

Верин
МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ СССР

КАЗАНСКИЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМ. В. И. УЛЬЯНОВА—ЛЕНИНА

На правах рукописи

Г. А. ЮРГЕНСОН

**МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ
ПРОСЛАВЛЯЮЩЕЙ ТОЛЩИ
ОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
С НЕЮ МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ**

(Северо-Восточное Забайкалье)

— петрография, литология и минералогия

Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Казань

1968 г.

С Уважением, Фролкин Павел
Группа компаний «ТехПолимер»
+7950 403 22 63
Skype: texpolimer1

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ СССР
КАЗАНСКИЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМ. В. И. УЛЬЯНОВА—ЛЕНИНА

На правах рукописи

Г. А. ЮРГЕНСОН

**МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ
РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ
УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
И СВЯЗЬ С НЕЮ МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ
(Северо-Восточное Забайкалье)**

127 — петрография, литология и минералогия

Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Казань
1968 г.

Научные руководители:

Заслуженный деятель науки и техники РСФСР и ТАССР, доктор геолого-минералогических наук, профессор Л. М. Миропольский, доктор геолого-минералогических наук, профессор В. А. Полянин.

Диссертационная работа выполнена в Забайкальском научно-исследовательском институте (г. Чита) и Геологическом институте (г. Казань) Министерства геологии СССР.

Официальные оппоненты:

Доктор геолого-минералогических наук, профессор В. М. Винокуров.
Кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Ю. В. Богданов.

Ведущее предприятие — Читинское геологическое управление Министерства геологии СССР.

Автореферат разослан «...» 1968 г..

Защита состоится «...» 196 г. на заседании Ученого Совета по присуждению ученых степеней по геолого-минералогическим наукам Казанского ордена Трудового Красного Знамени государственного университета им. В. И. Ульянова—Ленина.

Адрес: г. Казань, ул. Ленина, 18.

С диссертацией можно ознакомиться в Научной библиотеке университета.

Ученый секретарь Совета

В решениях исторического XXIII съезда КПСС записано: «...приступить к освоению крупного Удоканского месторождения медных руд».

Осадочный тип рудных месторождений приобретает все большее значение в общем балансе запасов железа, цветных и благородных металлов. Как отмечает Л. В. Пустовалов, «нельзя правильно понять формирование осадочных рудных месторождений без углубленного изучения вторичных изменений пород, т. е. без углубленного изучения процессов эпигенеза и метаморфизма» (1961). Удоканское месторождение представляется весьма интересным как пример наиболее древнего и наиболее глубокометаморфизованного месторождения типа медистых песчаников.

Автор ставил перед собой следующие задачи:

1) детальное изучение литологических особенностей отложений, слагающих рудовмещающую толщу, главным образом, — их ритмичности, вещественного и минерального состