатов вычислений по формулам (27) и (28), мы приводим эти вычисления через промежуток времени по 500 лет.

Из табл. I и рис. 3, на основании нашего расчетного примера, заключаем.

1. Максимальная глубина промерзания ξ за один цикл тепловых колебаний (с периодом 8000 лет) составляет для суглинка 100 м. Для песчаников и кварцитов она будет в несколько раз больше соответственно большей теплопроводности. Помимо того, на таких больших глубинах влажность часто значительно меньше взятой нами ($0,36 \frac{г}{см^3}$), что также

¹ Речь идет о средней годовой температуре.

² Значок 1 относится к талому, а 2 — к мерзлому состоянию грунта.

Время, год	0	500	1000	1500	2000	2500	3000
Температура на поверхности f	0	-3,39	-6,87	-9,91	-12,1	-13,0	-12,5
Нижняя граница мерзлоты ξ , м	—	15	32	46	61	78	86
Мощность оттаявшего слоя ξ' , м	—	—	—	—	—	—	—

увеличит глубину промерзания. С другой стороны, могут существовать температурные колебания с более коротким периодом, что уменьшит глубину промерзания. Таким образом, *выведенные нами формулы (27)*

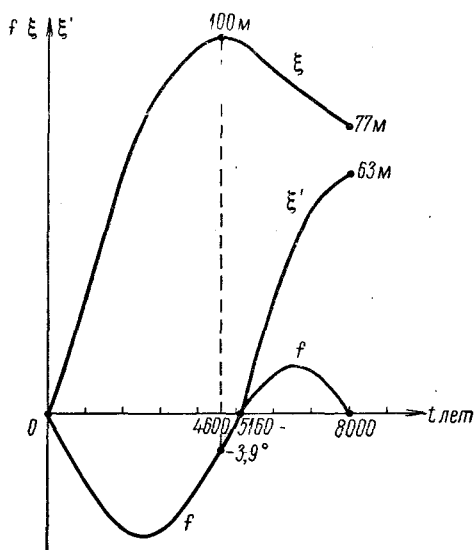


Рис. 3

и (28) в состоянии объяснить широкий диапазон существующих в настоящий момент мощностей многолетней мерзлоты (от десятков метров до километра).

Следует считать, что за формирование многолетней мерзлоты ответственны длиннопериодные, вековые температурные колебания на поверхности.

2. Мощность слоя многолетней мерзлоты $\xi - \xi'$ по истечении одного цикла тепловых колебаний в нашем примере не равна 0. Иными словами, деградация мерзлоты за время положительных температур на поверхности оказывается не полной, так что за один цикл остается недеградированной в нашем примере 14 м мерзлоты, что объясняется преобладанием отрицательных температур у климата в Якутии (центр колебаний -4°).

3. Деградация мерзлоты снизу (т. е. уменьшение ξ) начинается в момент $t = 4600$ лет, когда температура на поверхности еще отрицательная ($-3,9^\circ$), что является следствием влияния геотермического эффекта. Деградация же сверху, т. е. образование молодого талика ξ' , начинается значительно позже, в момент $t = 5160$ лет, когда температура на поверхности становится уже положительной.

4. По формулам (28) скорость деградации мерзлоты снизу¹ мало зависит от температурного режима на поверхности (следовательно, от климата) и, в первом приближении, равна

$$\frac{d\xi}{dt} \approx -\frac{k_1 G}{\lambda \rho}, \quad (30)$$

т. е. определяется, главным образом, геотермическим влиянием и зависит только от теплопроводности талого грунта k_1 под слоем многолетней мерзлоты, а также от влажности ρ . По формуле (30) получаем для суглинка с влажностью 0,36 $\frac{2}{\text{см}^3}$

$$\frac{d\xi}{dt} = -0,65 \frac{\text{см}}{\text{год}}.$$

¹ Деградация же сверху, главным образом, зависит от температурных колебаний на поверхности.

Таблица 1

3500	4000	4500	5000	5500	6000	6500	7000	7500	8000
-10,8	-8,00	-4,61	-1,13	+1,98	+4,10	+4,98	+4,53	+2,78	0
92	97	100	99	96	92	88	84	80	77
—	—	—	—	12	29	43	53	60	63

В самом деле, вычисления приведенные в табл. I дали за 3500 лет деградацию снизу на 23 м.

Таким образом, надо ожидать, что *скорости деградации мерзлоты снизу в различных районах многолетней мерзлоты являются величинами одинакового порядка* и находятся друг с другом в отношении $\frac{k_1}{\rho}$ (*независимо от климата*).

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрианов П. И., Температура замерзания грунтов, Труды Дальневосточной Комплексной экспедиции, 1936, вып. I.
2. Андрианов П. И., Теплопроводность почв и грунтов, Труды Комитета по вечной мерзлоте, 1939, т. VII.
3. Ковнер С. С., К математической теории промерзания, Труды I геологоразведочной конференции Главсевморпути, изд. ГУСМП, 1936, т. III.
4. Лейбензон Л. С., Руководство по нефтепромысловой технике, ОНТИ, 1931.
5. Лурье А. И., Операционное исчисление, ГИТТЛ, 1951.
6. Рубинштейн Л. И., К вопросу о процессе промерзания грунта, Известия Академии Наук СССР, серия географическая и геофизическая, 1947, т. XI, № 37.
7. Сумгин М. И., Качурин С. П., Толстихин Н. И., Тумель В. Ф., Общее мерзловедение, изд. АН СССР, 1940.
8. Тер-Погосян А. С., Журнал технической физики, 1945, № 15, стр. 942.
9. Тер-Погосян А. С., К теории протайки мерзлых грунтов, Рукопись, Фонды Ленинградского горного института, 1946.
10. J. Stefan, Sitzungsberichte der Wiener Akademie, 1889, № 98. 473.
11. J. Stefan, Wiener Monatshefte für Mathematik und Physik. 1890, № 1, 1.

МЕТАЛЛУРГИЯ

НОВЫЙ СПОСОБ РАЗДЕЛЕНИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ ФАЙНШТЕЙНОВ

*Проф. И. Н. Масленицкий,
асс. Л. А. Кричевский*

Разделение медно-никелевых файнштейнов в общей схеме переработки сульфидных медно-никелевых руд является одной из наиболее сложных и дорогих операций. Из большого количества способов, предложенных для разделения файнштейнов, современная медно-никелевая промышленность, как известно, остановилась на трех, из которых наибольшее распространение получила разделительная плавка файнштейна с сернистым натрием. Однако этот процесс, имеющий примерно шестидесятилетнюю давность, отличается значительной сложностью, к тому же для его осуществления на наших заводах требуются дальнепривозные материалы. Поэтому естественны изыскания более совершенных и более дешевых методов разделения медно-никелевых файнштейнов.

Одной из основных предпосылок при разработке процесса разделения любого материала является наличие данных о его вещественном составе и структуре.

Группа металлургии Ленинградского горного института в процессе разработки технологии передела сульфидных медно-никелевых руд занималась и изучением вещественного состава файнштейна.¹ Однако это изучение проводилось применительно к процессу переработки файнштейна разделительной плавкой.

При изучении шлифов из файнштейна под микроскопом обращает на себя внимание его структура, которая отличается четкой дифференциацией и относительной крупностью выделений слагающих файнштейн компонентов. Такая структура аналогична структуре некоторых руд, успешно обогащаемых на современных фабриках. Это обстоятельство дало основание профессору И. Н. Масленицкому еще в 1942 г. сделать предположение о возможности разделения медно-никелевых файнштейнов методами механического обогащения. Для обоснования и уточнения этой возможности в 1943 г. им были проведены исследования крупности

¹ Лабораторные исследования, результаты которых изложены в настоящей работе, проведены группой металлургии Горного института (1943—1951 гг.). Полупромышленные испытания проведены на комбинате Североникель (1946—1949 гг.) и, в порядке творческого содружества, проверены на ползаводской установке Норильского комбината (1949—1950 гг.). Эти испытания осуществлялись объединенными бригадами ЛГИ и соответствующего комбината. Промышленное внедрение нового способа на Норильском комбинате было осуществлено работниками этого комбината при участии авторов.

выделений и взаимной связи структурных составляющих медно-никелевых файнштейнов. Тогда же Л. А. Кричевским были поставлены первые опыты разделения пробы норильского файнштейна методом флотации и получены медные концентраты с содержанием меди 67—68%. В надлежащем объеме работы были развернуты лишь в 1946 г., когда комбинат Североникель согласился с целесообразностью и необходимостью проведения лабораторных исследований и дал возможность осуществить испытания в полупромышленном масштабе. Эти испытания велись с 1947 по 1949 гг. включительно. Кроме того в 1949—1950 гг. были проведены полупромышленные испытания в Норильском комбинате. В обоих случаях в исследованиях принимали участие ведущие инженерно-технические работники комбинатов, а сама работа осуществлялась бригадой Горного института и соответствующего комбината.

Вполне удовлетворительные результаты работы на полупромышленных установках дали основание Норильскому комбинату поставить опыты разделения файнштейна на промышленной установке с суточной производительностью 30 т. Установка работала три месяца, за это время было подвергнуто разделению 3000 т файнштейна. Процесс разделения файнштейна протекал вполне успешно с показателями не уступающими раздельной плавке.

На основании таких результатов ГУЛГМП МВД СССР и Норильский комбинат с апреля месяца 1951 г. перешел к промышленному освоению флотационного разделения файнштейна и прекратил применение раздельной плавки. В настоящее время Норильский комбинат, осуществляя флотационное разделение всего файнштейна выдаваемого конвертерным отделением, внедрил в производство новый отечественный способ, в результате чего резко были улучшены условия труда и Комбинат освободился от дальнепривозного сульфата натрия.

Настоящая работа представляет краткое изложение большого объема экспериментальной работы, проведенной как в лабораториях Ленинградского горного института, так и на установках комбинатов Североникель и Норильского.

I. МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОБ ФАЙНШТЕЙНА

Опубликованные в литературе материалы по термическому исследованию систем медь—никель—сера и отдельных двойных систем, совершенно недостаточны для оценки заводских медно-никелевых файнштейнов как объектов обогащения. Работы иностранных исследователей (Фридриха, Борнемана, Гюртреля и Рело, Фогеля и Тона) проводились в разрезе изучения равновесных состояний в двойных системах и в очень незначительной степени затрагивают тройные системы. Эти работы носят отвлеченный от практики характер, процессы плавления и затвердевания расплавов осуществлялись в условиях далеких от условий взаимодействия компонентов в заводском процессе продувки файнштейнов, когда в последнюю стадию проходит интенсивная десульфуризация и наблюдается недостаток серы для связывания всех компонентов файнштейна в сульфиды. В работах зарубежных исследователей при изучении равновесий в медно-никелевых сульфидных расплавах обычно вводился избыток серы, что имело результатом образование более богатых серой составляющих, чем это имеет место в продуктах заводского передела.

Советские исследователи (В. Я. Мостович, Б. В. Липин, И. Н. Пискунов и другие) направляли свои работы в сторону изучения образования и расслаивания от сульфидов металлической фазы. Эти работы дали весьма ценные в научном и практическом отношении результаты. Однако для нашей цели они были недостаточны, так как и они не давали ответа на вопрос о химическом составе слагающих файнштейн компонентов, характере и крупности их выделений. Для осуществления этой цели было поставлено специальное изучение файнштейнов под микро-

скопом с использованием методики минераграфического исследования руд как объектов обогащения. Такому изучению были подвергнуты образцы от проб Мончегорского и Норильского фанштейнов, отобранных за длительный промежуток времени работы конвертеров, примерно с 1946 по 1949 гг., что дало возможность исключить случайность в отборе проб.

Минераграфическое изучение фанштейнов проводилось следующим образом. От каждой партии фанштейнов отбиралось несколько образцов, из которых готовилось по 5—10 полированных шлифов. Каждый шлиф систематически просматривался под микроскопом. При этом изучалась форма и крупность выделений отдельных составляющих фанштейна, производились оптические наблюдения и химическое диагностическое травление. Такое детальное изучение материала показало, что масса застывшего фанштейна даже для одной плавки бывает чрезвычайно неоднородна по структуре, в особенности для фанштейнов с высоким содержанием меди (при отношении меди к никелю больше 1,5). Отдельные образцы, взятые из различных участков блока застывшего фанштейна, очень часто резко отличаются как по соотношению основных составляющих, так и по форме и крупности их выделений. Однако суммируя результаты просмотра большого количества шлифов для отдельных проб, можно установить общие характерные элементы структуры, свойственные данной пробе фанштейна, полученного при определенном режиме работы конвертера и последующего остывания материала.

В результате минераграфического анализа образцов фанштейна были констатированы следующие структурные составляющие: сульфид меди (голубовато-серый), сульфогеррит меди (розовато-бурый), никелево-медный (бледнорозовый) и никелево-медно-железный (белый) сплавы. Кроме этих основных составляющих были констатированы выделения магнетита, металлической меди и шлака.

1. Сульфид меди

Основной составляющей во всех пробах фанштейна (50—65% по объему) составляет сульфид меди. Форма и крупность включений его неодинакова для различных проб. Чаще всего сульфид меди представлен в форме хорошо развитых дендритов различной крупности (рис. 1) включений округлой или неправильной формы, иногда ориентированных в одном направлении (рис. 2). Значительно реже наблюдаются мелкие и каплевидные эмульсионные включения (рис. 3).

Цвет сульфида меди голубовато-серый, твердость низкая; отчетливо анизотропен. Разбавленные кислоты (соляная, уксусная и серная), а также раствор едкого калия на него не действуют. При травлении азотной кислотой, как концентрированной, так и разбавленной, выделения сульфида меди синеют. Цвет, твердость, оптические и химические свойства дают полное основание признать сульфид меди идентичным природному минералу халькозину (Cu_2S). Химический анализ этого сульфида, полученного в последующих опытах разделения фанштейна, подтвердил соответствие его состава вышеуказанной формуле.

Однако выделения сульфида меди однородны лишь в пробах мало-железистого (меньше 1% железа) медленно охлажденного фанштейна. При содержании железа около 4% выделения сульфида меди неоднородны по окраске, которая в одном и том же зерне меняется от голубовато-серой до светлокориичневой с пурпуровым оттенком. В светлокориичневых участках выделений сульфида меди при большом увеличении заметны вытянутые образования голубоватого цвета. При травлении концентрированной и разбавленной азотной кислотой светлокориичневые участки поверхности зерен темнеют, а вытянутые образования голубого цвета интенсивно синеют; разбавленные кислоты (серная, соляная,

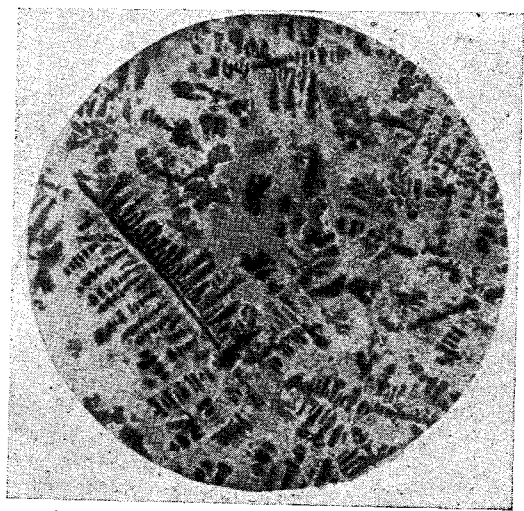
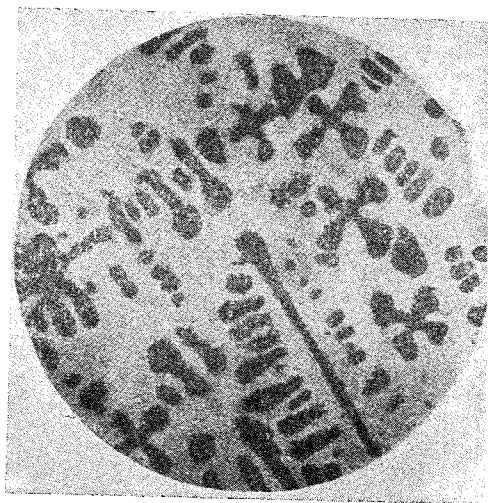
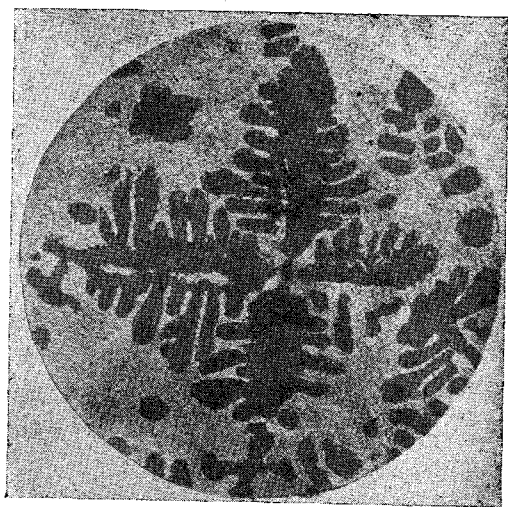


Рис. 1. Выделения сульфида меди в форме дендритов различной крупности. X 80

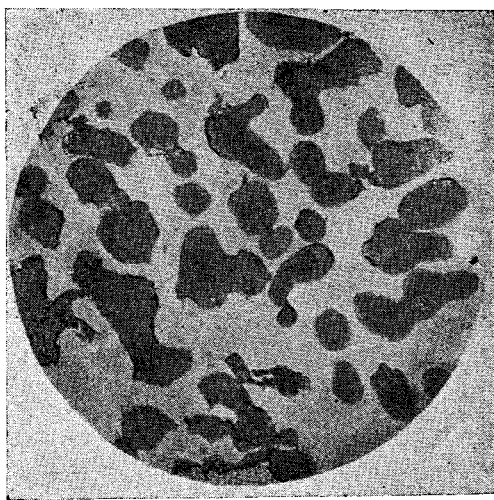
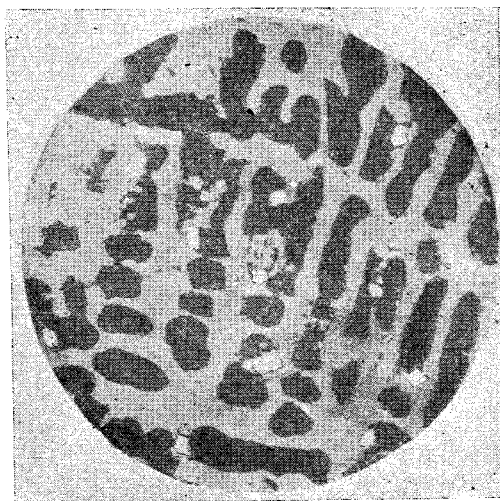
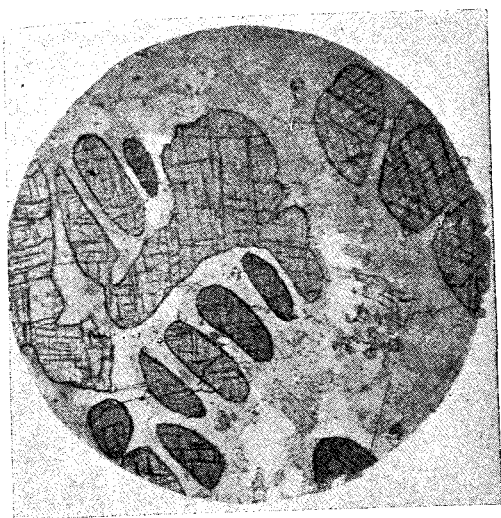


Рис. 2. Выделения сульфида меди округлой и неправильной формы. X 80

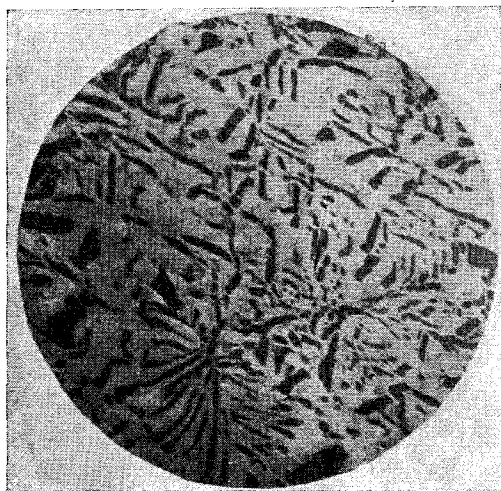
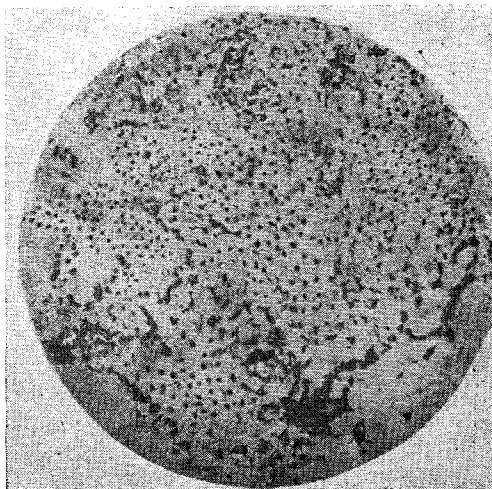
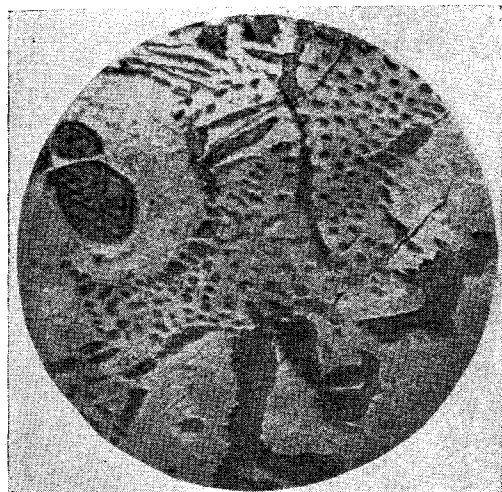


Рис. 3. Мелкие и каплевидные эмульсионные выделения сульфида меди. X 80

уксусная), а также растворы едкого калия не действуют. По совокупности диагностических признаков можно эти выделения коричневатого цвета отнести к несколько обогащенному железом сульфиду меди неоднородного состава, в котором в количественном отношении преобладает халькозин.

2. Сульфоферрит меди

Описанный выше сульфид меди коричневатой окраски в быстро охлажденных пробах файнштейна с высоким содержанием железа (12%) выявляется не только в зернах халькозина, но и обнаруживается в виде большого числа мелких выделений в сульфиде никеля (светложелтая составляющая), образуя с последним субграфические эвтектические сращения. Размер этих выделений колеблется от долей микрона до 30. Твердость этой розовато-бурой составляющей — средняя; концентрирован-

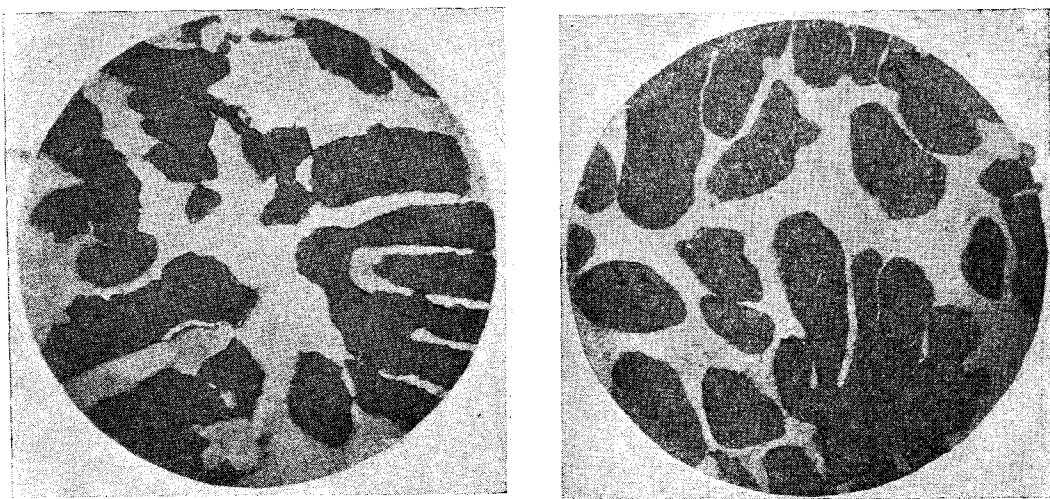


Рис. 4. Выделения сульфоферрита меди. X 80

ная и разбавленная соляная кислота на нее не действует. Исходя из диагностических признаков и факта появления этого компонента в файнштейнах с повышением содержания железа, он может быть отнесен к соединению типа сульфоферрита меди — борниту Cu_5FeS_4 . Очень часто в коричневатых (розовобурых) выделениях сульфида меди встречаются вытянутые голубоватые выделения пересекающиеся между собой под разными углами, иногда приближающимися к 90° . Такая решетчатая структура (рис. 4) напоминает «видманштетовые» фигуры, часто наблюдаемые в природных борнитах.

По трактовке, применяемой в рудной минераграфии, решетчатая структура появляется в результате распада при охлаждении твердых растворов халькозина и борнита.

3. Сульфид никеля

Во всех шлифах основным полем, в котором включены выделения всех составляющих файнштейна, является фаза бледножелтого цвета. Очевидно, она затвердевала последней, т. е. имеет самую низкую температуру плавления.

Эта бледножелтая составляющая на воздухе интенсивно желтеет. Под микроскопом цвет ее также бледножелтый, наблюдается интенсивная анизотропия, цвета анизотропии изменяются от розовых до зеленых.

Холодная концентрированная соляная и уксусная кислоты действуют слабо; от концентрированной и разбавленной азотной кислоты выделения составляющей сильно буреют, растворы хлорного железа и едкого калия не действуют. Перечисленные выше оптические и химические свойства этой составляющей фэйнштейна, а также результаты микрохимических реакций дали основание диагностировать этот компонент как сульфид никеля. Последующий химический анализ выделенных мономинеральных фракций показал, что состав сульфида никеля довольно точно соответствует формуле Ni_3S_2 .

4. Никелево-медный сплав

Почти во всех шлифах фэйнштейна была констатирована и иногда в значительных количествах (до 20 %) бледнорозовая составляющая в форме кристаллов прямоугольного очертания. От сульфида никеля этот компонент отличается бледнорозовым оттенком; твердость средняя, сильно магнитен, изотропен. При травлении разбавленной и концентри-

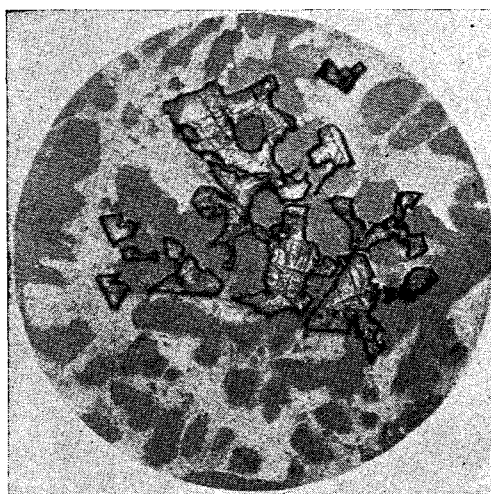
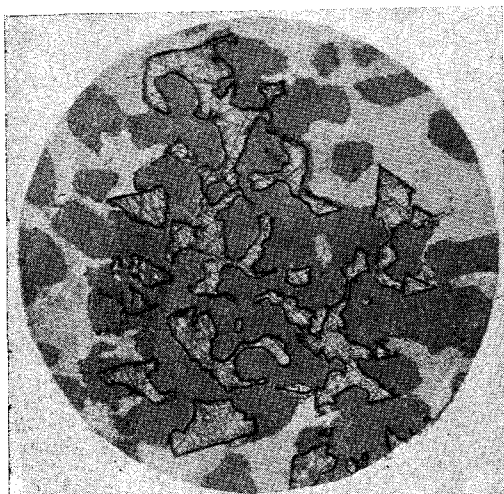


Рис. 5. Выделения никелево-медного сплава в сростании с сульфидом меди. X 80

рованной соляной кислотой выявляется зернистая структура. От концентрированной и разбавленной азотной кислоты выделения буреют, затем чернеют; серной кислотой и раствором едкого калия не травятся. Судя по микрохимическим реакциям и другим диагностическим признакам, эти хорошо образованные кристаллы следует считать за выделения металлического сплава — твердого раствора меди и никеля с переменным соотношением металлов. При последующих химических анализах выделенных магнитных фракций чаще всего это соотношение меди к никелю составляло 1 : 3, иногда отклоняясь при изменении содержания меди в фэйнштейне.

В пробах железистого фэйнштейна в эвтектической смеси сульфида никеля и сульфидоферрита меди в небольшом количестве в форме мелких включений обнаружены мелкие выделения белого цвета, не окисляющиеся даже при длительном контакте с воздухом. Твердость этих выделений низкая, они сильно магнитны, изотропны. Разбавленная и концентрированная соляная кислота на них почти не действует лишь выявляет зернистую структуру. Аналогичное действие оказывает концентрированная и разбавленная азотная кислота. По совокупности всех диагностических признаков этот компонент следует также считать никелевым сплавом более бедным медью, но содержащим железо.

Никелево-медный сплав, как указывалось выше, в файнштейне встречается в большинстве случаев в форме дендритовых образований и отдельных идиоморфных кристаллов с прямоугольными очертаниями, часто дающими при полировке в срезе квадраты, прямоугольники и неполные формы (рис. 5). Иногда никелево-медный сплав образует формы тесного срастания с сульфидом меди. В пробах медленно охлажденного файнштейна в выделениях сплава после травления разбавленной азотной кислотой отчетливо выявляется зональная структура (рис. 6).

Дендритная форма выделений никелево-медного сплава и правильная форма отдельных кристаллов указывают на первичность выделений сплава из расплава. Тесное срастание сплава с дендритами меди, наблюдаемое в некоторых пробах богатых медью файнштейнов, дает основание считать, что в этом случае имела место одновременная кристаллизация сульфида меди и никелево-медного сплава. Отчетливо выраженная зональная структура указывает на ступенчатую кристаллизацию сплава. По мнению некоторых авторов, зональность выделяющихся кристаллов

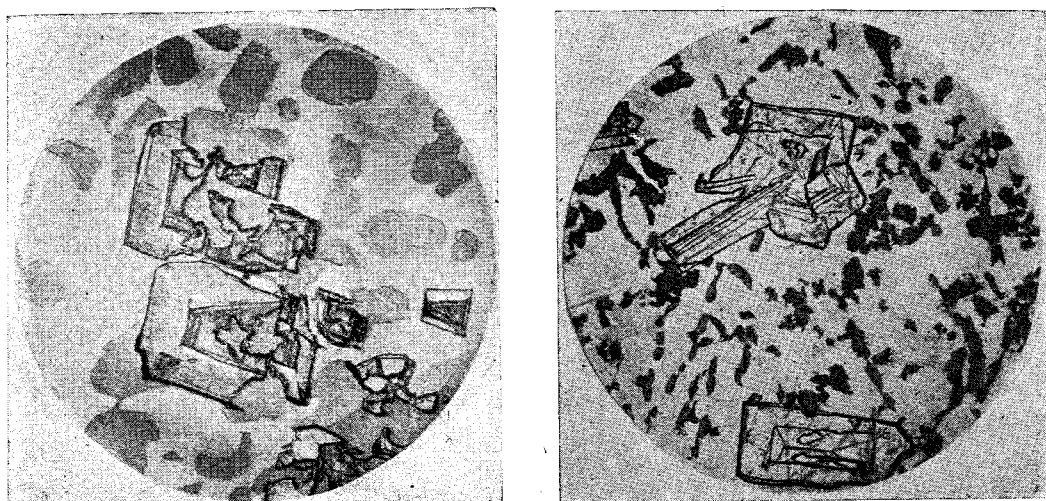


Рис. 6. Выделения никелево-медного сплава в сульфиде никеля. X 80

объясняется тем, что при выделении из расплава кристаллов различного состава (в нашем случае сульфида меди и сплава) концентрация компонентов в расплаве быстро меняется, поэтому между твердой и жидкой фазой равновесие не успевает установиться. В результате никелево-медный сплав нарастает на первичном кристалле слоями переменного состава.

Сильная магнитность никелево-медного сплава дала основание предположить возможность его выделения магнитной сепарацией после соответствующего измельчения. Тесное срастание сплава и сульфида меди, констатированное в некоторых пробах файнштейна и показанное выше на микрофотографиях, указывает на трудность выделения чистых фракций сплава, так как даже при интенсивном и тонком измельчении часть сульфида неизбежно остается в сростках.

5. Прочие включения

Во многих шлифах из файнштейна под микроскопом была обнаружена в небольших количествах (1%) металлическая медь в форме каплевидных, реже полосчатых включений или в сульфиде меди, или в эвтектической смеси сульфида никеля и сульфидоферрита меди. Часто металлическая медь обнаруживается в газовых пустотах.

Магнетит встречен в пробах файнштейна в незначительных количествах. Обычно его выделения наблюдаются в шлаковых включениях в форме мелких хорошо образованных кристаллов кубической системы. В одной из проб файнштейна комбината Североникель количество магнетита оказалось значительным (5%) по объему. Здесь он наблюдается или в виде мелких кристаллов более или менее равномерно распределенных в сульфиде никеля, или в виде крупных кристаллов ассоциированных с сульфидом меди (рис. 7). Иногда кристаллы магнетита вытягиваются в шлифе строго по прямой линии.

Таким образом, проведенными минераграфическими исследованиями был уточнен состав и основные константы составляющих файнштейн компонентов. Из полученных результатов видно, что основными компонентами рядовых заводских файнштейнов являются сульфид меди по всем химическим и физическим свойствам идентичный природному минералу халькозину Cu_2S , сульфид никеля Ni_3S_2 и никелево-медный сплав переменного состава, обладающий резко выраженными магнитными

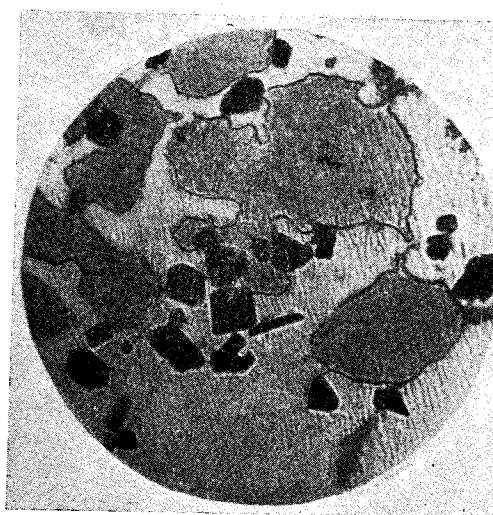
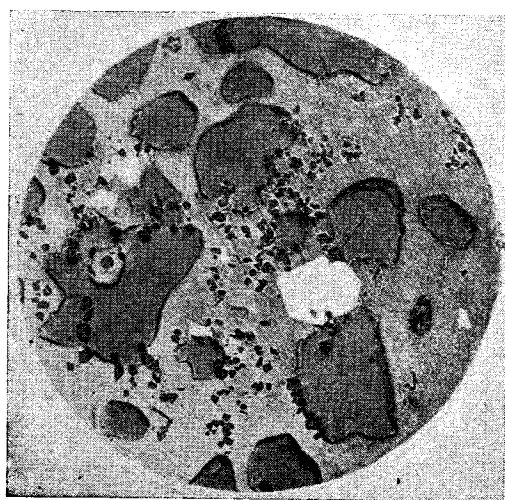


Рис. 7. Выделения магнетита. X 280

свойствами. В пробах файнштейнов, имеющих повышенное содержание железа, находится в значительных количествах сульфид меди аналогичный природному минералу борниту Cu_5FeS_4 . Структура файнштейнов и взаимная связь, слагающих его компонентов, очень похожа на структуру многих полиметаллических руд.

Последующие химические исследования не только полностью подтвердили выводы минераграфического анализа, но и позволили выявить связь металлов спутников с основными составляющими файнштейна.

II. ХИМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ФАЙНШТЕЙНОВ

1. Состав и количественные соотношения компонентов

Из различных проб файнштейнов Североникеля и Норильска в лабораторных условиях методами механического обогащения были получены максимально чистые мономинеральные фракции. Просмотр под микроскопом шлифов из этих фракций показал, что они содержат свыше 90% основной составляющей. Для уточнения состава этих составляющих мономинеральные фракции были подвергнуты химическому анализу, результаты которого приведены в табл. 1.

Таблица 1

Фракция	Содержание, %				Расчетное содержание, %	
	Cu	Ni	Fe	S	Cu ₂ S	Ni ₃ S ₂
Медная сульфидная	76,50	1,28	0,07	19,97	96	1,7
	76,52	1,27	0,07	20,03	96	1,7
	73,58	2,92	1,38	20,89	92	4,0
	74,94	2,65	0,80	20,57	94	3,6
	73,96	3,44	0,60	19,90	93	4,7
Никелевая сульфидная	1,38	68,30	0,39	25,61	1,7	94
	1,71	68,27	0,72	24,93	2,1	94
	1,37	68,88	0,72	25,40	1,7	95
	1,57	70,12	1,05	25,02	2,0	96
	1,48	69,57	1,21	25,27	1,8	95
	1,45	69,21	1,49	23,45	1,8	95
	1,51	68,79	1,93	24,10	1,9	93
Никелево-медный сплав	29,10	67,80	0,50	1,531	7,5	—
	26,50	66,80	1,84	2,65	13,0	—
	29,40	70,00	—	0,90	4,5	—
	28,90	69,90	—	2,30	11,5	—
	29,60	68,90	—	2,10	10,5	—

Как видно из приведенных результатов химического анализа, выделенные фракции, действительно, оказались достаточно чистыми и состав их соответствует соединениям, установленным под микроскопом на основании диагностических признаков: сульфид меди — Cu₂S, сульфид никеля — Ni₃S₂. Никелево-медный сплав в соответствии с результатами минераграфического анализа содержит в сростках около 10% сульфида меди, что дает основание считать отношение меди к никелю в твердом металлическом растворе около 1 : 3. Такой никелево-медный сплав имеет температуру плавления в пределах 1350—1400° С. Если сопоставить температуру плавления такого сплава с температурой плавления сульфида меди — 1127° С и сульфида никеля — 787° С, то также получается подтверждение результатов минераграфического анализа о порядке кристаллизации составляющих медно-никелевых файнштейнов. Металлический сплав выделяется первым и в жидком расплаве дает хорошо образованные кристаллы кубической системы, следующим по порядку выделяется сульфид меди обычно в форме ветвистых дендритов и последним кристаллизуется сульфид никеля, заполняющий промежутки между кристаллами сплава и сульфида меди. Такой порядок кристаллизации типичен для менее медистых файнштейнов комбината Североникеля. Для файнштейнов Норильского комбината, более богатых медью, порядок кристаллизации составляющих будет иным. Вслед за первыми кристаллами сплава, а иногда и одновременно с ними, начинает кристаллизоваться сульфид меди. Такой порядок кристаллизации имеет результатом образование более сложных форм срастания сульфида меди и сплава.

Сопоставляя результаты минераграфического и химического анализов, можно с достаточной точностью рассчитать вещественный состав отдельных проб файнштейна и, тем самым установить количественные соотношения отдельных компонентов. Пример результатов расчета состава четырех проб файнштейна комбината Североникель дан в табл. 2 (1946 г.).

Из приведенных в таблице результатов видно как изменяется в процессе продувки вещественный состав файнштейна — убывает до полного отсутствия сульфид меди, увеличивается содержание никелево-мед-

¹ В выделенной фракции сплава под микроскопом в сростках был констатирован преимущественно сульфид меди.

ного сплава и в заметных количествах появляется магнетит. Эти результаты химического и минералогического анализов дают указание на возможность изменения, путем регулирования режима процесса бессемерования, вещественного состава фэйнштейна в благоприятном отношении для последующего разделения его методами механического обогащения за счет упрощения структуры и лучшей дифференциации слагающих компонентов.

Таблица 2

Проба	Содержание, %									
	Cu	Ni	Fe ¹	S	Cu ₂ S	Cu ₄ FeS ₃	Ni ₃ S ₂	Ni—Cu сплав	Cu	Fe ₃ O ₄
Проба фэйнштейна (недодутая)	24,14	35,21	11,08	28,97	58—61	15	23—20	3	1	Незначительное количество
Проба фэйнштейна	29,59	42,77	4,25	23,19	59—63	нет	30—34	7	Незначительное количество	Незначительное количество
Проба рядового фэйнштейна (центр блока)	31,06	48,92	0,34	69,32	58—62	нет	22	16—20	Незначительное количество	Около 5
Проба рядового фэйнштейна (края блока)	—	—	—	—	57—61	нет	24	15—19	Незначительное количество	—

2. Связь металлов спутников с составляющими фэйнштейна

Распределение металлов спутников меди и никеля в фэйнштейне между его составляющими, несомненно, представляет большое практическое значение. Поскольку в фэйнштейне наряду с сульфидами меди и никеля присутствует в значительных количествах богатый никелем металлический сплав, естественно было предположить, что в нем будут концентрированы все благородные металлы. Для такого предположения имеются следующие основания: платина и палладий имеют наивысшую температуру плавления (не считая магнетита) и поэтому должны были бы кристаллизоваться первыми, однако, при наличии в фэйнштейне несмешивающегося с сульфидами жидкого никелево-медного сплава платиноиды, несомненно, растворятся в нем, так как с медью и никелем и платина и палладий образуют твердые растворы. С другой стороны, если бы платина и палладий даже выкристаллизовались, то они явились бы центрами кристаллизации для сплава. Проверка концентрации благородных металлов в сплаве была осуществлена химическим анализом практически чистых мономинеральных фракций. И, следовательно, вся задача сводилась лишь к химико-аналитическим операциям. Для этого необходимо было, прежде всего, разработать методику определения платиноидов в продуктах с высоким содержанием меди и никеля.

А. Методика определения платиноидов ²

Рядовые фэйнштейны Североникеля, с которыми проводилась основная часть лабораторной экспериментальной работы, имели относительно невысокие содержания платиноидов (порядка 50—75 г/т). Поэтому для

¹ Химическим анализом определялось железо растворимое в азотной кислоте, т. е. в основном сульфидное.

² Разработана доцентом, кандидатом химических наук П. В. Фалеевым.

надежности их определения особенно в тех фракциях, в которых ожидалось резкое понижение содержания платиноидов, оказалось необходимым пользоваться навесками материала, значительно превышающими обычно применяемые в практике не только обычного химического, но и пробирного анализа. Проведение тигельных плавов и последующих операций шербования и купелирования, несомненно было бы громоздким, длительным и связано с потерями платиноидов в медистых и никелевых шлаках. Поэтому было решено отказаться от сухого пути концентрации платиноидов в серебряном корольке и применить мокрый химический метод.

Навеска анализируемого материала (100—500 г в зависимости от предполагаемого содержания платиноидов), прежде всего, подвергалась окислительному обжигу при температуре 850° С. Обожженный продукт для перевода в раствор основной массы меди и никеля сульфатизировался крепкой серной кислотой. Эта операция проводилась на песчаной бане при температуре 220° С в течение трех часов в фарфоровых чашках закрытых покровными стеклами. Продукт сульфатизации выщелачивался водой. Поскольку при растворении солей в раствор добавлялось в качестве цементатора 3—5 г предварительно отделенного материала исходной навески палладий в раствор не переходил. Полученные растворы интенсивно взбалтывались с металлической ртутью. Нерастворимый остаток после сульфатизации растворялся в царской водке, вторичный остаток сплавлялся с кислым серноокислым калием. Объединенные растворы упаривались до паров серной кислоты и после этого платиновые металлы в них осаждались также металлической ртутью. Все дальнейшие операции выделения и разделения платиноидов проводились по общепринятой прописи анализа платиновых шлихов.

Б. Связь платиноидов с компонентами файнштейна

Располагая достаточно удобной и надежной методикой анализа и имея опыт выделения из файнштейна практически чистых мономинеральных фракций, можно было с достаточной уверенностью приступить к изучению связи платиноидов с сульфидами и металлической фазой. Необходимо отметить, что в целях проверки результатов на максимальном количестве фракций в большинстве опытов мы ограничились установлением распределения лишь основного металла платиновой группы — палладия. Такое упрощение анализов было допущено на том основании, что всеми предыдущими работами группы металлургии Ленинградского горного института была неоднократно доказана полная согласованность поведения платины и палладия в процессе металлургического передела.

Проведенные химические анализы прежде всего показали, что содержание платиноидов в отдельных пробах файнштейна комбинатов Североникель и Норильского колебалось довольно в широких пределах. Так, содержание платиноидов в файнштейнах Североникель было от 50 до 85 г/т, в файнштейнах Норильского комбината от 350 до 500 г/т.

Содержание платиноидов в никелево-медном сплаве (магнитная фракция) соответственно колебалась в зависимости от содержания в исходном файнштейне и от чистоты сплава, наличия в нем серы. При хорошо раскристаллизованном (медленно охлажденном) файнштейне и соответственно при отсутствии в выделенном крупном сплаве заметных количеств сростков сульфидов, содержание платиноидов в сплаве, выделенном из файнштейнов Североникеля, доходит до 800 г/т, что примерно является десятикратной концентрацией. В сплавах, выделенных из наиболее богатых платиноидами Норильских файнштейнов, содержание платиноидов доходит до 5000 г/т, т. е. имеет место примерно такая же десятикратная концентрация платиноидов по сравнению с исходным материалом.

Содержание платиноидов в сульфидных фракциях оказалось крайне незначительным. В некоторых наиболее чистых сульфидных фракциях содержание платиноидов не могло быть установлено даже при анализе 1 кг навесок. Это дает основание считать, что в процессе металлургического передела в стадии бессемерования платиноиды полностью переходят в металлическую фазу. Это имеет место в некоторых случаях уже при плавке на штейн, в котором очень часто из-за недостатка серы в шихте образуется металлическая фаза в виде железо-никелевого сплава.

При выделении сульфидных фракций практически не удается освободиться от некоторого, хотя бы и небольшого, количества сростков мелких кристаллов сплава с сульфидами. Поэтому в выделенных сульфидных фракциях обычно все-таки констатируется небольшое содержание платиноидов. Так, в сульфиде никеля, выделенном из фاینштейнов комбината Североникель содержание платины в некоторых случаях доходило до 1 г/т, а палладия до 10 г/т. В сульфиде меди содержание платины было неуволимо низкое, а палладия до 4 г/т. В сульфидных фракциях, выделенных из Норильского фاینштейна, вследствие более высокого их содержания в сплаве, количество платиноидов в сульфиде никеля, доходит до 15—30 г/т, а в сульфиде меди до 5—8 г/т.

Исходя из содержания платиноидов в пробах фاینштейна, выхода металлических фракций и содержания в них платиноидов, на основании полученных результатов можно уверенно констатировать, что платиновые металлы практически полностью концентрируются в металлической фазе фاینштейна и извлечение их в металлическую медно-никелевую фракцию будет определяться полнотой отделения металлической фазы.

В. Связь кобальта с компонентами фاینштейна

Исследование связи кобальта с составляющими фاینштейна было проведено на мономинеральных фракциях, выделенных из проб фاینштейна комбината Североникель. Позже при полупромышленных испытаниях на комбинатах Североникель и Норильском были поставлены специальные опыты с учетом количественного распределения кобальта между продуктами обогащения. Результаты химических анализов на кобальт фракций некоторых проб фاینштейна комбината Североникель приводятся в табл. 3.

Таблица 3

Пробы, из которых выделялись фракции	Содержание Co, %		
	Ni—Cu сплав	Ni ₃ S ₂	Cu ₂ S
Маложелезистый медленно охлажденный фاینштейн (1946 г.)	1,29	0,91	0,23
Маложелезистый фاینштейн, охлаждавшийся в обычных заводских условиях (1949 г.)	1,78	1,42	0,18
Маложелезистый фاینштейн, охлаждавшийся замедленно (1949 г.)	1,89	1,37	0,11
Железистый фاینштейн (железа 4,5%), охлаждавшийся замедленно	1,62	1,23	0,13

Полученные результаты однозначно показывают, что в отличие от платиноидов кобальт в фاینштейне связан не только с никелево-медным сплавом, но и с сульфидом никеля. Концентрация кобальта в никелево-медном сплаве выше, чем в сульфиде никеля; в медной сульфидной фракции содержание кобальта резко пониженное. Можно предположить, что в этой составляющей кобальт связан не с самим сульфидом меди, а с включенными в нем в виде сростков никелево-медным сплавом

и сульфидом никеля, не освобожденными при измельчении. Исходя из выхода медной сульфидной фракции (25%) можно считать, что химически и механически с сульфидом меди связано менее 10% кобальта. Последующие полупромышленные испытания уточнили эту цифру.

III. ФОРМА И КРУПНОСТЬ ВЫДЕЛЕНИЙ СУЛЬФИДА МЕДИ И СПЛАВА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СОДЕРЖАНИЯ ЖЕЛЕЗА В ФАЙНШТЕЙНЕ И УСЛОВИЙ ЕГО ОХЛАЖДЕНИЯ

Крупность и форма выделений, кристаллизующихся из расплава при его охлаждении, зависит от температуры плавления отдельных составляющих их количественных соотношений в расплаве и от скорости охлаждения расплава. Температура плавления выделений определяется химическим составом выделяющихся веществ, наличием в расплаве других составляющих, могущих давать более сложные выделения с более высокой или более низкой температурой плавления. Поэтому естественно, что в различных пробах файнштейна в зависимости от их состава и условий охлаждения констатировались неодинаковые формы и крупности выделений составляющих.

1. Крупность сульфида меди и сплава в пробах файнштейна комбината Североникель (1946 г.)

Первые пробы файнштейна комбината Североникель по химическому составу уже были охарактеризованы выше. Они были отобраны в разные стадии продувки и поэтому отличались по содержанию железа (от 12 до 1%). Кроме того условия отбора проб были также неодинаковыми. Пробы с повышенным содержанием железа (1 и 2) отбирались вычерпыванием небольшим ковшем из конвертотра и вследствие малой массы материала быстро остывали. Пробы додутаго файнштейна с небольшим содержанием железа отбирались от всей вылитой в песчаную яму и застывшей большой массы файнштейна и поэтому охлаждавшейся более медленно. Проба, взятая из центральной части плиты (3) охлаждалась толстым слоем, т. е. более медленно, чем проба, взятая от края плиты (4).

На основании замеров крупности и подсчетов было установлено, что в быстроохлажденных пробах железистого (недодутаго) файнштейна и в пробе маложелезистого файнштейна из краевых тонких частей плиты характеристики крупности выделений сульфида меди довольно близки. Основная масса включений сульфида меди лежит в пределах 10—50 μ (325 меш). Такая крупность выделений указывает на то, что для этих проб условия кристаллизации сульфида меди были примерно одинаковыми и неблагоприятными для роста выделений. В пробе, взятой из центральной толстой плиты застывшего файнштейна, основная масса выделений сульфида меди имеет крупность 50—200 μ .

Никелево-медный сплав, имеющий самую высокую температуру плавления по сравнению с другими составляющими файнштейна, кроме магнетита и платиноидов, в большинстве случаев выделяется первым. Поэтому для него условия кристаллизации в жидком расплаве наиболее благоприятны. В результате этого в пробах, взятых как с краев плиты, так и из центральной части, основная масса кристаллов сплава имеет крупность 100—300 μ , т. е. выше чем для сульфида меди. В пробах железистого файнштейна, имевших небольшие количества сплава и к тому же охлаждавшихся значительно быстрее, кристаллы сплава значительно мельче, их основная масса лежит в интервале крупности 10—50 μ .

Эти результаты минералогического анализа четко подтвердили зависимость крупности выделений составляющих файнштейн и его структуры от скорости охлаждения расплава при остывании. Замедление скорости остывания имеет результатом укрупнение его составляющих и поэтому имеется возможность регулировать крупность выделений в жела-

тельном направлении путем замедления скорости остывания расплавленной массы файнштейна. Для проверки такой возможности на комбинате Североникель была отобрана проба нормально додутаго маложелезистого файнштейна, застывавшего после выпуска из конвертора под 250 мм слоем песка засыпанного сразу на поверхность расплавленной массы. И хотя такая засыпка не обеспечивала полной изоляции файнштейна и значительного замедления скорости остывания, все-таки она отчетливо сказалась на крупности кристаллов сульфида меди и никель-медного сплава.

Минераграфический анализ такой пробы замедленно охлажденного файнштейна показал, что выделения меди значительно укрупнились и достигли 500 мк. Средняя крупность выделений сульфида меди составляла 250—300 мк, т. е. почти в три раза выше, чем в файнштейне, остывшем в обычных заводских условиях. То же самое можно сказать и относительно кристаллов никель-медного сплава, крупность которых достигла 450—500 мк, составляя в среднем 250—300 мк.

Таким образом, минераграфические исследования проб файнштейнов показали возможность укрупнения слагающих файнштейн структурных компонентов путем замедления скорости его остывания.

2. Изменение формы и крупности выделений сульфида меди и сплава путем нагрева твердого файнштейна

Для выяснения возможности изменения структуры файнштейна путем нагрева (термической обработки) уже застывшего файнштейна были взяты те же три пробы файнштейна комбината Североникель (1—3), охарактеризованные выше. С целью констатации происшедших в процессе термической обработки структурных изменений был принят минералогический анализ. Из исходного материала изготовлялись полированные шлифы, такие же шлифы были изготовлены и из материала, подвергнувшегося нагреву и медленному охлаждению. Нагрев производился в течение 10 часов при температуре 760°C (т. е. ниже, чем температура плавления наиболее легкоплавкой составляющей — сульфида никеля) в плотно закрытом тигле, вставленном во второй тигель и окруженном кусочками древесного угля для создания восстановительной атмосферы. Остывание тиглей вместе с печью производилось в течение 8 часов. Как и следовало ожидать, такая термическая обработка вызвала четко констатированные под микроскопом, заметные изменения в структуре файнштейна.

Проба железистого быстроохлажденного файнштейна (1), как было показано выше, отличается нечеткой дифференциацией и малыми размерами выделений сульфида и сульфидоферрита меди, находящегося в форме мелких эвтектических сростаний с сульфидом никеля. Средняя крупность (ширина) ветвистых выделений сульфида меди составляет около 25 мк.

Такую нечеткую дифференциацию структурных компонентов этой пробы файнштейна следует, видимо, объяснить, в первую очередь, повышенным содержанием в нем железа. Сближение температур плавления выделений, вследствие вхождения части сульфида железа в сульфиды меди и никеля в форме твердых растворов и быстрое охлаждение материала (закалка структуры) дают эвтектическую структуру выделений сульфидов.

После нагрева образца этого файнштейна при 760°C и медленного охлаждения структура файнштейна сильно изменилась. Дендриты сульфида и сульфидоферрита меди стянулись в выделения округлой и неправильной формы с преобладающими размерами 50—75 мк. Эвтектические червеобразные выделения сульфидоферрита меди также стянулись в более крупные выделения буро-песочного цвета. Такое изменение структуры, видимо, можно объяснить, в первую очередь, размягчением и перекри-

сталлизацией сульфида никеля нагретого близко к температуре его плавления. В процессе перекристаллизации сульфида никеля инородные сульфиды выталкиваются и сжимаются в более крупные агрегаты.

Быстроохлажденная проба файнштейна, взятая перед концом продувки (2) отличается от предыдущей пробы значительно меньшим содержанием железа и поэтому имеет более четкую дифференциацию структурных компонентов. Она в основном состоит только из трех компонентов. Однако быстрое охлаждение имело результатом недостаточно высокую крупность выделений сульфида меди, имеющего преобладающую крупность в интервале 20—50 μ (рис. 8). Кроме того эти выделения меди очень часто содержат внутренние включения сульфогеррита меди. Вместе с тем в пробе уже появляется в заметных количествах никелево-медный сплав в форме кристаллов прямоугольного очертания с преобладающей крупностью 25—30 μ .

После нагрева в тех же условиях, как и для пробы 1, структура этой пробы файнштейна претерпела более резкие изменения (рис. 9).

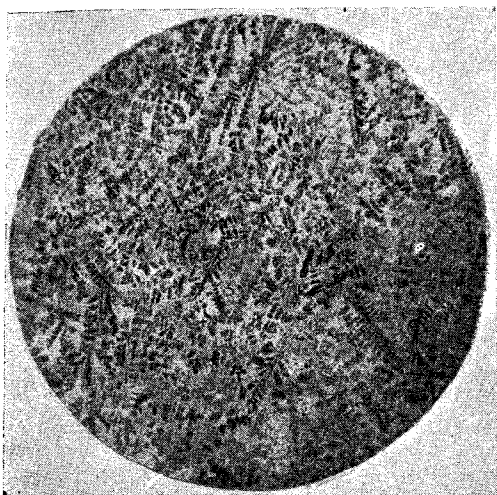


Рис. 8. Структура быстроохлажденного файнштейна. X 80

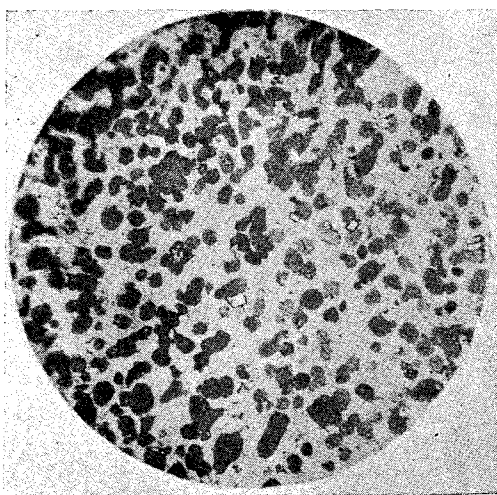


Рис. 9. Структура файнштейна, подвергнутого нагреву. X 80

Выделения сульфида меди укрупнились в среднем до 75—100 μ . Крупность кристаллов сплава изменилась в меньшей степени, хотя встречаются отдельные кристаллы, достигающие иногда 100 μ .

Эта же проба, подвергнутая нагреву при температуре 600° С в течение 18 часов (вместо 10 часов при температуре 760° С) показала более заметное укрупнение выделений сульфида меди — до 175 μ . Как при 760° С, так и при 600° С было констатировано появление на границах зерен сульфида меди мелких кристаллов никелево-медного сплава. Это получается, повидимому, в результате «самоочистки» сульфида меди при перекристаллизации. Увеличенные ранее при одновременной кристаллизации сульфида меди и сплава мелкие кристаллы последнего были вытеснены перекристаллизовавшимся сульфидом меди на периферию.

Проба малоуглеродистого файнштейна, охлаждавшегося в обычных заводских условиях (3) имела наиболее четко дифференцированную структуру по сравнению с другими пробами. Главная масса выделений сульфида меди лежит в пределах 125—150 μ , отдельные кристаллы сплава достигают примерно такой же крупности, хотя основная масса их лежит в пределах 50—120 μ . После нагрева при 760° С и для этой пробы наблюдается укрупнение зерен

сульфида меди, то же происходит и с кристаллами сплава. И в этом случае характерно появление мелких кристаллов сплава на периферии выделений сульфида меди.

Таким образом, можно считать установленным, что длительный нагрев при температуре 600—760° С и последующее медленное охлаждение файнштейна резко сказывается на его структуре. Даже для быстроохлажденного железистого материала такая термическая обработка имеет результатом заметное укрупнение размеров включений структурных составляющих файнштейна. Однако для богатого железом (10%) файнштейна, эта структура оказывается недостаточно благоприятной для последующего разделения этих составляющих. Более четкая дифференциация включений после термической обработки происходит лишь в мало-железистых (4%) файнштейнах и, в особенности, для нормально додутых, содержащих железа около 1%.

На основании минераграфического изучения проб файнштейнов, отобранных в разные этапы продувки, а также изучения структуры термообработанных образцов тех же проб можно уверенно считать, что укрупнение размеров слагающих файнштейн выделений структурных компонентов можно осуществлять двумя путями: или замедленным охлаждением в процессе застывания файнштейна или последующим длительным нагревом в интервале температур 600—760° С.

3. Характеристика проб файнштейна, подвергнутых лабораторным и полупромышленным испытаниям

Лабораторные и полупромышленные испытания разделения файнштейнов методами механического обогащения проводились почти непрерывно с 1946 по 1950 гг. За это время было испытано свыше 60 различных проб файнштейнов комбинатов Североникель и Норильского. Эти пробы отличались одна от другой как по содержанию железа (степени додувки при бессемеровании), так и по структуре (условиям охлаждения). Привести результаты минераграфического анализа всех образцов не представляется возможным, да и не является необходимым. Поэтому мы даем характеристику лишь объектов основных испытаний, причем останавливаемся, главным образом, на крупности выделений сульфида меди и никелево-медного сплава, фактора, являющегося наиболее важным для разделения файнштейнов методом механического обогащения.

А. Пробы файнштейнов комбината Североникель

Испытания проб файнштейнов Североникель проводились в три этапа. Первые лабораторные исследования в 1946—1947 гг. велись на четырех пробах (1—4), детально описанных в начале настоящей работы. Полупромышленные испытания 1948 г. по неполной схеме (разделение сульфидной части) велись на пробах — I—IV. Наконец, заключительные испытания по развернутой схеме в 1949 г. были осуществлены на 15 пробах. Вещественный состав всех этих проб был очень близким, отличие заключалось в основном в структуре и крупности выделений сульфида меди и никелево-медного сплава.

Так, в пробах I—IV, подвергавшихся полупромышленным испытаниям в 1948 г., выделяется проба 1, содержавшая повышенное количество железа (около 1,7%). В этой пробе содержание никелево-медного сплава было наименьшее и он оказался в форме кристаллов средней крупности (около 100 μ). Проба IV по структуре и крупности выделений оказалась близкой к пробе 1, но отличалась более высоким содержанием никелево-медного сплава. Остывшие в сравнительно близких условиях пробы II и III, естественно, оказались близкими и по структуре. Выделения сульфида меди в форме дендритов и округлых выделений в них имеют размеры в пределах 50—200 μ . Кристаллы сплава достигают иногда размеров 1—2 мм.

Пробы файнштейнов, подвергавшиеся испытаниям на полупромышленной установке комбината Североникель в 1949 г.¹, отличались от ранее испытывавшихся вариаций в содержании железа (от 0,6 до 4,5%). Кроме того, отбор проб производился от материала остывавшего в различных условиях: некоторые партии файнштейна остывали в обычных заводских условиях, т. е. в песчаных ямах слоем 250—300 мм; некоторые пробы отбирались в жидком виде и медленно охлаждались в ошлакованных ковшах с засыпкой поверхности еще жидкого файнштейна 200—300 мм слоем песка. Поэтому, как и следовало ожидать, форма и крупность выделений основных структурных составляющих и их взаимная связь (характер срастания) в отдельных пробах отличались.

Пробы маложелезистого медленно охлаждавшегося файнштейна отличаются крупными выделениями сульфида меди, часто образующего дендриты. В таких пробах преобладающая крупность основной массы — включений сульфида меди, лежит в пределах 100—200 μ , иногда ширина ветвей дендритов достигает 450 μ и даже более.

Никелево-медный сплав в таких пробах выделился в виде крупных кристаллов прямоугольного очертания крупностью 100—120 μ . Сплав включен или непосредственно в сульфиде никеля или образует тесно сросшиеся агрегаты с сульфидом меди.

Пробы файнштейна, охлаждавшегося в обычных заводских условиях отличаются меньшей крупностью выделений сульфида меди 50—120 μ ; выделения сплава более мелкие 50—75 μ , они окаймляют выделения сульфида меди, иногда находятся внутри их. В виде самостоятельных выделений в сульфиде никеля сплав встречается редко, иногда он образует совместные агрегаты с сульфидом меди до 30 μ .

Структура файнштейнов с повышенным содержанием железа (4,5%) отличается от структуры файнштейнов с содержанием железа менее 1% более сложной структурой и меньшей крупностью включений. Для железистых файнштейнов, как было показано выше, замедление охлаждения резко сказывается в отношении более четкой дифференциации структурных составляющих. Но даже и в случае замедленного охлаждения железистого файнштейна крупность выделений сульфида меди и, в особенности, никелево-медного сплава получается ниже по сравнению с маложелезистыми файнштейнами.

Таким образом, минераграфический анализ большого числа шлифов из файнштейнов комбината Североникель показал, что они имеют вполне благоприятную структуру для возможностей разделения никелевых и медных составляющих методами механического обогащения. Замедленное охлаждение во всех случаях имеет результатом укрупнение размеров этих составляющих и обеспечивает их более четкую дифференциацию.

Б. Пробы файнштейнов Норильского комбината

Лабораторные и полупромышленные испытания разделения Норильских файнштейнов проводились на следующих семи пробах (табл. 4).

Повышенное содержание меди в Норильских файнштейнах в случае замедленного охлаждения расплава в ковше имеет результатом расслаивание сульфида меди и сульфида никеля. Поэтому структура этих файнштейнов отличается неоднородностью. Макроскопически, а тем более под микроскопом, иногда встречаются сплошные поля сульфида меди и сульфида никеля. Но несмотря на расслаивание и неоднородность структуры Норильских файнштейнов, характер и форма выделений основных составляющих (сульфид меди и никелево-медный сплав) оказались такими же, как и в файнштейнах Североникеля, отличие было лишь в количественном соотношении структурных компонентов.

¹ Пробы от плавов 89, 152, 203, 262, 265, 269 и т. д.

Таблица 4

Номер пробы	Условия получения охлаждения	Содержание, %	
		Cu	Ni
1—Н ^а	Охлаждение в обычных заводских условиях в песчаной яме	44,11	30,70
1—Н	Охлаждение в футерованном ковше	31,45	44,20
2—Н	Охлаждение в футерованном ковше	40,02	34,30
3—Н	Охлаждение в обычных заводских условиях	42,63	33,84
4—Н	Охлаждение в футерованном ковше. Для опытов отобран материал, обогащенный сульфидом меди	52,57	28,69
5—Н	Сульфидирован в ковше	39,86	33,22
6—Н	Охлаждение в обычных заводских условиях	44,81	32,15

Образец файнштейна, охлаждавшегося в обычных заводских условиях (проба I—Н^а), показал типичную структуру смеси трех составляющих (рис. 10). Выделения сульфида меди (темносерые включения) имеют вытянутую форму и преобладающие размеры 70×200 μ . Сульфид никеля заполняет промежутки между выделениями сульфида меди. Выделения сплава имеют обычно прямоугольные очертания и крупность 30—50 μ .

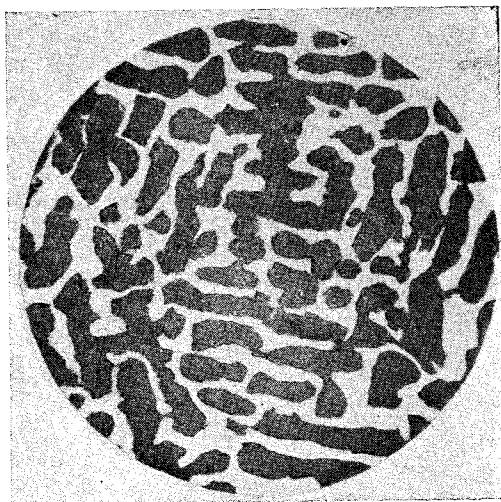
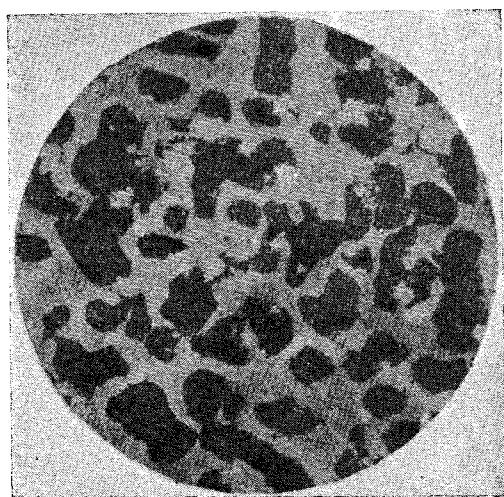


Рис. 10. Структура высокомедистого файнштейна, охлаждавшегося в обычных заводских условиях. X 80

Структура образца файнштейна, медленно охлажденного в ковше (проба I—Н), заметно отличается от структуры рядового файнштейна вследствие расслаивания. В шлифе пробы из верхнего слоя блока основная часть поля заполнена сульфидом меди, сульфид никеля (светлая составляющая) заполняет лишь небольшие промежутки между крупными дендритами сульфида меди, выделения сплава спорадические. Нижний слой файнштейна имеет обычную структуру, аналогичную структуре файнштейнов Североникеля, так как в этом слое соотношение меди к никелю составляет примерно 1 : 1. Выделения сульфида меди имеют

размеры 500—700 μ , промежуточные поля сульфида никеля также достигают значительных размеров. То же можно сказать и относительно никелево-медного сплава. Он выделился в форме крупных кристаллов (300—400 μ), в которых иногда имеются включения сульфида меди.

Охлаждавшаяся в футерованном ковше проба файнштейна (2-Н) характеризуется наличием крупных выделений сульфида меди, промежутки между которыми заполнены сульфидом никеля. Выделения сплава обычные. В отдельных участках застывшего файнштейна наблюдалось резкое понижение содержания меди и в шлифах все поле было представлено сульфидом никеля, в котором сульфид меди был в форме мелких включений единичных зерен. Для этой пробы характерно наличие значительного количества магнетита в форме мелких кристаллов, иногда густо включенных в выделениях сульфида меди и никеля.

Две другие пробы (3-Н и 6-Н), охлаждавшиеся толстым слоем в песчаной яме, по структуре оказались близкими к предыдущей пробе (2-Н).

На микрофотографиях (рис. 11) показана форма крупных выделений сульфида меди в этих пробах.

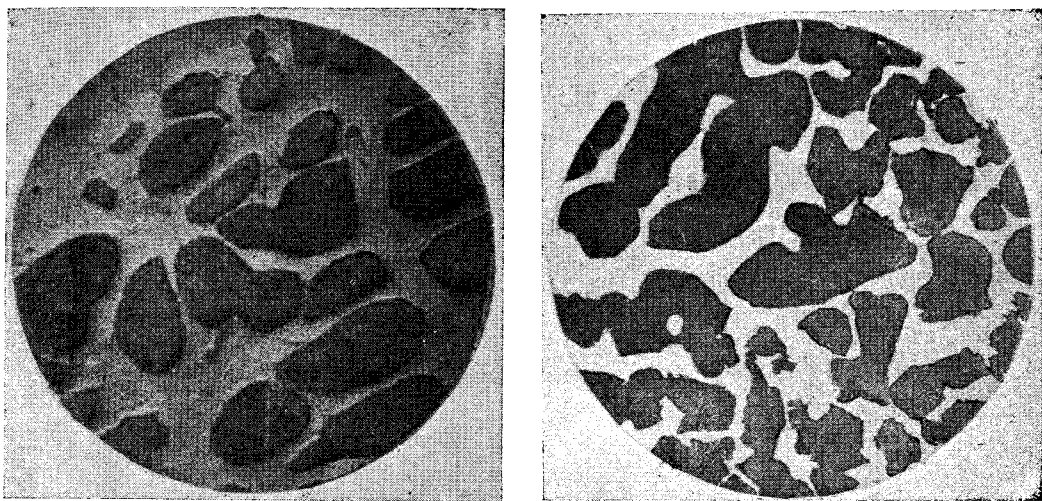


Рис. 11. Структура файнштейна, охлаждавшегося замедленно. X 80

Проба 4-Н отбиралась следующим образом. После медленного охлаждения файнштейна в футерованном ковше, вызвавшего заметное расслаивание, файнштейн был раздроблен на куски 50—75 мм и из него был отобран материал, по внешнему виду обогащенный сульфидом меди. В шлифах под микроскопом было констатировано преобладание выделений меди в форме дендритов и округлых зерен с небольшими промежутками, заполненными сульфидом никеля.

Несколько своеобразной по составу оказалась проба файнштейна, сульфидированная в ковше (5-Н). Она, прежде всего, отличается ничтожным содержанием металлической фазы, представленной спорадическими мелкими кристаллами никелево-медного сплава. Выделения сульфида меди в большинстве случаев представлены ветвистыми дендритами (рис. 12), а иногда узкими пластинчатыми выделениями. Сульфид никеля в этой пробе обнаруживает отчетливую неоднородность, видимо, за счет поглощения избыточной серы и образования наряду с Ni_3S_2 сульфидов никеля более богатых серой. Таким образом, структура сульфидированного файнштейна представлена четко дифференцированными выделе-

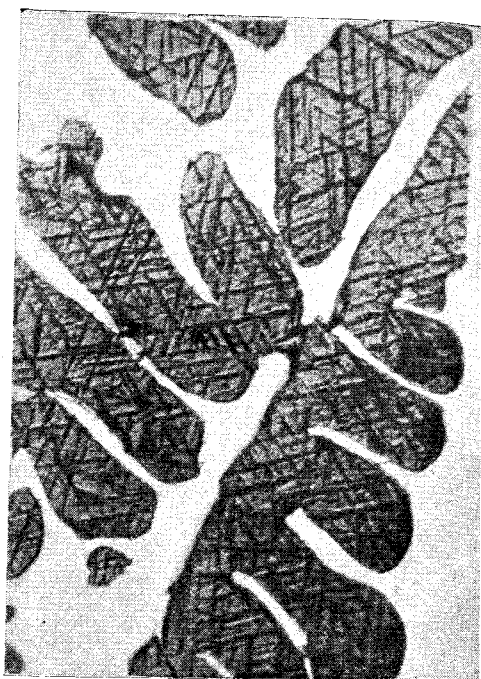


Рис. 12. Структура сульфидированного файнштейна, охлаждавшегося в ковше

ниями, разделение которых после измельчения, вероятно, не будет представлять особых трудностей.

В. Характеристика крупности структурных компонентов файнштейна

Из приведенных результатов минераграфического анализа большого количества образцов файнштейна видно, что крупность выделений сульфида меди и никелево-медного сплава варьирует в широких пределах в зависимости от условий получения и охлаждения файнштейна. Фактор крупности подлежащих разделению слагающих файнштейн компонентов имеет основное значение для последующих операций обогащения. В частности, для установления необходимой степени измельчения с целью разведения сростков компонентов, далеко недостаточно иметь данные о размерах их включений по среднему диаметру, обычно определяемому

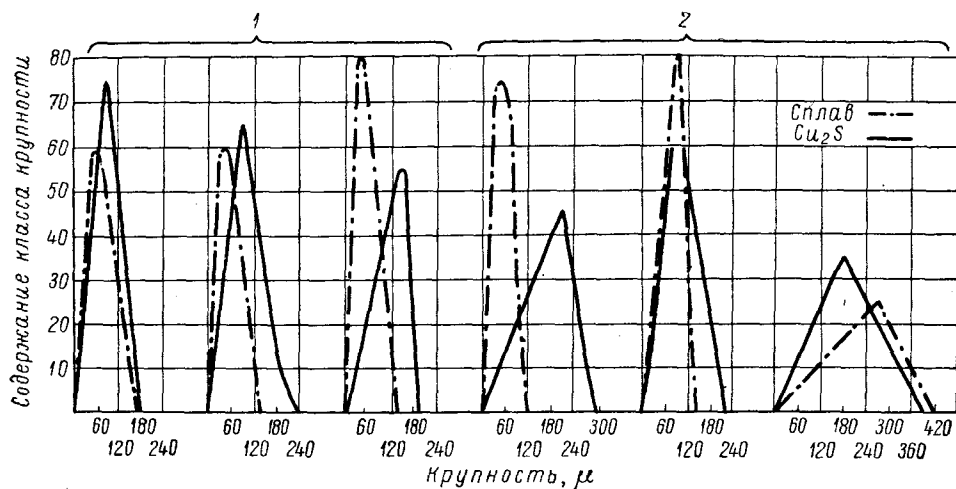


Рис. 13. Распределение по крупности компонентов в файнштейнах:

1—файнштейны, охлажденные в обычных заводских условиях; 2—файнштейны медленно охлажденные

под микроскопом. Более точным является определение минимальных размеров (в нашем случае минимального размера ширины ветвей дендритов сульфида меди) или размера меньшего диаметра в случае округлых включений. Приняв такую методику определения минимальных размеров отдельных включений в файнштейн, проводились замеры почти во всех шлифах из образцов файнштейнов, подвергнутых полупромышленным испытаниям.

Полученные результаты показывают, что в файнштейнах, охлаждавшихся в обычных заводских условиях, крупность основной массы включений сульфида меди лежит в пределах 60—120 мкм. Примерно, в таких же интервалах находится в большинстве образцов и крупность кристаллов никелево-медного сплава. Однако в некоторых пробах значительная часть выделений сплава бывает мельче, крупность их лежит в интервале 30—90 мкм. Но, в общем, для большинства рядовых проб файнштейна кривые распределения крупности включений сульфида меди и сплава могут быть сведены к трем типам, представленным на рис. 13 (левые графики).

В файнштейнах, охлаждавшихся замедленно в яме под слоем песка или в футерованном ковше с засыпкой поверхности песком, как было показано, крупность выделений сульфида меди и сплава резко увеличивается. Основная масса включений сульфида меди (в зависимости от скорости охлаждения) лежит в пределах крупности 120—180 мкм и часто в интервале 180—240 мкм. В пробах медленно охлажденного файнштейна с повышенным содержанием железа иногда средние размеры ширины

ветвей дендритов приближались к размерам типичным для файнштейнов, охлаждавшихся в обычных заводских условиях и лежали в интервале крупности 60—120 μ (пробы 262, 272, 282).

Крупность выделений никелево-медного сплава в медленно охлажденных файнштейнах чаще всего была в пределах 100—180 μ , иногда достигая крупности 180—360 μ .

В железистых файнштейнах она обычно была ниже и лежала в интервале крупности 60—120 μ .

Сводные кривые распределения по крупности структурных компонентов медленно охлажденных файнштейнов даны на рис. 13 (правые графики).

Суммируя результаты минераграфического и химического исследований медно-никелевых файнштейнов, с точки зрения возможности их разделения методами механического обогащения, можно прийти к следующим выводам.

Состав, форма и крупность выделений основных составляющих файнштейна определяются степенью его десульфуризации и условиями последующего охлаждения. В маложелезистых файнштейнах (нормально додутых и с содержанием железа менее 1%) при медленном охлаждении и застывании сульфид меди типа халькозина и никелево-медный сплав выделяются в форме крупных включений, достигающих размеров 100—300 μ . Состав этих составляющих дает основания применению для их выделения флотационного процесса для сульфида меди и электромагнитной сепарации для никелево-медного сплава. Неблагоприятным фактором для извлечения из файнштейна сульфида меди в некоторых случаях является весьма развитые межфазные границы дендритов сульфида меди, сульфида никеля и сплава. Вследствие этого, несмотря на значительные общие размеры дендритов сульфида меди, освобождение его из сростков с другими составляющими возможно лишь при измельчении всей массы файнштейна до размеров, отвечающих размерам ширины ветвей дендритов, т. е. до 50—75 μ (—200 и —325 меш). Благоприятным фактором для разделения является полное отсутствие или небольшое количество мелких эмульсионных включений сульфида меди в сульфиде никеля.

Аналогичные выводы можно сделать и в отношении никелево-медного сплава. Часть его всегда кристаллизуется одновременно с сульфидом меди, что имеет результатом образование весьма сложных и тесных сростаний сплава с сульфидом меди, полностью не разъединяемых даже при тонком измельчении (—325 меш). Поэтому в магнитном продукте неизбежно присутствие некоторых количеств сульфида меди (до 10—12%). Важным обстоятельством для применения методов механического обогащения при разделении файнштейнов является, установленная химическим исследованием, концентрация в сплаве всех благородных металлов, содержащихся в исходном файнштейне.

Файнштейны, содержащие повышенное количество железа, имеют более сложную структуру и состав. В них появляется дополнительная составляющая — сульфферрит меди, по химическому составу и свойствам близкая минералу борниту. В быстро охлажденных файнштейнах сульфферрит меди образует тонкие эвтектические сростания с сульфидом никеля, разделение которых вряд ли практически осуществимо даже при весьма тонком измельчении. Замедленное охлаждение таких файнштейнов или термическая обработка дают укрупнение выделений сульфферрита меди и более четкую дифференциацию всех структурных составляющих файнштейна, что позволяет рассчитывать на возможность разделения методами механического обогащения и файнштейнов с повышенным содержанием железа.

На основании изложенного выше, можно сделать вывод, что медно-никелевые файнштейны, с точки зрения их структуры и состава,

являются не более сложным объектом для механического обогащения, чем природные минеральные образования. Больше того, структуру медно-никелевых файнштейнов можно регулировать в благоприятном направлении путем вариации условий получения и последующего охлаждения, чего нельзя делать с природными минеральными образованиями. Все это дало основание рассчитывать на возможность успешного разделения медно-никелевых файнштейнов методами механического обогащения, что и было подтверждено последующими лабораторными и полупромышленными испытаниями.

IV. РАЗДЕЛЕНИЕ ФАЙНШТЕЙНОВ МЕТОДАМИ МЕХАНИЧЕСКОГО ОБОГАЩЕНИЯ

Результаты химических и минераграфических исследований показывают, что файнштейны представляют ассоциацию четко индивидуализированных включений структурных компонентов. Эти компоненты: сульфид меди, сульфид никеля и медно-никелевый сплав, в соответствии с различием их физико-химических свойств, могут поддаваться разделению методами механического обогащения. Для выделения меди был применен флотационный процесс, а для выделения сплава — магнитная сепарация.

Испытания по разделению файнштейна проводились по обычной методике, а полученные результаты представлены общепринятыми таблицами содержания и распределения металлов в продуктах обогащения.

С целью более глубокого анализа результатов основных опытов разделения файнштейнов оценка флотируемости минерала, а также селективности процесса производилась по методу, рекомендованному профессором К. Ф. Белоглазовым. Для сопоставления результатов опытов применялись:

а) изменение величины $\lg \frac{1}{1-\varepsilon}$,

где ε извлечение компонента, выраженное в долях единицы;

б) показатель селективности процесса $S = \frac{\lg \frac{1}{1-\varepsilon_1}}{\lg \frac{1}{1-\varepsilon_2}}$,

где ε_1 и ε_2 извлечения в концентрат разделяемых минералов.

При исследовании возможности разделения файнштейнов методами механического обогащения в лабораторных и ползуаводских условиях было испытано более 60 проб файнштейнов (общим весом около 80 т) различных по составу и скорости охлаждения. Как показали опыты, поведение файнштейна в процессе обогащения зависит от содержания в нем железа. Поэтому все испытанные пробы разбиты на две группы по содержанию железа.

1. Маложелезистые файнштейны

Эти пробы с содержанием железа меньше 1%, как было показано выше, отличаются повышенным содержанием медно-никелевого сплава и более крупной кристаллизацией компонентов. Сплав ковкий, наиболее крупная его часть после измельчения файнштейна легко выделяется на сите 200 меш. Ковкость сплава проявляется очень малым изменением выхода класса 200 меш при увеличении продолжительности измельчения сверх известного предела. Для установления действительной степени измельчения сульфидной части файнштейна необходимо предварительное выделение частиц сплава магнитной сепарацией.

2. Маломедистые файнштейны

Для исследования разделения файнштейнов методами механического обогащения в комбинате Североникель, в разное время работы плавильного цеха, были отобраны пробы нормально додутых файнштейнов при различных условиях охлаждения (табл. 5).

Таблица 5

Номер плавки	Содержание, %				
	Cu	Ni	Co	Fe	S
З	31,06	48,92	—	0,34	19,32
II	32,00	45,12	—	0,30	20,68
III	34,43	42,11	—	0,72	20,64
IV	34,46	42,21	—	0,24	20,48
34	38,88	41,20	0,88	1,42	22,52
41	31,52	44,60	0,88	0,72	21,34
42	35,72	41,40	0,85	0,89	22,00
43	37,32	39,10	0,86	0,86	21,64
45	33,44	42,34	0,87	0,94	22,03
48	34,14	41,40	0,86	0,59	21,81
49	33,24	43,20	0,83	0,83	22,52
72	25,56	47,66	0,94	0,71	21,01
89	32,84	42,46	0,81	1,01	21,49
152	37,97	39,38	0,61	0,67	—

Пробы от плавов 3 и с IV по 152 охлаждались в обычных заводских условиях в песчаной яме при толщине плиты 200—250 мм и весе плиты 8 т. Пробы от плавов II, III охлаждались также в песчаной яме под слоем песка около 250 мм, при толщине плиты 200—250 мм и весе ее приблизительно 8 т. Кроме того, от плавки 89 была отобрана проба (около 10 т), остывавшая в футерованном в один кирпич ковше.

А. Лабораторные исследования

Для лабораторных опытов пробы файнштейна дробились на щековых дробилках и валках до 1 мм. Измельчение перед флотацией производилось в шаровой мельнице при $t : ж : ш = 1 : 0,5 : 7$. Флотация проводилась в аппаратах с механической аэрацией. Основная флотация проводилась в аппарате емкостью 1000 см³, а перечистная — 350 см³, при окружной скорости импелера 250—270 м/мин. Известь загружалась в сухом виде, а все остальные реагенты вводились в виде водных растворов. Исключение составляют пенообразователи подаваемые в пульпу в виде спиртовых растворов.

При проведении опытов флотации было проверено влияние на показатели разделения: крупности измельчения, расхода реагентов — извести, едкого натра, кальцинированной соды, соснового масла, крезолы и бутилового ксантата (при порционной и единовременной загрузке). Проведенные опыты показали, что лучшие результаты разделения получаются при измельчении сульфидной части файнштейна до —325 меш и высоких значениях рН равных приблизительно 12, создаваемых, как известью, так и щелочью. Применение крезолы вместо соснового масла позволяет получить более чистый ценный продукт — медный концентрат. Для выделения сплава продукты флотации перечищались ручным магнитом.

Опыты флотации с расходом бутилового ксантата от 80 до 330 г/т (пробы II, III и IV) показали, что лучшие результаты были получены при общем расходе ксантата 210—260 г/т.

Пробы медленно охлажденного файнштейна дают лучшие результаты разделения при более высоком расходе ксантата, а остывшие в заводских условиях при его пониженном расходе. В этих условиях флотации можно получить продукты, указанные в табл. 6.

Продукт	Содержание, %		Распределение, %	
	Cu	Ni	Cu	Ni
Медный концентрат	70—73	7—5	68—48	7—3
Никелевый концентрат	2—10	62—69	3—10	50—65
Промежуточный продукт	38—60	32—15	12—35	7—17

Состав выделенного сплава колеблется в следующих пределах: меди 20—22% и никеля 68—74% при содержании серы 2—7%. Зависимость показателей разделения от расхода ксантата выражается более четко

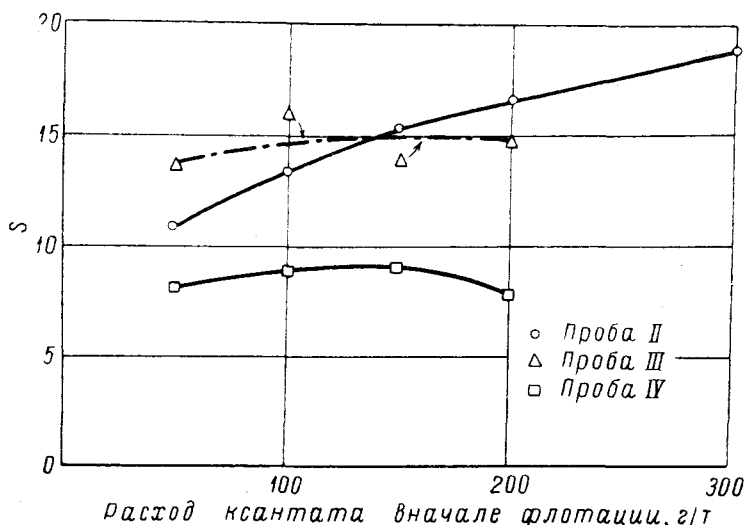


Рис. 14. Показатель селективности для медных концентратов

при рассмотрении основной флотации сульфидной части файнштейна (рис. 14, 15). При увеличении расхода ксантата с 80 до 180—230 г/т показатель селективности для медного концентрата удваивается при значительном увеличении извлечения меди, а для никелевого концентрата увеличивается почти в четыре раза.

Удлинение времени основной флотации до 15—20 мин. позволяет значительно повысить извлечение меди в медный концентрат, почти не снижая его качества. Содержание меди в никелевом концентрате, при этом снижается до 1,5—2,5%, а показатель селективности для никелевых концентратов возрастет с 30 до 70.

Для проверки устойчивости полученных результатов разделения были проведены, в одинаковых условиях, опыты обогащения на десяти пробах охлажденного в заводских условиях файнштейна.

Результаты¹ этих опытов показывают, что показатели разделения

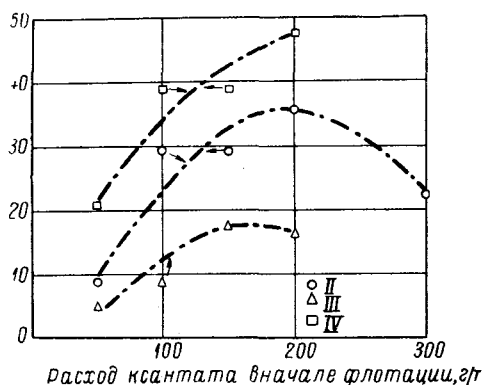


Рис. 15. Показатель селективности для никелевых концентратов

¹ Для каждой пробы технологические показатели представлены средневзвешенными показателями двух параллельных опытов.

для 9 проб из десяти близки. Пределы колебания показателей разделения не превышают погрешности лабораторного эксперимента принятого масштаба (табл. 7).

Таблица 7

Продукт	Содержание, %		Распределение, %	
	Cu	Ni	Cu	Ni
Медный концентрат	70—74	4—7	70—86	3—7
Никелевый концентрат	2—6	65—70	2—8	56—71
Сплав	14—24	58—71	7—12	18—25
Промежуточный продукт	10—55	20—60	2—17	4—14
Никелевый концентрат + сплав	—	—	—	80—92

Результаты лабораторных и полужаводских опытов разделения одной и той же пробы показывают, что показатели разделения полужаводских опытов значительно выше.

Несколько отличаются, от приведенных выше, результаты разделения пробы фэйнштейна с повышенным (около 4%) содержанием железа. Полученные при разделении этой пробы результаты характерны для железистых фэйнштейнов, изучению разделения которых посвящен специальный раздел настоящей работы.

В условиях выработанного режима были проведены опыты разделения фэйнштейна завода Печенга-Никель. Соотношение меди к никелю в этих фэйнштейнах — около 0,5. Результаты разделения наиболее типичных опытов этого фэйнштейна приведены в табл. 8.

Таблица 8

Продукт	Содержание, %		Распределение, %	
	Cu	Ni	Cu	Ni
Медный концентрат	68,70	9,36	62,0	4,6
Никелевый концентрат	5,22	66,54	8,6	59,2
Сплав	23,15	66,54	19,2	29,7
Промежуточный продукт	37,10	38,40	10,1	6,5
Исходный материал по расчету	26,89	50,09	100,0	100,0

Таким образом, при разделении фэйнштейнов Печенга—Никель получают продукты близкие по составу и показателям разделения к получаемым при разделении фэйнштейнов комбината Североникель.

При проведении лабораторных опытов флотации, наравне с конечными продуктами разделения, получались промежуточные продукты. Минералогические исследования этих продуктов показали, что одновременно с некоторым количеством сростков в промежуточных продуктах присутствуют свободные зерна сульфидов. Для понижения выхода промежуточного продукта в лабораторных опытах испытаны:

а) отмывка пенного продукта водой с последующей перемывкой флотацией;

б) отмывка пенного продукта растворами сульфида натрия с последующей отмывкой водой и флотационной перемывкой;

в) доизмельчение промежуточного продукта с последующей флотацией;

г) флотация переплавленного промежуточного продукта.

Отмывка медного концентрата водой с последующей флотационной перемывкой дает некоторое снижение выхода оборотного продукта.

Обработка медного концентрата растворами сернистого натрия мало сказывается на результатах перемывочной флотации и не имеет преимуществ перед отмывкой водой.

Доизмельчение промежуточного продукта с последующей его флотацией и объединением соответствующих продуктов показывает небольшое повышение извлечения меди в медный концентрат.

Флотация переплавленного промежуточного продукта и объединение соответствующих продуктов дает удовлетворительные результаты, которые приведены в табл. 9.

Таблица 9

Продукт	Выход, %	Содержание, %		Распределение, %	
		Cu	Ni	Cu	Ni
Объединенный медный концентрат	29,3	70,5	7,45	73,5	4,5
Объединенный никелевый концентрат	48,3	4,5	66,00	7,5	66,0
Объединенный сплав	22,4	23,5	65,00	19,0	29,5

Лабораторные опыты, проведенные на 15 пробах, отобранных от различных плавок с различным составом файнштейна, показали:

- а) вполне надежные и устойчивые показатели разделения;
- б) возможность получения при разделении продуктов, состав которых приведен в табл. 10;

Таблица 10

Продукт	Содержание, %	
	Cu	Ni
Сульфидный медный концентрат	69—74	4—8
Сульфидный никелевый концентрат	2—6	65—69
Сплав (магнитный продукт)	14—25	58—72
Промежуточный продукт	10—50	20—60

в) промежуточный продукт после переплавки может быть reassigned при незначительном снижении качества сульфидных концентратов. Качество сульфидных концентратов (особенно никелевого) легко регулируется при флотационном процессе;

г) распределение кобальта одинаково с распределением никеля. Потери никеля и кобальта в медных концентратах составляют 4—8% каждого;

д) из замедленно охлажденных файнштейнов, по сравнению с обычно охлажденными, получается лучший по качеству медный концентрат. Никелевый концентрат содержит повышенное количество меди. Однако незначительное увеличение расхода ксантата или увеличение времени флотации позволяет значительно снизить содержание меди в никелевом концентрате;

е) распределение палладия несколько отличается от распределения кобальта. Основное количество палладия, а, следовательно, и платиноидов (более 90%) концентрируется в сплаве. Потери платиноидов в медном концентрате невелики.

Б. Полупромышленные испытания

Полупромышленные испытания разделения маломедистых файнштейнов проводились в исследовательском цехе комбината Североникель.

Разделение сульфидной части. Отсутствие электромагнитных сепараторов, второй мельницы и вспомогательного оборудования на имеющейся полузаводской установке комбината Североникель позволило, в первый период работы, проверить в укрупненном масштабе только флотационное разделение сульфидной части файнштейна. В течение четырех месяцев 1948 г. были испытаны 2 пробы медленно охлажденного файнштейна и одна охлажденная в обычных заводских усло-

виях общим весом 15 т. Минераграфическая характеристика этих проб (II, III и IV) приведена выше (табл. 5).

Материал перед флотацией дробился до 10 мм на щековых дробилках и доводился до крупности 1,2 мм на валках. Этот материал поступал в мокрое измельчение в шаровую мельницу 750 × 330 мм при 55—60 об/мин, работавшую в замкнутом цикле с речным классификатором длиной 3000 мм, шириной 300 мм. Измельчение регулировалось на выдачу материала в сливе классификатора крупностью 90—95 % — 325 меш. Работа мельницы в замкнутом цикле с классификатором характеризуется, приведенными в табл. 11, ситовыми анализами продуктов измельчения и классификации при содержании твердого в сливе классификатора 30—32 %.

Таблица 11

Продукт	Результаты ситового анализа, %			
	+100 меш	—100+200 меш	—200+325 меш	—325 меш
Слив мельницы	33—35	11—22	16—22	30—34
Пески классификатора	33—38	13—14	20	25—28
Слив классификатора	—	0,5—1	2—11	89—96

Работу измельчения затрудняло накопление, в циркулирующей нагрузке, медно-никелевого сплава. Для поддержания циркулирующей нагрузки в назначенных пределах приходилось через определенные промежутки снимать часть песков классификатора в количестве 20—25 % от всей массы перерабатываемого файнштейна. В качестве приближенного метода опробования на содержание сплава в продуктах измельчения была применена магнитная сепарация. В результате такого опробования было установлено распределение компонентов для двух проб медленно и обычно охлажденных (табл. 12).

Таблица 12

Продукт измельчения	III проба (медленно охлажденная)				IV проба			
	сульфид		сплав		сульфид		сплав	
	выход, %	распределение, %	выход, %	распределение, %	выход, %	распределение, %	выход, %	распределение, %
Слив классификатора	67,2	82	5,5	31	73,4	87	5,6	37
Пески классификатора	15,0	18	12,3	69	11,3	13	9,7	63

Из приведенных результатов видно, что в слив классификатора и далее во флотацию поступало 82—87 % сульфидной массы файнштейна.

Минералогическим анализом было установлено, что сплав накапливающийся в песках классификатора представлен довольно сложными сростками с сульфидами меди. Для проверки возможности выделения, максимально освобожденного от сульфидов, сплава были проведены опыты доизмельчения песков классификатора в той же мельнице в открытом цикле. Результаты этих опытов приведены в табл. 13.

Приведенные цифры свидетельствуют о весьма интенсивном измельчении сульфидов. Магнитная сепарация и просмотр под микроскопом продуктов доизмельчения показали, что сплав при этом практически отделяется от сульфидов. Содержание серы в нем падает до 3—5 %.

Готовый продукт измельчения — слив классификатора — насосом подавался в агитатор, откуда самотеком поступал во флотомашину. Флотация проводилась во флотомашине, состоящей из 8—9 камер емкостью 8 л каждая.

Таблица 13

Продукт	Выход класса, %			
	+100 меш	—100+200 меш	—200+325 меш	—325 меш
Исходный материал (пески классификатора)	32,8	14,1	25,6	27,5
Слив мельницы при питании 100% от исходного	21,2	9,6	20,1	49,6
Слив мельницы при питании 20% исходного	21,6	9,9	16,9	51,6

При разделении сульфидной части файнштейна было испытано несколько схем флотации. Эти схемы отличались друг от друга количеством перемешивания полупродуктов флотации. Также были проведены опыты с доизмельчением полупродуктов. Результаты разделения с выводом оборотного продукта приведены в табл. 14.

Таблица 14

Продукт	Содержание, %		Распределение, %	
	Cu	Ni	Cu	Ni
Медный концентрат	71—74	5—7	60—80	3—6
Никелевый концентрат	4—8	64—66	6—10	79—86
Промежуточный продукт	32—53	25—44	9—33	8—17

Замкнутый цикл флотации дал результаты, указанные в табл. 15.

Таблица 15

Продукт	Содержание, %		Распределение, %	
	Cu	Ni	Cu	Ni
Медный концентрат	69—70	5—8	90	10
Никелевый концентрат	6—8	65	10	90

На основе проведенных опытов можно сделать следующие выводы.

1. Результаты полупромышленных испытаний флотационного разделения трех проб файнштейна полностью подтвердили выводы лабораторных исследований о разделении сульфидов меди и никеля.

2. Минераграфическим анализом установлено наличие значительного количества свободных зерен: сульфидов никеля и меди, а также частиц мелкого сплава в промежуточном продукте и особенно в никелевом концентрате. Полученные результаты разделения нельзя считать предельными. Надлежащий режим флотации и введение магнитной сепарации несомненно должны повысить качество разделения.

3. Результаты ползаводских испытаний показали возможность разделения файнштейна, охлажденного в обычных заводских условиях, с приемлемыми показателями разделения, что находится в полном согласии с данными минераграфических анализов, показывающих примерно одинаковую крупность включений во всех трех пробах.

Разделение файнштейна. Разделение файнштейна по полной схеме — флотация и электромагнитная сепарация — проводилось в 1949 г. на переоборудованной установке комбината Североникель. В технологическую схему разделения предполагалось включить два электромагнитных сепаратора. Однако к началу работы удалось изготовить только один сепаратор, второй был закончен лишь к концу испытаний. Отсутствие второго магнитного сепаратора не позволило улавливать тонкий сплав, вынесенный в слив классификатора перед флотацией. При анализе результатов разделения сульфидной части,

приведенных ниже в этом разделе, в пробах для химического анализа сплав выделялся ручным магнитом, а для «балансовых проб» продукты флотации накапливались в течение 5—6 восьмичасовых смен и пропускались через магнитный сепаратор, размыкающий цикл тонкого измельчения. При производительности сепаратора до 30—40 *кг/час* (ширина ленты 30 *мм*, скорость 30 *м/мин*) сплав выделялся нацело. Более форсированный пропуск материала, как показали опыты, имеет результатом недоизвлечение сплава (5—10 %) из сульфидных продуктов. Поэтому извлечение сплава в этом случае падает соответственно до 90—95 %. Это указывает на необходимость перерешетки немагнитного продукта.

Разделение файнштейна проводилось по схеме замкнутого цикла с возвратом промежуточного продукта в голову флотации, а в полузамкнутом цикле флотации выводился от перерешетки медного концентрата.

Файнштейн перед обогащением дробился на щековых дробилках, валках и доводился до крупности 1,2—1,5 *мм*. Дробленный материал поступал в мокрое измельчение в стержневую мельницу (750 × 330 *мм* при 55—60 *об/мин*), работавшую в полузамкнутом цикле с речным классификатором длиной 3000 *мм* и шириной 300 *мм*. Часть циркулирующей нагрузки (50 % от исходного) направлялась в шаровую мельницу (таких же размеров), слив из которой поступал на мокрый магнитный сепаратор для выделения медно-никелевого сплава. Измельчение регулировалось на выдачу материала крупностью 100 % — 325 меш. При содержании твердого в сливе классификатора 30—31 %, работа мельниц в замкнутом цикле с классификатором характеризуется ситовыми анализами продуктов измельчения и классификации, приведенными в табл. 16.

Таблица 16

Продукт	Результаты ситового анализа, %			
	+100 меш	—100+200 меш	—200+325 меш	—325 меш
Слив стержневой мельницы	32—34	14—16	17—18	36— 38
Пески классификатора	32—35	16—18	19—20	32— 34
Слив классификатора	—	—	1— 0	99—100

Следовавшая за измельчением агитация проводилась в обычной пропелерной мешалке, а флотация в двенадцатикамерной флотомашине с емкостью камер 8 л каждая.

Для выяснения влияния крупности выделений сульфида меди и сплава были подвергнуты разделению пробы файнштейна (табл. 17).

Таблица 17

Номер плавки	Содержание, %					Ni:Cu
	Cu	Ni	Co	Fe	S	
152	39,38	37,97	0,61 1,01	0,67	—	0,97
89/I	32,97	42,10	0,80	1,26	21,06	1,27
89/II	32,97	42,75	0,93	1,69	20,64	1,30

Пробы 89/I и 152 весом около 8 т каждая охлаждались в обычных заводских условиях в песчаной яме при толщине плиты 200—250 *мм*. Проба 89/II из той же плавки, что и проба 89/I и примерно такого же веса охлаждалась в футерованном в один кирпич ковше.

Разделение файнштейна остывавшего в обычных заводских условиях. Лабораторные опыты флотации этой пробы файнштейна показали возможность получения удовлетворительных

результатов с выводом небольшого количества оборотного продукта. Поэтому полузаводские испытания разделения фэйнштейна были начаты по схеме с полузамкнутым циклом флотации.

Разделение фэйнштейна с выводом промежуточного продукта медной флотации проводилось по схеме с получением четырех продуктов: никелево-медный сплав — магнитный продукт, медный концентрат — пенный продукт, никелевый концентрат — хвосты флотации и промежуточный продукт от перечистки медного концентрата — оборот (табл. 18).

Таблица 18

Продукт	Содержание, %		Распределение, %	
	Cu	Ni	Cu	Ni
Медный концентрат	70—75	7—2	95—84	9—2
Никелевый концентрат	1,7—2,0	65—69	2—5	77—88
Промежуточный продукт	10—25	60—45	2—4	13—15

Распределение металлов по четырем продуктам разделения приведено в табл. 19.

Таблица 19

Продукт	Содержание, %					Распределение, %				
	Cu	Ni	Co	Fe	S	Cu	Ni	Co	Fe	S
Медный концентрат	72,0	4,9	0,13	0,7	20,8	87,2	4,6	5,8	22,8	40,4
Промежуточный продукт	11,4	58,7	1,2	1,3	24,8	3,2	13,0	13,0	10,6	11,2
Никелевый концентрат	1,7	68,3	1,3	0,7	24,9	2,0	61,4	55,8	23,4	45,8
Сплав	19,5	68,4	1,8	3,9	4,2	7,6	21,0	25,4	43,2	2,6

Извлечение никеля и следующего за ним кобальта в сплав и сульфидный никелевый концентрат составляет свыше 80%, в оборотном продукте никеля и кобальта остается около 13% каждого. Потери их в медном концентрате, при высоком качестве последнего невелики и колеблются в пределах 3—5%.

Интересно отметить, что повышение расхода ксантата до 1000—1100 г/т значительно повышает прямое извлечение в медный концентрат меди до 95%, практически не понижая качества концентрата. В промежуточном продукте, при этом расходе ксантата, наблюдается относительно невысокое содержание меди. Присоединение этого промежуточного продукта к никелевому концентрату незначительно понизит его качество и позволит получить объединенный продукт с примерным содержанием меди 3% и никеля 67%. Разассигнование промежуточного продукта в замкнутом цикле флотации несомненно позволит получить продукты флотации, по качеству не ниже приведенных.

В процессе проведения полузаводских опытов разделения было отмечено, что при принятом расходе водного раствора крезол для получения приемлемых результатов разделения требуется повышенный расход ксантата, против расхода его в лабораторных опытах. Доцентом Г. В. Иллювиной было отмечено, что при замене спиртового раствора крезол водным результаты флотации ухудшаются.

Для выяснения зависимости результатов флотации от способа подачи крезол на этой же пробе фэйнштейна были проведены лабораторные опыты основной флотации:

а) водным однопроцентным раствором крезол при расходе его 75—450 г/т;

б) спиртовым 20-процентным раствором крезоло при расходе его 75 г/т;

в) неразведенным крезолом при расходе его 75 г/т.

При этом было израсходовано: ксантата 300, 600, 900 и 1200 г/т; мелкого едкого натра 4 кг/т.

Измельчение 50 мин. крупность сульфидной части 100% — 325 меш.

Продукты флотации перечищались ручным магнитом и расчет результатов производился только на сульфидную часть.

Полученные результаты (рис. 16—19) позволили сделать следующие выводы.

1. Равные расходы крезоло, введенного в виде спиртового раствора, водного и неразведенного, различно показываются на результатах флотации. Скорость флотации, а также показатели разделения, в принятых для лабораторных опытов условиях резко понижаются при замене спиртового раствора крезоло водным или неразведенным крезолом. Анализы никелевых концентратов, полученных при расходе ксантата 300 г/т и крезоло 75 г/т приведены в табл. 20.

Таблица 20

Реагент	Содержание, %		Извлечение в никелевый концентрат, %	
	Cu	Ni	Cu	Ni
Спиртовой раствор крезоло	4,54	66,00	6,2	79,3
Водный раствор крезоло	26,37	44,80	57,7	91,9

2. Для получения равноценных результатов флотации (рис. 20) при разных способах введения крезоло в пульпу (при прочих равных условиях) необходимо соблюдать условия, указанные в табл. 21.

Таблица 21

Способ разведения крезоло	Расход крезоло, г/т	Расход ксантата, г/т	Продолжительность флотации, мин.
Спиртовой раствор	75	300	15
Неразведенный	75	1200	25
Водный раствор	75	1200	25
Водный раствор	450	300	35

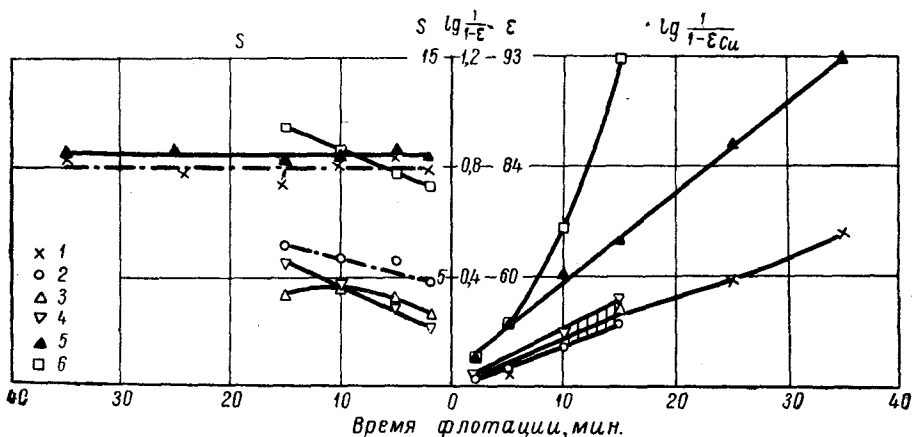


Рис. 16. Зависимость результатов флотации от подачи крезоло при расходе ксантата 300 г/т:

1—крезол неразведенный 75 г/т; 2—водный раствор крезоло 75 г/т; 3—то же 150 г/т; 4—то же 200 г/т; 5—то же 450 г/т; 6—спиртовой раствор крезоло 75 г/т

Таким образом, при работе с водными растворами крезоло (при расходе его 75 г/т) необходим расход ксантата 1200 г/т. При расходе ксантата 300 г/т требуется 450 г/т водного раствора крезоло. Показатель селективности S получается более высоким в случае применения крезоло 75 г/т и расходе ксантата 1200 г/т. При применении водного раствора крезоло показатель селективности S , в пределах испытанных расходов ксантата повышается.

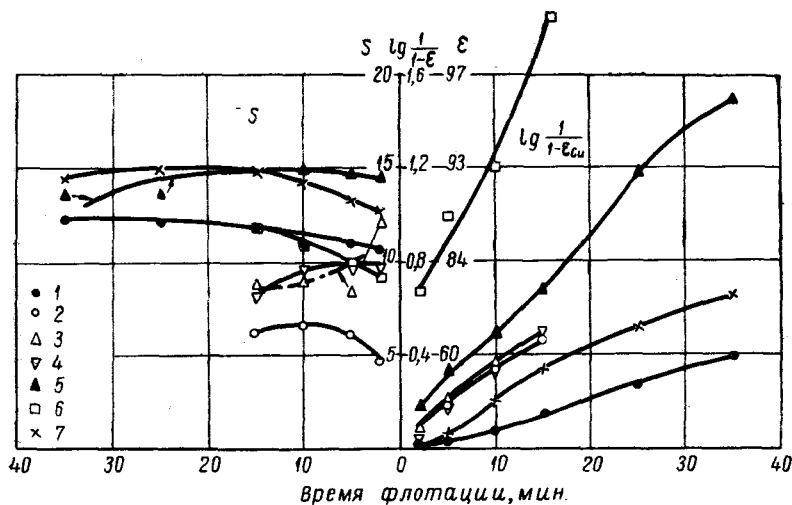


Рис. 17. Зависимость результатов флотации от подачи крезоло при расходе ксантата 600 г/т:
1—без крезоло; 2—водный раствор крезоло 75 г/т; 3—то же 150 г/т; 4—то же 200 г/т; 5—то же 450 г/т; 6—спиртовой раствор крезоло 75 г/т; 7—неразведенный крезоло 75 г/т

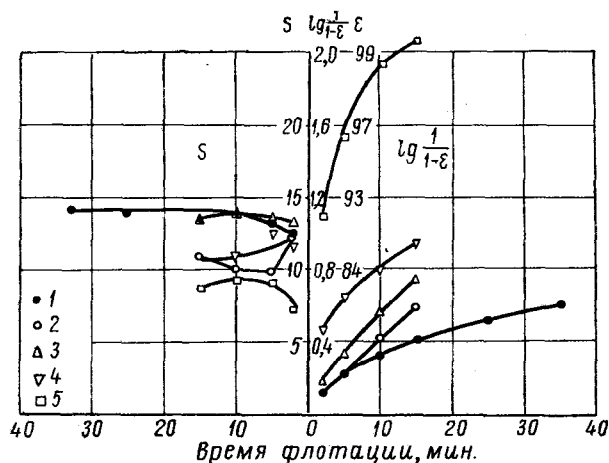


Рис. 18. Зависимость результатов флотации от подачи крезоло при расходе ксантата 900 г/т:
1—без крезоло; 2—водный раствор крезоло 75 г/т; 3—то же 150 г/т; 4—то же 200 г/т; 5—спиртовой раствор крезоло 75 г/т

Резкое снижение результатов флотации, при введении водных растворов крезоло, лежащих значительно ниже пределов его растворимости, можно объяснить осмоленностью крезоло и тем, что эта осмоленная часть нерастворима в водной среде.

3. Скорость флотации и показатели селективности зависят также от места подачи ксантата. На рис. 21 показано, как резко возрастает скорость флотации при одновременном снижении показателя селективности S , от загрузки ксантата в мельницу.

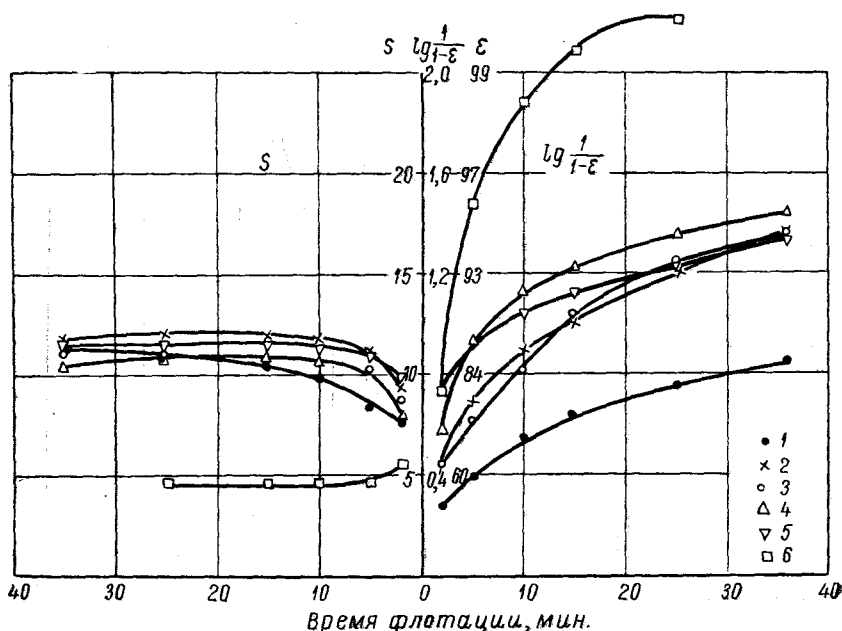


Рис. 19. Зависимость результатов флотации от подачи крезоло при расходе ксантата 1200 г/т:

1—без крезоло; 2—неразведенный крезол 75 г/т; 3—водный раствор крезоло 75 г/т; 4—то же 150 г/т; 5—то же 200 г/т; 6—спиртовой раствор крезоло 75 г/т

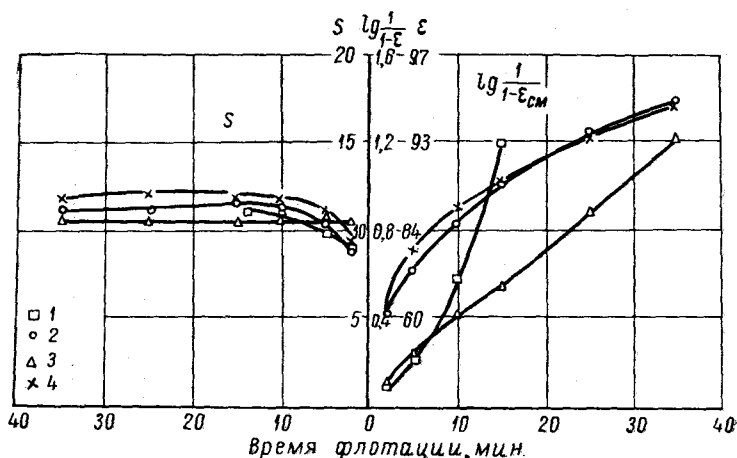


Рис. 20. Зависимость результатов флотации от подачи крезоло:

1—спиртовой раствор крезоло 75 г/т, ксантат 300 г/т; 2—водный раствор крезоло 75 г/т, ксантат 1200 г/т; 3—то же 450 г/т, ксантат 300 г/т; 4—крезол неразведенный 75 г/т, ксантат 1200 г/т

Кроме того при проведении ползаводских опытов плотность пульпы в основной флотации была выше, чем в лабораторных опытах, что при одном и том же расходе едкого натрия, значительно повышало его концентрацию. Предполагалось, что повышенная концентрация едкого натрия, депрессируя сульфид никеля, одновременно тормозит флотацию

сульфида меди. Для проверки на полузаводской установке были проведены опыты флотации при расходе щелочи 2,3 и 4 кг/т и расходе ксантата от 250 до 1200 г/т. Однако оказалось, что изменения в расходе щелочи не вызывают предполагаемого изменения в расходе ксантата (рис. 21). Приемлемые результаты разделения, даже в случае наиболее низкого расхода щелочи, получаются при расходе ксантата свыше 800—900 г/т. Эти результаты позволили наметить для дальнейших полупромышленных исследований два пути получения более высоких результатов разделения: увеличение расхода крезоло до 450 г/т, либо ксантата до 900—1200 г/т. Ограниченное наличие крезоло не позволило повысить его расход. Дальнейшие полупромышленные испытания проводились при расходе ксантата около 1000 г/т. И, хотя такой повышенный расход ксантата в данном случае не является решающим моментом, в дальнейшем этот вопрос необходимо уточнить, как в отношении возможностей снижения расхода ксантата, так и в отношении замены его другим реагентом.

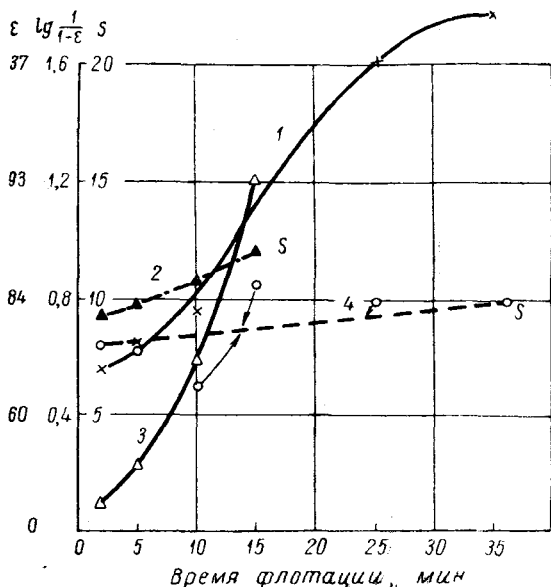


Рис. 21. Влияние места подачи ксантата на скорость флотации:

1—загрузка ксантата 300 г/т в мельницу; 2—ксантат во флотацию; 3—загрузка ксантата во флотацию; 4—ксантат в мельнице

Разделение в замкнутом цикле флотации. При работе по этой схеме промежуточный продукт, получаемый при перемешивании медного концентрата, возвращается в голову основной флотации. В результате разделения, в этом случае, получалось только три продукта. Из результатов разделения сульфидной части (слива классификатора) видно, что схема дает показатели, приведенные в табл. 22.

Таблица 22

Продукт	Содержание, %		Распределение, %	
	Cu	Ni	Cu	Ni
Медный концентрат	71—72	6—7	95—96	7—8
Никелевый концентрат	2,3—2,8	65—66	3—4	92—93

Таким образом, повышая на 1% содержание меди в никелевом концентрате, при практически неизменном медном продукте удастся разассигновать промежуточный продукт. В результате этого, прямое извлечение никеля повышается на 12—13%. Извлечение меди при замкнутом цикле флотации также значительно повышается. Суммарное извлечение меди и никеля в два сульфидных концентрата составляет 187—189%. Распределение металлов по трем продуктам дает результаты, указанные в табл. 23.

Из приведенных результатов (шесть восьмичасовых смен) видно, что извлечение никеля и кобальта в сплав и сульфидный никелевый концентрат получается выше 90% для каждого. Потери их в медном кон-

Таблица 2

Продукт	Выход, %	Содержание, %					Распределение, %				
		Cu	Ni	Co	Fe	S	Cu	Ni	Co	Fe	S
Медный концентрат	40,8	71,60	6,01	0,18	0,69	20,72	88,9	5,7	7,6	21,8	40,
Никелевый концентрат	46,0	2,52	68,11	1,42	1,04	25,58	3,5	73,1	68,0	37,5	56,
Сплав	13,2	19,36	68,27	1,78	3,95	4,40	7,6	21,2	24,4	40,7	2,

центрате невелики, хотя и несколько выше, чем при флотации с выводом оборотного продукта. Показатели разделения по меди получаются также достаточно высокие.

Разделение замедленно охлажденного файнштейна. Обработка по схеме с выводом промежуточного продукта флотации. При проведении лабораторных

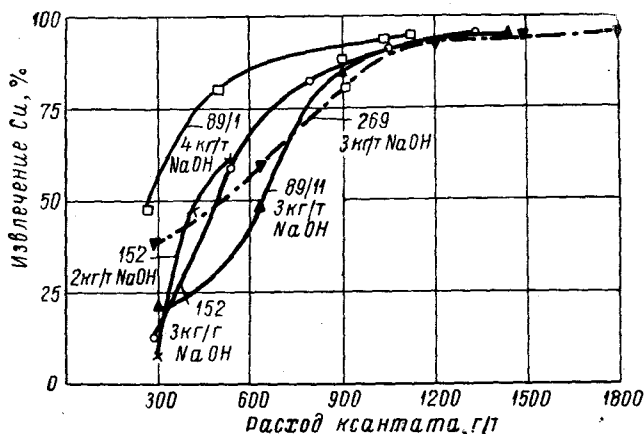


Рис. 22. Зависимость извлечения Си от расхода ксантата

опытов разделения медленно охлажденного файнштейна было отмечено, что для получения хороших результатов разделения требуется несколько повышенный расход ксантата. Полузаводские опыты (рис. 22) показали, что в принятых условиях флотации требуется расход ксантата не менее 1000 г/т. При этом расходе ксантата можно получить продукты разделения, приведенные в табл. 24.

Таблица 24

Продукт	Содержание, %		Распределение, %	
	Cu	Ni	Cu	Ni
Медный концентрат	73—75	4—2	91—94	5
Никелевый концентрат	1,8—2	68	2	73
Промежуточный продукт	6—9	65—62	2—4	22—25

Эти результаты позволили поставить длительные опыты флотации в полузаводском масштабе.

Из результатов пятнадцати восьмичасовых смен видно, что при установленном режиме флотации (расход ксантата 1100 г/т) можно уверенно получать распределение сульфидной части файнштейна, которое указано в табл. 25.

Распределение файнштейна по 4 продуктам разделения приведено в табл. 26.

Таблица 25

Продукт	Содержание, %		Распределение, %	
	Cu	Ni	Cu	Ni
Медный концентрат	75—72	3—4	90—94	3—4
Никелевый концентрат	1,4—1,7	69—67	2—2,5	75—84
Промежуточный продукт	18—10	41—60	7—4	12—20

Таблица 26

Продукт	Выход, %	Содержание, %					Распределение, %				
		Cu	Ni	Co	Fe	S	Cu	Ni	Co	Fe	S
Сплав +3 мм	1,0	16,40	73,80	2,06	2,65	3,55	0,5	1,7	2,3	2,1	0,2
Сплав —3 мм	13,5	17,98	68,88	1,91	5,06	2,38	7,5	21,6	29,7	52,3	1,6
Медный концентрат	38,2	73,96	3,44	0,09	0,60	19,19	86,7	3,0	3,9	17,4	37,3
Никелевый концентрат	37,5	1,37	68,88	1,17	0,72	25,40	1,6	60,4	50,3	20,6	48,6
Промежуточный продукт	9,8	12,16	57,87	1,23	1,02	24,67	3,7	13,3	13,8	7,6	12,3
Исходный по расчету	100,0	32,48	42,81	0,87	1,31	19,66	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Исходный по анализу	—	32,25	42,59	0,92	1,79	21,40	—	—	—	—	—

Из табл. 26 видно, что извлечение никеля и кобальта в сплав и сульфидный никелевый концентрат получается выше 80% и в оборотный продукт 13%. Содержание меди в никелевом концентрате низкое (1,49), также невелики потери никеля и кобальта в медном концентрате. Содержание и извлечение меди в медном концентрате достаточно высокое.

Разделение в замкнутом цикле флотации проводилось по той же схеме, как и для нормально охлажденного файнштейна. При проведении опытов в условиях флотационного режима пробы 89/I было отмечено повышенное содержание меди в никелевом концентрате (в хвостах флотации) и более высокое содержание меди в медном концентрате: 74—75% против 71—72% для пробы 89/I. Повышение плотности пульпы в перемешивающей флотации с 20% твердого до 26—28% позволило снизить содержание меди в никелевом концентрате с 4 до 2,4—2,8%, т. е. довести его до содержания, близкого к полученному при разделении файнштейна, охлажденного в обычных условиях.

При разделении сульфидной части медленно охлажденного файнштейна можно получить показатели, приведенные в табл. 27.

Таблица 27

Продукт	Содержание, %		Распределение, %	
	Cu	Ni	Cu	Ni
Медный концентрат	70—73	4—6	95—96	4—7
Никелевый концентрат	2,4—2,8	66—67	4—5	93—96

Из таблицы видно, что суммарное извлечение металлов в два концентрата близко 190%.

Извлечение никеля и кобальта в сплав и сульфидный никелевый концентрат обычно выше 95% при содержании меди в никелевом концентрате (по показателям лучших смен) 2—2,5%.

Потери никеля и кобальта в медном концентрате также невелики. Показатели для медного концентрата получаются достаточно высокие. Сводные показатели разделения в замкнутом цикле флотации указаны в табл. 28.

Таблица 2

Продукт	Содержание, %				Распределение, %			
	Cu	Ni	Co	Fe	Cu	Ni	Co	Fe
Медный концентрат	72—75	2—4	0,1	0,7	86—90	2—4	5	19
Никелевый концентрат	2—4	65—67	1,4	1,0	3—6	73—74	66	33
Сплав	18—19	69—71	2,0—2,1	4,9	7—8	24—25	29	48

Минераграфический анализ никелевых и медных концентратов показал, что в них находится незначительное количество зерен других сульфидов и сростков минералов. Результаты этого анализа дали основание предполагать, что разделение медленно охлажденного, более четко раскристаллизованного файнштейна методами механического обогащения будет возможно проводить при более крупном измельчении, чем для рядового заводского файнштейна. Для выяснения этого вопроса были проведены опыты флотации с различной плотностью пульпы в сливе классификатора: 30, 35 и 40% твердого. Каждый опыт длился в течение двух восьмичасовых смен.

Из результатов этих опытов видно, что уже незначительное увеличение крупности помола от 99—100 до 96—97% — 325 меш влечет за собой увеличение содержания меди в никелевом концентрате с 2,5 до 4%, почти не сказываясь на качестве медного концентрата. Таким образом, медленное охлаждение файнштейна не дает возможности повысить крупность измельчения без заметного снижения качества показателей. Это, видимо, объясняется сложностью взаимного прорастания даже крупных выделений сульфидов меди и никеля.

На основании полученных на полупромышленной установке результатов электромагнитного и флотационного разделения проб рядового заводского и замедленно охлажденного файнштейна можно сделать следующие выводы.

1. Сульфидная часть файнштейна при отрегулированном процессе устойчиво разделяется на медный и никелевый концентраты. При флотации с выводом оборотного продукта получаются результаты, приведенные в табл. 29.

Таблица 29

Продукт	Способ охлаждения	Содержание, %		Распределение, %	
		Cu	Ni	Cu	Ni
Медный концентрат	Нормальный	70—72	4—7	95—90	5—8
	Замедленный	72—75	3—4	95—93	3—4
Никелевый концентрат	Нормальный	1,7—1,8	67—68	2—2,5	77—88
	Замедленный	1,4—1,7	68	2—2,2	75—84

2. При флотации в замкнутом цикле результаты разделения отличаются незначительным повышением содержания меди в никелевом концентрате (табл. 30).

3. Результаты флотации проб файнштейна в открытом и замкнутом цикле показывают неизменность качества медных концентратов вне зависимости от условий охлаждения. Содержание и потери никеля, а следовательно, и кобальта в медных концентратах при флотации медленно охлажденного файнштейна ниже, чем при флотации файнштейна охлажденного в заводских условиях. Это имеет место как в замкнутом, так и в открытом цикле флотации.

Т а б л и ц а 30

Продукт	Способ охлаждения	Содержание, %		Распределение, %	
		Cu	Ni	Cu	Ni
Медный концентрат	Нормальный Замедленный	71—72	6—7	95—96	7—8
		70—73	4—6	95—96	4—7
Никелевый концентрат	Нормальный Замедленный	2,5—2,8	65—66	3—4	92—93
		2,4—2,8	66—67	3,5—4	93—96

4. Содержание меди, никеля и кобальта в сплаве для обоих случаев практически одинаково. В сплаве, выделенном из файнштейна охлажденного в заводских условиях, наблюдается некоторое повышение содержания серы. Выход сплава при разделении файнштейна, полученного в условиях замедленного охлаждения, незначительно выше.

3. Файнштейны с повышенным содержанием меди

Для проверки возможности разделения файнштейнов с повышенным содержанием меди, получаемых Норильским комбинатом, было отобрано 7 проб общим весом 25 т, с разным соотношением меди к никелю (табл. 31).

Т а б л и ц а 31

Номер пробы	Содержание, %					Cu : Ni
	Cu	Ni	Co	Fe	S	
2—Н	40,02	34,30	0,25	2,35	19,66	1,2
3—Н	42,63	33,84	0,24	0,94	19,85	1,2
5—Н	39,86	33,22	0,25	1,51	24,40	1,2
6—Н	44,81	32,15	0,14	0,41	19,83	1,4
1—Н	47,11	30,70	0,30	0,44	20,63	1,5
1—На						
4—Н	52,57	28,69	0,12	0,54	16,24	1,8

Проба 4—Н представляет верхний слой остывшего в ковше файнштейна, отобранная ручной сортировкой после дробления.

Проба 5—Н — файнштейн обогащенный серой. По предложению инженеров Терпogosова В. В. и Ильичева Г. В., расплавленный файнштейн был вылит в рюмку с серой. Остывал расплав в той же рюмке.

Остальные пробы представляют собой нормальный файнштейн, выдаваемый плавильным цехом Норильского комбината. Плавка, от которой отобраны проба 2 и 3, несколько передута, кроме того, проба 2 обогащена железом за счет ошлакованного ковша, чем возможно и объясняется повышенный выход магнитного продукта. Пробы 1—Н и 2—Н остывали в ошлакованном ковше при весе пробы 6—8 т, а пробы 1—Н, 3—Н и 6—Н в обычных заводских условиях — в песчаной яме при толщине плиты 250—300 мм.

Работа по разделению этих семи проб файнштейна проводилась на полупромышленной установке комбината. В схему, имеющейся флотационной установки, был включен, изготовленный в цехах комбината, мокрый электромагнитный сепаратор. Отсутствие вспомогательного оборудования не позволило улавливать тонкий сплав вынесенный в слив классификатора перед флотацией. При анализе результатов разделения сульфидной части в пробах медного концентрата для химического анализа сплав выделяется ручным магнитом, а для балансовых проб продукты флотации отбирались в течение 5—10 восьмичасовых смен и пропускались через один и тот же магнитный сепаратор.

Разделение файнштейнов производилось по одной и той же принципиальной схеме (рис. 23). Упрощенная схема отличается от основной отсутствием магнитной сепарации сульфидных концентратов. Отсутствие второй мельницы необходимого размера не позволило непрерывно, в процессе работы, выделять сплав из цикла измельчения. Сплав в течение рабочей недели накапливался в циркуляционной нагрузке тонкого измельчения. За 4—6 часов до остановки прекращалась подача файнштейна в мельницу и во флотацию поступал материал за счет измельчения циркуляционной нагрузки. После остановки флотации, оставшаяся циркуляционная нагрузка, содержащая приблизительно 90 % сплава, направлялась на мокрую магнитную сепарацию.

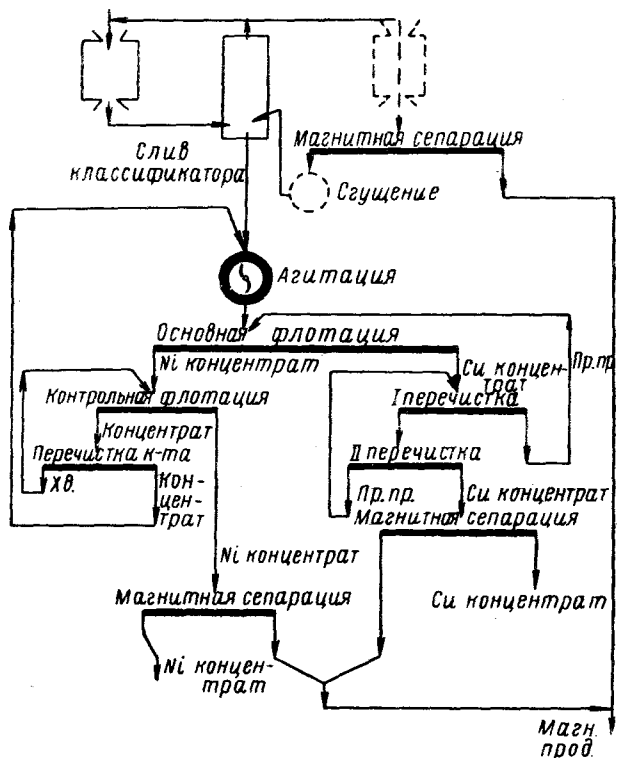


Рис. 23. Качественная схема

со спиральным классификатором длиной 1840 мм, диаметром спирали 200 мм и числом оборотов 16—18 в минуту. Слив классификатора регулировался на выдачу материала 95—100% — 325 меш при содержании твердого 30%. Слив классификатора подавался в агитатор, откуда самоотеклом поступал во флотацию. Флотация проводилась в двух шестикамерных машинах с емкостью каждой камеры у одной машины 8, а у другой 9 л. Распределение камер флотомашины и их емкость по операциям флотации приведены в табл. 32.

Таблица 32

Операция	Число камер	Рабочая емкость, л
Основная флотация	3	24
I переучетка медного концентрата	2	16
II переучетка медного концентрата	1	8
Контрольная флотация	5	45
Переучетка концентрата контрольной флотации	1	9

А. Влияние скорости охлаждения

Для выяснения влияния скорости охлаждения фанштейна на результаты его флотационного разделения были отобраны от двух плавов фанштейна по две пробы. Одна проба от каждой плавки, весом 4—6 т, охлаждалась в ковше, а другая, того же веса, в песчаном прудке при толщине плиты 250—350 мм.

Разделение фанштейнов, остывавших в обычных заводских условиях. Лабораторные опыты разделения, проведенные на пробе охлажденного в обычных условиях фанштейна, показали возможность получения продуктов при относительно небольшом выходе оборотного продукта (табл. 33).

Таблица 33.

Продукт	Cu, %	Ni, %
Никелевый концентрат	3	65
Медный концентрат	72	5
Сплав	26	64

При проведении ползаводских опытов в замкнутом цикле флотации в результате разделения получалось только три продукта: два сульфидных концентрата и сплав. Из результатов разделения сульфидной части трех проб фанштейна видно получение сульфидных концентратов, приведенных в табл. 34.

Таблица 34

Продукт	Содержание, %		$\beta_1 : \beta_2$	Распределение, %	
	Cu	Ni		Cu	Ni
Медный концентрат	71—74	6—4	13—20	94—98	9—13
Никелевый концентрат	2—4	68—66	18—35	1—3	86—91

Таким образом, при высоком соотношении меди к никелю в медном концентрате и никеля к меди в никелевом, получены высокие показатели разделения. Суммарное извлечение меди и никеля в соответствующие концентраты колеблется в пределах 180—185 %.

Из результатов разделения фанштейна на три продукта по упрощенной схеме, т. е. без магнитной сепарации сульфидных концентратов, следует, что можно получить продукты разделения высокие по качеству и, что потери никеля в медном концентрате не превышают 6—9 %, а кобальта 10—15 % (табл. 35).

Таблица 35

Продукт	Выход, %	Содержание, %			Распределение, %		
		Cu	Ni	Co	Cu	Ni	Co
Сплав	10—13	27—30	66—67	0,3—0,6	6—8	20—26	23—25
Никелевый концентрат	33—35	2,4—3,8	67—68	0,3—0,5	2—3	68—71	60—66
Медный концентрат	54—55	71—74	6—4	0,04—0,05	89—92	6—9	11—15

Магнитная сепарация медного и никелевого концентратов выделяет магнитные продукты, указанные в табл. 36.

Минераграфический анализ этих продуктов показал, что они в подавляющем большинстве представлены сростками сульфидов с магнетитом и тонкими частицами сплава.

Присоединение этих продуктов к крупному сплаву, выделенному из

Таблица 36

Продукт	Cu	Ni	Co	Fe	S	Сумма Pt+Pd
Из медного концентрата	55—56	15—18	—	4,5—4,9	17—18	414 (?)
Из никелевого концентрата	3,8—4,3	59—64	0,4—0,6	4,7—7,5	20—23	282

цикла измельчения, повышает содержание серы в нем с 2—3 до 7—9% иногда и выше, а также значительно повышается содержание железа за счет магнетита.

При магнитной сепарации сульфидных концентратов можно получить продукты, указанные в табл. 37.

Таблица 37

Продукт	Выход, %	Содержание, %			Распределение, %		
		Cu	Ni	Co	Cu	Ni	Co
Сплав	17—18	33—35	54—56	0,3—0,4	13—14	28—29	31—32
Медный концентрат	50—53	71—74	6—4	0,08—0,04	84—85	6—8	9—12
Никелевый концентрат	30—31	1,5—3,5	67—68	0,3—0,4	1—2	63—65	58—60

Из таблицы видно, что в этом случае значительно повышается выход сплава с возрастанием в нем содержания серы и меди. Преимущество этой схемы — практически полное извлечение платиноидов в сплав. Состав флотационных концентратов при перечистке их магнитной сепарацией мало меняется.

Результаты проведенных исследований показывают полную возможность разделения рядовых заводских файнштейнов, с повышенным содержанием меди и содержанием железа менее 1%, с получением высоких по качеству концентратов и высокими показателями разделения. Показатели разделения, при равных по качеству концентратах, зависят от соотношения меди к никелю в исходном, так как потери никеля в медном концентрате тем выше, чем выше выход медного концентрата, а выход медного концентрата находится в прямой зависимости от этого соотношения.

Разделение замедленно охлажденных файнштейнов. Лабораторные опыты разделения, проведенные на пробе (1—Н) охлажденного в ковше файнштейна, показали возможность получения продуктов, указанных в табл. 38.

Таблица 38

Продукт	Cu, %	Ni, %	Co, %	S, %
Никелевый концентрат	1,2—2,3	69,6	0,46	26,0
Медный концентрат	73—77	1,8	0,03	20,6
Сплав	22,8	68,9	0,62	4,3

Выход оборотного продукта в этих условиях оказался небольшим.

Полузаводские опыты разделения замедленно охлажденного файнштейна проводились на двух пробах (1—Н и 2—Н), охлажденных в ковше, весом 4—6 т каждая. Результаты разделения сульфидной части файнштейна показывают возможность получения концентратов с показателями разделения, приведенными в табл. 39.

Таблица 39

Продукт	Содержание, %		$\beta_1 : \beta_2$	Распределение, %	
	Cu	Ni		Cu	Ni
Медный концентрат	70—73	4—6	15—19	96—98	7—16
Никелевый концентрат	3—4	63—66	23—26	2—4	84—93

При разделении фاینштейна по упрощенной схеме, т. е. без магнитной сепарации сульфидных концентратов получаются продукты с показателями разделения, указанными в табл. 40.

Таблица 40

Продукт	Выход, %	Содержание, %			Распределение, %		
		Cu	Ni	Co	Cu	Ni	Co
Сплав	10	26	67	0,6	6	19	21
Никелевый концентрат	40	3,3	63	0,5	4	74	70
Медный концентрат	50	72	5	0,05	90	7	9

При разделении этого типа фاینштейна получаются показатели близкие к полученным при разделении фاینштейна охлажденного в заводских условиях.

Из замедленно охлажденных фاینштейнов этого типа при магнитной сепарации сульфидных концентратов получаются продукты с распределением, приведенным в табл. 41.

Таблица 41

Продукт	Выход, %	Содержание, %			Распределение, %		
		Cu	Ni	Co	Cu	Ni	Co
Сплав	12—30	28—33	61—43	0,4	7—25	25—37	50
Никелевый концентрат	29—30	2,5—2,6	67—68	0,4	1,8—1,9	58—66	44
Медный концентрат	40—60	73—74	4—5	0,04—0,07	91—74	10—5	6

Выход сплава 30%, полученный при разделении пробы 2—Н, не является характерным, так как ковш, подготовленный для охлаждения этой пробы был ошлакован железистым шлаком и остывавший фاینштейн обогатился магнетитом¹, повлекшим увеличение магнитного продукта почти вдвое против обычного его выхода.

Кроме перечисленных проб была подвергнута обогащению проба 4—Н. Эта проба не является типичной для плавильного цеха комбината вследствие низкого содержания серы (16%) и высокого выхода сплава. Интерес представляет вопрос разделения сульфидной части (слив классификатора) этой пробы, в которой соотношение меди к никелю около четырех. В процессе флотационного разделения этой пробы выяснилось, что для получения приемлемых продуктов обычного расхода ксантата недостаточно. Постепенное увеличение дозировки ксантата позволило значительно улучшить качество получаемых продуктов.

Достигнутые результаты разделения сульфидной части фاینштейна могут быть охарактеризованы показателями, приведенными в табл. 42.

¹ Минераграфический анализ магнитного продукта, полученного в результате магнитной сепарации медного и никелевого концентратов, показал, что этот продукт в основном представлен сульфидами с тонкими включениями магнетита и сплава.

Таблица

Продукт	Содержание, %		$\beta_1 : \beta_2$	Распределение, %	
	Cu	Ni		Cu	Ni
Медный концентрат	75—76	1—2	75—38	96—98	5—7
Никелевый концентрат	6—7	63—64	9—11	2—4	93—95
Слив классификатора	60—57	15—18	4—3	—	—

Распределение металлов по трем продуктам при проведении разделения по упрощенной и полной технологической схеме показано в табл. 44.

Таблица

Продукт	Содержание, %			Распределение, %		
	Cu	Ni	Co	Cu	Ni	Co
Никелево-медный сплав	29,10	67,80	0,20	12,1	52,5	38,0
Никелевый концентрат	5,87	65,26	0,25	2,2	44,8	41,4
Медный концентрат	76,50	1,28	0,04	85,7	2,7	20,6

Разделение с магнитной сепарацией сульфидных концентратов при ведено в табл. 44.

Таблица 4

Продукт	Содержание, %			Распределение, %		
	Cu	Ni	Co	Cu	Ni	Co
Никелево-медный сплав	37,56	52,29	0,17	23,1	59,7	49,1
Никелевый концентрат	4,87	66,12	0,22	1,5	38,0	32,2
Медный концентрат	76,52	1,27	0,04	75,4	2,3	18,7

Показатели разделения в этом случае значительно занижены необычайно высоким выходом сплава, что, вероятно, обязано передуву файнштейна.

Приведенные данные свидетельствуют о технической возможности разделения файнштейнов с высоким соотношением меди к никелю, с приемлемым составом получаемых продуктов и высокими показателями разделения.

Полупромышленные опыты разделения файнштейнов с повышенным содержанием меди, охлажденных как в обычных условиях, так и замедленно, показывают следующие результаты.

1. Сульфидная часть файнштейна при отрегулированном процессе устойчиво разделяется на медный и никелевый концентраты,

2. Содержание и потери никеля, а следовательно, и кобальта в медных концентратах получаемых при флотации медленно охлажденных файнштейнов несколько ниже, чем при флотации файнштейнов охлажденных в обычных условиях,

3. Полученные продукты разделения по своему составу близки продуктам, полученным в результате разделения файнштейнов комбината Североникель.

Б. Разделение сульфидированного файнштейна

По предложению Норильского комбината было испытано разделение файнштейна с повышенным содержанием серы и незначительным содержанием сплава. Для получения такого материала в рюмку, в которую предварительно загрузили около 200 кг серы, было залито 2 т нормального файнштейна и образовавшийся сернистый расплав был оставлен остывать. В результате этой операции получился материал с содержа-

нием серы 24,4% и медно-никелевого сплава 0,1%. Повышенное содержание железа в пробе (1,5%) и относительно малая масса остывшего материала сказались на раскристаллизации фاینштейна и, собственно, на результатах последующей флотации. Реагентный режим, принятый при флотации нормальных фاینштейнов, не позволил получить высоких показателей разделения. Лишь при повышенном расходе щелочи повлекшем, в свою очередь, увеличение расхода ксантата были получены приемлемые результаты разделения, приведенные в табл. 45.

Таблица 45

Продукт	Содержание, %		Распределение, %	
	Cu	Ni	Cu	Ni
Медный концентрат	67—69	4—8	96—97	7—12
Никелевый концентрат	2,5—3,3	66—67	3—4	88—93
Слив классификатора	38—39	32—33	—	—

Минералогический анализ медных концентратов, проведенный старшим минералогом Геологического Управления Норильского комбината О. М. Лобачевой, показал наличие довольно сложных сростков медных и никелевых минералов, чем и объясняется относительно высокое содержание никеля в медном концентрате.

Распределение основных компонентов приведено в табл. 46.

Таблица 46

Продукт	Выход, %	Содержание, %				Распределение, %			
		Cu	Ni	Co	Pt+Pd, г/т	Cu	Ni	Co	Pt+Pd, г/т
Сплав	0,1	31,58	57,01	0,26	1 520	0,1	0,2	0,1	0,3
Никелевый концентрат	45,5	2,84	67,02	0,43	621	3,2	92,4	87,8	57,1
Медный концентрат	54,4	70,62	4,50	0,05	388	96,7	7,4	12,1	42,6

Приведенные результаты свидетельствуют о принципиальной возможности разделения фاینштейнов с повышенным содержанием серы на два продукта. Выход сплава в этом случае незначителен и не сказывается на показателях разделения. Кроме того концентрация платиноидов в сплаве невелика. Платиноиды распределяются в основном между сульфидными концентратами. Ограниченное количество сульфидированного фاینштейна не дало возможности проверить полученные результаты при более длительной работе установки.

Результаты полупромышленных испытаний по разделению фاینштейнов с повышенным содержанием меди полностью подтверждают данные, полученные предшествующими работами Ленинградского горного института и свидетельствуют о том, что:

1) разделение проходит с хорошими показателями надежно и устойчиво;

2) сульфидные концентраты, полученные при разделении всех испытанных проб, близки по составу (рис. 24);

3) потери никеля в медных концентратах, при примерно одинаковом составе сульфидных концентратов, пропорциональны выходу медного концентрата (рис. 25), в свою очередь зависящего от соотношения меди к никелю.

4. Железистые фاینштейны

В целях повышения извлечения кобальта в фاینштейн, представляет несомненный интерес изучение возможности разделения железистых недодутых фاینштейнов. Для исследований были отобраны, в плавильном

цехе комбината Североникель, пробы недодутых файнштейнов, охлажденных в разных условиях (табл. 47).

Пробы от плавов 1—1 остывали в песчаной яме, причем пробы 192 и 196 остывали в плите при относительно большой массе 6—7

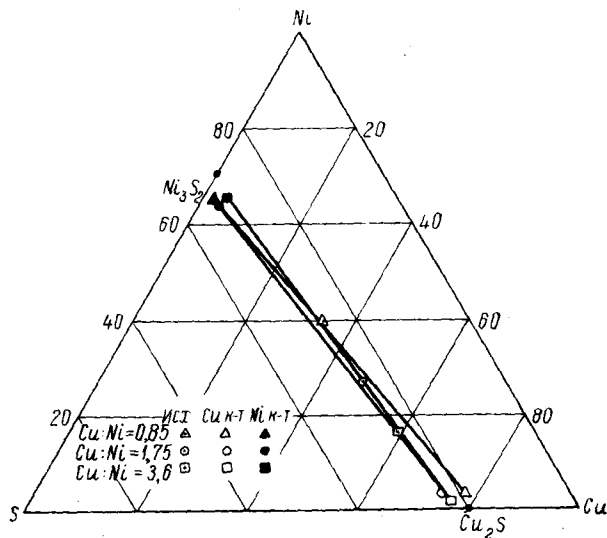


Рис. 24. Разделение сульфидной части файнштейна в зависимости от соотношения $\text{Cu} : \text{Ni}$

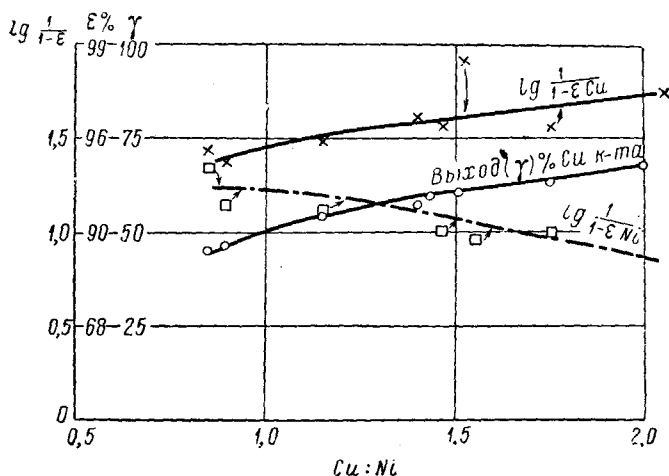


Рис. 25. Зависимость показателей разделения от $\text{Cu} : \text{Ni}$

а пробы от плавов 101, 102, 108, 138 и 1 остывали в небольшом количестве 150—200 кг каждая. Пробы от плавов 203—282 остывали в оплакованном ковше при весе пробы от 1,5 до 4 т. От плавки 203, кроме того, была отобрана еще одна проба из песчаной ямы при толщине плиты 150—250 мм и весе 6—7 т.

Отобранные пробы файнштейнов были подвергнуты разделению флотацией и электромагнитной сепарацией в лабораторных и полужаводских условиях.

А. Лабораторные исследования

Лабораторные опыты разделения железистых файнштейнов были проведены в условиях близких к вышеописанным в опытах с нормаль-

Номер плавки	Содержание, %			
	Cu	Ni	Fe	S
1	35,70	38,70	1,69	22,85
101	31,77	43,06	1,80	21,93
102	31,60	42,66	1,89	21,96
192	32,21	42,73	1,90	—
196	32,84	43,22	1,82	—
108	30,14	45,89	3,98	—
138	38,14	36,02	4,14	23,39
1	24,14	35,21	11,08	28,97
282	29,86	45,70	1,32	21,61
269	33,51	41,13	1,49	20,45
267	34,65	40,52	1,77	21,69
288	34,14	40,42	1,88	21,93
276	33,77	41,23	1,94	21,38
281	28,22	44,97	1,99	22,56
262	25,83	44,45	2,98	20,98
272	31,75	41,01	3,48	21,62
265	28,87	43,65	3,11	21,99
203	27,84	42,53	—	21,63

ными файнштейнами. Эти опыты показали, что результаты разделения зависят от содержания железа и ухудшаются с увеличением последнего. В файнштейнах с повышением содержанием железа резко понижается прямое извлечение и содержание меди в медных концентратах при одновременном увеличении содержания никеля. Соотношение меди к никелю в медных концентратах, полученных из этих файнштейнов, значительно ниже, чем в аналогичных концентратах, полученных при разделении маложелезистых файнштейнов. Хорошие по составу никелевые концентраты относительно легко получаются при содержании железа в файнштейнах приблизительно 4 %.

Низкие результаты разделения объясняются, в первую очередь, тонкой структурой срастания компонентов и более сложным минералогическим составом — наличием тонко диспергированных сульфидов меди.

Возможность повышения крупности выделений, за счет более медленного охлаждения исходного расплава, не вызывает сомнений. Проведенные лабораторные опыты обогащения перекристаллизованного материала подтвердили это предположение. Даже проба 1, с содержанием железа около 11 %, практически не поддававшаяся разделению, после расплавления и замедленного охлаждения, показала значительное улучшение в результатах разделения.

Чтобы проследить влияние крупности выделений были специально приготовлены пробы замедленно охлажденных файнштейнов. С этой целью при отборе проб недодутых файнштейнов, от плавки 108 было залито в песчаную яму небольшое количество (150—200 кг) расплавленного файнштейна и засыпано сверху слоем песка 250—300 мм, что дало некоторое замедление охлаждения. От плавки 203 проба весом 3—4 т была залита в ошлакованный ковш, что дало еще более замедленное остывание. Опыты флотации этих проб в ранее принятых условиях показали также значительное повышение показателей разделения.

Таким образом, увеличение крупности слагающих файнштейн компонентов позволило при разделении пробы, отобранной от плавки 203, получить вполне приемлемые по качеству сульфидные медный и никелевый концентраты. При разделении файнштейна (от плавки 108), замедленное остывание которого происходило быстрее пробы от плавки 203, получен приемлемый по качеству медный концентрат, а содержание меди в никелевом концентрате осталось высоким. Повышение расхода ксан-

тата до 400 г/т и выше дало понижение содержания меди в никелевом концентрате до 4% и ниже, практически не меняя качества медно концентрата.

Приведенные результаты с достаточной убедительностью показывают что для получения приемлемых результатов при разделении железистых файнштейнов методами механического обогащения необходимо замедленное охлаждение, способствующее образованию более крупных выделений сульфидов и сплава.

Полузаводские опыты разделения недодутых файнштейнов полностью подтвердили эти выводы.

Б. Полупромышленные испытания

Полупромышленные испытания разделения недодутых файнштейнов проводились на полузаводской установке комбината Североникель.

Отсутствие электромагнитных сепараторов, второй мельницы, а также вспомогательного оборудования в 1948 г. позволило проверить в укрупненном масштабе только флотационное разделение сульфидной части железистых файнштейнов.

Для исследований была отобрана проба (1) файнштейна с содержанием железа 1,7%. Расплавленный файнштейн был залит в песчаную яму и на уже застывшую темную поверхность сделана засыпка песком толщиной 250 мм. Такая изоляция песком мало способствовала медленному охлаждению тем более, что сама масса остывшего файнштейна была невелика (толщина 75—125 мм).

Лабораторные опыты основной флотации, проведенные на материале этой пробы, показали, что при обычном реагентном режиме легко получается хороший никелевый концентрат. При извлечении никеля в никелевый концентрат 75% можно получить продукт с содержанием меди в нем 5,5% и никеля 68%. При снижении извлечения никеля до 70% можно получить никелевый концентрат с содержанием меди до 3%. Качество медного концентрата, даже в первые минуты флотации, остается низким. Введением перечисток понизить содержание никеля в нем также не удалось. Результаты этих опытов вполне согласуются с приведенными ранее результатами лабораторных исследований железистых файнштейнов.

Полупромышленные опыты проводились по двум принципиальным схемам:

- а) с выводом промежуточного продукта,
- б) в замкнутом цикле флотации.

В результате испытаний по этим схемам были получены продукты, приведенные в табл. 48

Приведенные результаты показывают, что при разделении этого типа файнштейнов вполне возможно получение приемлемых сульфидных никелевых концентратов. Однако качество медных концентратов невысокое. Содержание никеля в медных концентратах не падает ниже 9%.

Просмотр под микроскопом медных концентратов показал, что сульфиды никеля в них представлены сростками лишь на 30—50% и не менее половины общего количества сульфидов никеля находится в виде мелких свободных зерен. Возможно, что при надлежащем флотационном режиме большая часть таких свободных зерен не попадет в медный концентрат и, тем самым, улучшит его качество. Но на данной ступени изучения этого процесса повысить качество медного концентрата, при разделении этого типа файнштейнов, даже за счет значительного снижения извлечения меди не удалось.

Разделение замедленно остывших файнштейнов. Для проверки результатов разделения, полученных при проведении лабораторных опытов с замедленно охлажденными недодутыми файнштейнами, были отобраны пробы от десяти разных плавок недодутых файн-

Таблица 48

Серия	Продукт	Выход, %	Содержание, %		Распределение, %	
			Cu	Ni	Cu	Ni
Только основная флотация	Медный концентрат	54—66	52—60	9—12	~96	30—20
	Никелевый концентрат	45—34	~3	~70	~4	70—80
Схема 1	Медный концентрат	40	66—64	9—11	~75	~5
	Никелевый концентрат	40—45	5—6	67—68	~5	~75
	Промежуточный продукт	12—18	35—37	—	~20	12—18
Схема 2	Медный концентрат	~50	62—65	10—13	85—90	~20
	Никелевый концентрат	~50	7—9	63—64	15—10	77—80

штейнов. При отборе проб расплавленной файнштейн заливался в охлажденный ковш, в котором и остывал. Детальные исследования возможности разделения были проведены на пробе, отобранной от плавки 203, а остальные пробы перерабатывались в выработанных условиях в течение шести восьмичасовых смен каждая.

По данным химического анализа исследуемая проба (от плавки 203) имела состав, указанный в табл. 49.

Таблица 49

Cu, %	Ni, %	Fe, %	Co, %	S, %
27,22	43,44	4,52	0,96	21,54

Исследования этой пробы также, как и в случае испытания рядовых нормально додутых файнштейнов, проводились в открытом и замкнутом циклах флотации.

Разделение с выводом оборотного продукта флотации. По этой схеме установка проработала на пробе железистого файнштейна тринадцать восьмичасовых смен. Результаты работы показали, что при разделении сульфидной части файнштейна можно получить показатели, приведенные в табл. 50.

Таблица 50

Продукт	Содержание, %		Распределение, %	
	Cu	Ni	Cu	Ni
Медный концентрат	66—68	5—4	95—93	5—3
Никелевый концентрат	1,3—1,6	66—68	2—3	85—80
Промежуточный продукт	6—20	60—45	4—10	15—20

Из полученных результатов видно, что суммарное извлечение нике- и кобальта в сплав и никелевый концентрат получается выше 85 %, потери этих металлов в медном концентрате не превышают 5 %, качества медных концентратов и извлечение меди в них высоки. Выход оборотного продукта при небольшом содержании меди составляет приблизительно 10 %.

Для проверки устойчивости полученных результатов были проведены опыты разделения проб фэйньштейна, отобранных от различных плавок т. е. с разной степенью додувки, отличающихся как по содержанию основных металлов и серы, так и железа. Каждая проба весом 1,5—2,5 отбиралась в ошлакованный ковш, в котором и остывала.

Состав испытанных проб колеблется в пределах, указанных в табл. 51.

Таблица 51

Сп, %	Ni, %	Co, %	Fe, %	S, %
От 25	40	0,8	1,4	21
до 36	45	1,0	3,6	22

Результаты химического анализа этих проб приведены выше. Разделение их проводилось по схеме и реагентном режиме, принятом для ранее испытанных проб. Каждая проба подвергалась испытанию в непрерывном процессе длительностью 6—9 восьмичасовых смен.

На основе проведенных испытаний было установлено, что методами механического обогащения можно получить продукты с показателями разделения, указанными в табл. 52.

Таблица 52

Продукт	Содержание, %				Распределение, %			
	Cu	Ni	Co	Fe	Cu	Ni	Co	Fe
Медный концентрат	68—75	3—5	0,1—0,15	0,6—4,0	69—75	3—5	3—5	12—37
Промежуточный продукт	7—32	40—68	0,8—1,5	1—3	3—7	7—19	8—19	6—12
Никелевый концентрат	1,4—1,9	66—70	1,2—1,4	0,7—2,7	2—3	56—73	52—69	18—37
С п л а в	16—20	58—70	1,4—1,9	4—11	6—12	14—23	16—30	32—51

Эти результаты (рис. 26—28) мало чем отличаются от приведенных ранее. Присоединение всего промежуточного продукта (расчетное) к никелевому концентрату показывает возможность при флотации в замкнутом цикле получения результатов аналогичных показателям при разделении проб 89/I, 89/II и 203/II.

Некоторое незначительное понижение содержания меди и никеля в соответствующих концентратах, полученных из проб железистых фэйньштейнов, возможно следует отнести за счет сульфоферритов, меди и никеля.

Потери никеля и кобальта в медных концентратах колеблются в пределах 3—5 %. Эти потери могут быть понижены за счет получения более богатых медью медных концентратов, а следовательно, и за счет увеличения выхода оборотного продукта.

Таким образом, испытания разделения отдельных проб, взятых в разное время работы конверторного отделения плавильного цеха и отличающихся химическим составом, показали устойчивость результатов и надежность разделения фэйньштейнов методами механического обогащения.

Разделение в замкнутом цикле флотации. Полузаводские опыты разделения железистого файнштейна в замкнутом цикле флотации проводились в течение шести восьмичасовых смен. При разделении сульфидной части файнштейна получены показатели, приведенные в табл. 53.

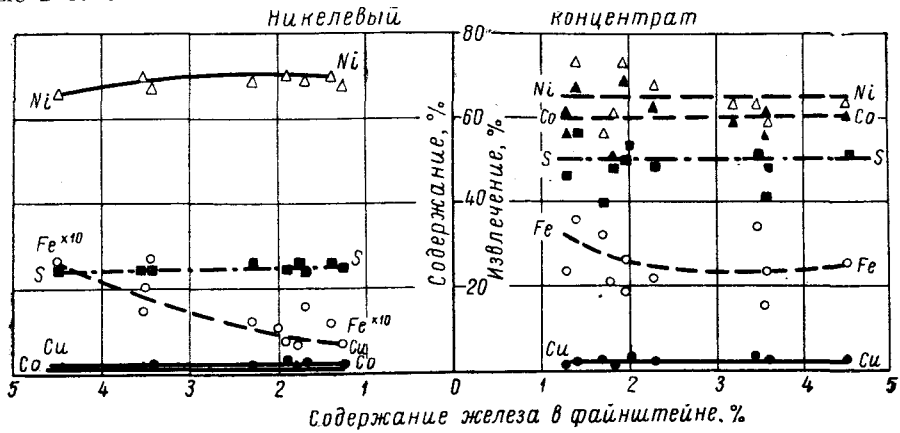


Рис. 26. Зависимость показателей разделения файнштейна от содержания железа в никелевом концентрате

Таблица 53

Продукт	Содержание, %		Распределение, %	
	Cu	Ni	Cu	Ni
Медный концентрат	66—68	5—3	96—90	6—3
Никелевый концентрат	2,3—2,8	66—68	5—6	94—96

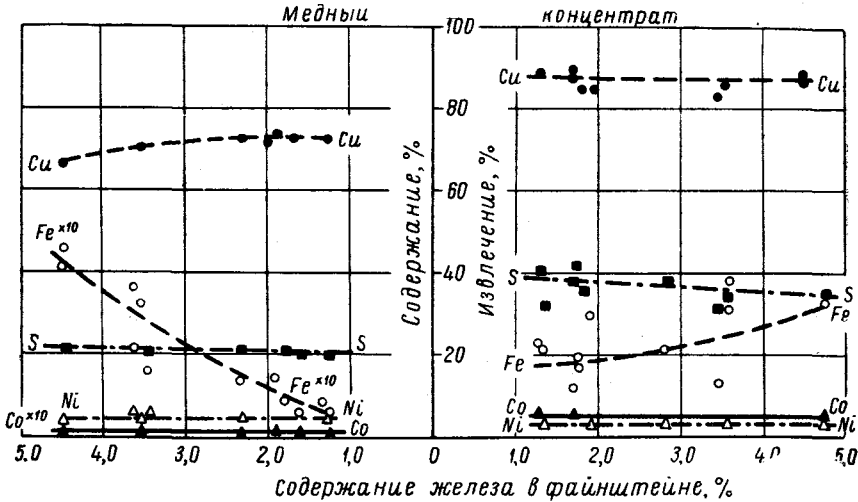


Рис. 27. Зависимость показателей разделения файнштейна от содержания железа в медном концентрате

Таким образом, суммарное извлечение металлов в сульфидные концентраты составляет приблизительно 190% при хороших показателях селекции и соотношении Ni:Cu в сливе классификатора 1,5; в медном концентрате 0,07; в никелевом концентрате 24.

Следует отметить, что оборот промежуточного продукта, полученного при перераспределении медного концентрата почти не сказывается на качестве медных концентратов и лишь повышает содержание меди в никелевых концентратах против полученных в открытом цикле флотации с 1,3—1, до 2,3—2,8%. При этом как при железистых, так и при нормально до дутых файнштейнах прямое извлечение никеля повышается на 15—20%.

Из распределения металлов по трем продуктам разделения видно что результаты разделения железистого, замедленно охлажденного файн

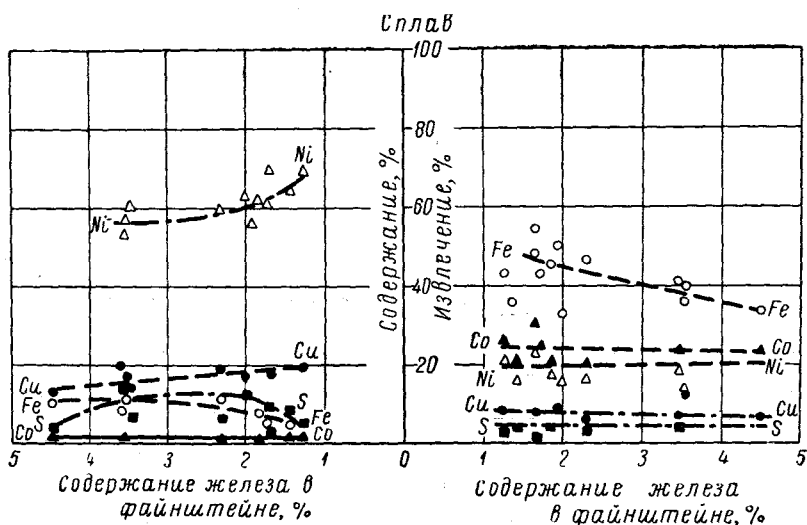


Рис. 28. Зависимость показателей разделения файнштейна от содержания железа в сплаве

штейна, отличаются от результатов разделения маложелезистого файнштейна только некоторым пониженным содержанием меди в медном концентрате и никеля в никелевом.

Суммарное извлечение никеля и кобальта в сплав и никелевый концентрат составляет 95% каждого при незначительных потерях металлов в медном концентрате. Отношение содержаний меди и никеля в медном концентрате получается выше 14 при извлечении меди порядка 88%.

На основании полученных результатов разделения файнштейнов с содержанием железа от 1,2 до 5% можно сделать следующие выводы.

1. При разделении файнштейнов с содержанием железа от 1,2 до 4% и остывавших в нормальных заводских условиях можно получить хорошие по качеству никелевые, но неудовлетворительные по качеству медные концентраты.

2. При разделении замедленно охлажденных файнштейнов с содержанием железа от 1,2 до 4% в открытом цикле флотации возможно получение прямого извлечения меди в медный концентрат 84—89%, извлечение никеля и кобальта в объединенный продукт (сплав) и сульфидный никелевый концентрат доходит до 88—90% для каждого металла, при высококачественных концентратах.

3. При разделении этого типа файнштейнов в замкнутом цикле флотации несколько повышается содержание меди (до 2,8%) в никелевых концентратах при извлечении никеля и кобальта в сплав и никелевый концентрат до 95—96%.

4. Приведенные результаты свидетельствуют о категорической необходимости замедленного охлаждения при разделении железистых файнштейнов.

5. Поведение металлов спутников при разделении файнштейна

Минераграфические и химические исследования файнштейнов, а также продуктов их разделения, показали благоприятное с технологической точки зрения поведение металлов спутников (кобальт, платиноиды) при разделении файнштейна на три продукта: медный и никелевый сульфидные концентраты и металлический сплав.

А. Поведение кобальта

Приведенные выше результаты разделения медно-никелевых файнштейнов как маложелезистых, так и с повышенным содержанием железа показали, что кобальт следует за никелем. Сказанное наглядно иллюстрируется рис. 29, где повышенному содержанию меди в медных концентратах соответствует пониженное содержание никеля и кобальта и наоборот. При разделении в замкнутом цикле флотации кобальт концентрируется в сплаве и сульфидном никелевом продукте. Так при разделении маложелезистых файнштейнов комбината Североникель получают результаты, указанные в табл. 54.

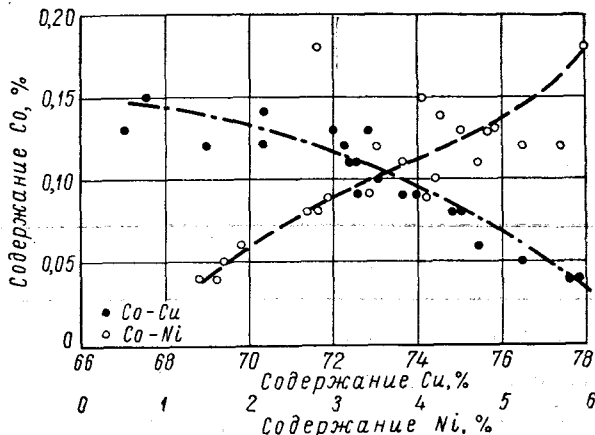


Рис. 29. Взаимосвязь содержания Co с Cu и Ni в медных концентратах

В случае разделения медленно охлажденных файнштейнов с повышенным содержанием железа распределение кобальта остается аналогичным (табл. 55).

Таблица 54

Продукт	Содержание, %		Распределение, %	
	Co	Ni	Co	Ni
Медно-никелевый сплав	1,8—1,9	68—70	24—29	21—23
Никелевый концентрат	1,3—1,4	67—68	67—68	72—73
Медный концентрат	0,11—0,18	4—6	5—8	4—6

Таблица 55

Продукт	Содержание, %		Распределение, %	
	Co	Ni	Co	Ni
Медно-никелевый сплав	1,6	70	26	22
Никелевый концентрат	1,2	65—68	69	74
Медный концентрат	0,13	3—5	5	3

Таким образом, извлечение кобальта в сплав и никелевый концентрат составляет 92—95%.

При разделении файнштейна Норильского комбината распределен кобальта, благодаря повышенному содержанию меди в файнштейне получается несколько иным (табл. 56).

Т а б л и ц а

Продукт	Выход, %	Содержание, %	Распределение, %
		Со	Со
Медно-никелевый сплав	10—22	0,60—0,20	21—38
Никелевый концентрат	19—40	0,47—0,25	41—70
Медный концентрат	50—59	0,05—0,04	9—21

Наиболее высокие потери кобальта в медном концентрате (21 %), при очень низком содержании, соответствуют выходу этого концентрата (приблизительно 60 %).

При разделении по полной технологической схеме, т. е. с перемешкой сульфидных концентратов магнитной сепарацией получаются результаты приведенные в табл. 57.

Т а б л и ц а 57

Продукт	Выход, %	Содержание, %	Распределение, %
		Со	Со
Медно-никелевый сплав	16—30	0,42—0,17	31—50
Никелевый концентрат	16—31	0,45—0,22	32—60
Медный концентрат	40—54	0,03—0,05	6—19

Содержание кобальта в медных концентратах практически одинаковое, а потери кобальта в этих концентратах пропорциональны их выходам.

Приведенные результаты еще раз свидетельствуют о приуроченности кобальта к никелю и о возможности извлекать в никелевый концентрат и сплав приблизительно 95 % кобальта при соотношении меди к никелю в исходном файнштейне менее единицы. В случае более медистых файнштейнов, при равном практически содержании кобальта в медном концентрате, потери его в этом концентрате увеличиваются.

Б. Поведение платиноидов

Для установления распределения платиноидов при разделении медно-никелевых файнштейнов были проанализированы на платиноиды продукты разделения балансовых опытов при обогащении проб файнштейнов, получаемых в комбинатах Североникель и Норильском. Результаты исследований приведены ниже.

1. Распределение платиноидов в продуктах разделения файнштейнов комбината Североникель

Для выяснения влияния скорости охлаждения на распределение платиноидов при механическом обогащении файнштейнов были проанализированы продукты разделения двух проб файнштейна, отобранных от одной плавки. Одна проба охлаждалась в заводских условиях, а другая замедленно в ковше. Кроме того были проанализированы продукты разделения медленно охлажденного файнштейна с повышенным содержанием железа.

Результаты анализа этих продуктов показывают (при разделении файнштейнов комбината Североникель) распределение платиноидов по продуктам (табл. 58).

Таблица 58

Продукт	Содержание, г/т		Распределение, %	
	Pt	Pd	Pt	Pd
Никелево-медный сплав	40—100	478—682	96—98	92—99
Никелевый концентрат	не анализи- рована	следы—13	—	до 8
Медный концентрат		1—4	—	1

Анализ продуктов разделения проб замедленно охлажденного фاینштейна и охлажденного в заводских условиях показал некоторое повышение извлечения платиноидов в никелево-медный сплав, полученный из медленно охлажденного фاینштейна.

2. Распределение платиноидов в продуктах разделения фاینштейнов Норильского комбината

Разделение фاینштейнов Норильского комбината проводилось по двум вариантам одной принципиальной технологической схемы:

1. По упрощенной схеме, без магнитной сепарации сульфидных концентратов. В этом случае магнитный продукт выделялся только из песков классификатора, в которые переходила наиболее крупная часть сплава, накапливающаяся в цикле измельчения. Этот сплав содержит минимальное количество сростков с сульфидами и содержание серы в нем не превышает 2—3%. Разделяя фاینштейн по этому варианту схемы можно получить результаты по сумме платиноидов, приведенные в табл. 59.

Таблица 59

Продукт	Содержание, г/т	Распределение, %
	Pt+Pd	Pt+Pd
Никелево-медный сплав	1630—5120	84—97
Никелевый концентрат	38—150	2—14
Медный концентрат	13—17	1—3

Относительно пониженное содержание платиноидов (1630 г/т) и повышенное извлечение (97%) падает на сплав, полученный из пробы передутного фاینштейна, содержание серы в котором 16%, а выход крупного сплава составил 22%. Наиболее высокое содержание платиноидов (5 кг/т) получено в сплаве, выделенном из пробы фاینштейна с наиболее высоким содержанием платиноидов (0,5 кг/т) в исходном фاینштейне. Среднее содержание платиноидов, по остальным пробам, в сплаве составляет 3 кг/т при выходе его приблизительно 10%.

2. При разделении по полной технологической схеме, т. е. с магнитной сепарацией сульфидных концентратов, извлечение платиноидов возрастает при одновременном увеличении выхода сплава и повышении содержания серы в нем до 7—13% (табл. 60).

Таблица 60

Продукт	Содержание, г/т	Распределение, %
	Pt+Pd	Pt+Pd
Никелево-медный сплав	1010—3030	95—98
Никелевый концентрат	16—26	1—4
Медный концентрат	6—9	1—2

Относительно пониженное содержание в сплаве платиноид (1010 г/т) получено при разделении той же пробы (4-Н). Среднее содержание платиноидов в сплаве, получаемом при разделении фэйштейнов по этой схеме, следует считать приблизительно 1300 г/т.

Поведение платиноидов при разделении сульфидированного фэйштейна (проба 5-Н) получается совершенно иное. Выход сплава в этом случае ничтожен. Платиноиды, как это видно из табл. 61, практически поровну распределяются по сульфидным концентратам.¹

Таблица

Продукт	Содержание, г/т	Распределение, %
	Pt+Pd	Pt+Pd
Никелево-медный сплав	1520	0,3
Никелевый концентрат	621	57,1
Медный концентрат	388	42,6

Приведенные данные с несомненностью свидетельствуют о приуроченности платиноидов к металлической фазе фэйштейна.

3. Проблема переработки никелево-медного сплава:

Как показали многочисленные результаты лабораторных и полупромышленных испытаний в никелево-медном сплаве концентрируются практически все платиноиды и от 30 до 50% кобальта. Такая концентрация ценных спутников является чрезвычайно благоприятной, так как она может облегчить и повысить их извлечение.

Однако повышенное содержание меди в сплаве (приблизительно 20%) усложняет его переработку. Принципиально возможны следующие пути переработки сплава.

1. Электролиз сплава. При этом благородные металлы сконцентрируются в анодном шламе, кобальт перейдет в раствор. Недостаток этого пути переработки — большие расходы никеля на очистку растворов от меди.

2. Снижение содержания меди в сплаве путем окислительного обжига и последующего выщелачивания большей части меди раствором серной кислоты. Недостаток способа — введение дополнительных операций обжига и выщелачивания.

3. Уменьшение количества сплава и некоторое снижение содержания меди в нем путем сульфидирования переплавкой с серой. Недостатком способа является необходимость расходования элементарной серы, которая в процессе сульфидирования будет в значительной части бесполезно выгорать.

4. Обработка сплава карбонильным процессом. При этом можно получать сразу качественный никель, а в остатке вместе с медью будут сконцентрированы все платиноиды.

Все эти способы были испытаны и дали вполне удовлетворительные технологические показатели разделения сплава. Наиболее обещающим является процесс карбонильной обработки сплава. В настоящее время Институт Гипроникель ведет детальные укрупненные испытания для получения технологических показателей, могущих быть положенными в основу технологического проекта.

V. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Химическое и минералграфическое исследование вещественного состава и крупности выделений структурных составляющих медно-никеле-

¹ Наличие большого количества платиноидов в сульфидных продуктах следует объяснить эмульсионными включениями сплава в сульфидах.

вых фاینштейнов дали основание для предположения о возможности их разделения методами механического обогащения на три продукта: медный сульфидный, никелевый сульфидный и никелево-медный сплавы. В последнем установлена практически полная концентрация платиновых.

2. Проведенными в течение ряда лет лабораторными и полупромышленными испытаниями проб фاینштейнов, отобранных на наших заводах при различном режиме работы конверторов, доказана техническая возможность разделения фاینштейна флотацией и электромагнитной сепарацией с высокими и вполне устойчивыми показателями.

3. В процессе работы установлено, что для разделения фاینштейнов необходимы: степень измельчения (по сливу классификатора) до 100%—325 меш., время агитации, основной флотации и перерывов по 20—30 минут. Расход реагентов зависит в значительной степени от условий подачи их в пульпу. В среднем можно принять: расход ксантата 1—1,5 кг/т, крезол 50 г/т. В случае подачи крезол в виде 20% спиртового раствора (75 г/т) расход ксантата может быть снижен до 0,3 кг/т. Расход щелочи в измельчение 3—4 кг/т, а во второй перерывке медного и никелевого концентратов — 2 кг/т.

4. Рядовые заводские фاینштейны, охлаждавшиеся в обычных условиях конверторных цехов, разделяются флотацией удовлетворительно. Однако несколько более высокие и, самое главное, более устойчивые результаты получаются при обработке материала, остывавшего в условиях замедленного охлаждения.

5. При флотационном и электромагнитном разделении маложелезистых фاینштейнов, содержащих железа менее 1%, а меди и никеля примерно в равных соотношениях (1:1; 0,8:1), в замкнутом цикле обработки получают показатели, приведенные в табл. 62.

Таблица 62

Продукт	Выход %	Содержание, %			Распределение, %		
		Cu	Ni	Co	Cu	Ni	Co
Медный концентрат	45—46	72—73	4—6	0,11—0,18	89—90	4—6	5—8
Никелевый концентрат	40—41	2—3	67—68	1,3—1,4	3—4	72—73	67—68
Никелево-медный сплав	13—14	18—19	68—70	1,8—1,9	7—8	21—23	28—24

Таким образом, получается медный концентрат с соотношением меди к никелю около 14 при извлечении меди в нем до 90%. Никель и кобальт концентрируются в никелевом сульфидном продукте и сплаве. Никелевый сульфидный концентрат имеет отношение никеля к меди свыше 20.

6. При разделении фاینштейнов с более высоким отношением меди к никелю (1,5:1; 2,0:1) в замкнутом цикле обработки, потери никеля в медных концентратах возрастают пропорционально выходу медного концентрата (табл. 63).

Таблица 63

Продукт	Выход %	Содержание, %			Распределение, %		
		Cu	Ni	Co	Cu	Ni	Co
Медный концентрат	50—59	71—74	4—6	0,03—0,04	85—90	6—10	6—12
Никелевый концентрат	29—31	2—4	67—68	0,26—0,47	1—2	63—66	51—60
Никелево-медный сплав	12—18	28—35	54—62	0,26—0,42	7—14	25—29	31—41

Следовательно, и при обогащении более медистых фاینштейнов, медные и никелевые концентраты получают высокого качества. Прямое

извлечение меди в медном концентрате остается около 90 %, а ник в соответствующих концентратах 90—94 %. Извлечение кобальта в значительно пониженном исходном содержании его составляет 88—90 %.

7. Железистые (недодутые) файнштейны с содержанием железа 4 % отличаются более сложным вещественным составом и менее четкой дифференциацией структурных составляющих. Их разделение методом механического обогащения возможно лишь при условии замедленного охлаждения, что способствует укрупнению слагающих файнштейн структурных компонентов. При этом условии железистые файнштейны могут быть разделены методами механического обогащения с показателями, приведенными в табл. 64.

Таблица

Продукт	Выход, %	Содержание, %			Распределение, %		
		Cu	Ni	Co	Cu	Ni	Co
Медный концентрат	35	66—68	3—5	0,13	88	3	5
Никелевый концентрат	51	2,5—3,0	65—68	1,2	5	74	69
Никелево-медный сплав	13—15	12	70	1,6	7	22	26

8. При разделении файнштейнов методами механического обогащения платиновые металлы в основном нацело (свыше 90 %) концентрируются в магнитном продукте — никелево-медном сплаве. Такая концентрация ценных спутников в продукте с небольшим выходом (15 %) позволяет упростить и повысить извлечение платиновых металлов при переработке файнштейна.

Уменьшение количества никелево-медного сплава для последующего передела может быть осуществлено путем его сульфидирования и последующего повторного обогащения. Сульфидирование путем сплавления сплава с элементарной серой или с раштейном позволяют сократить количество сплава в любых пределах.

Под руководством профессора Н. С. Грейвера в Ленинградском горном институте были проведены опыты гидрометаллургической обработки сплава, показавшие возможность удаления из него значительной части меди. Одновременно Институтом Гипроникель была разработана и проведена схема переработки сплава карбонил процессом. Таким образом, техническая возможность переработки сплава и извлечение платиноидов в настоящее время не вызывают сомнений.

9. В результате проведенных лабораторных и полупромышленных исследований был разработан новый отечественный метод разделения медно-никелевых файнштейнов, более эффективный и, несомненно, более дешевый по сравнению с применяемыми в настоящее время.

С 1951 г. новый способ внедрен на Норильском комбинате, где уже более года файнштейны успешно разделяются методом флотации. Внедрение этого процесса на Норильском комбинате полностью подтвердило все результаты исследований и дало значительный экономический эффект.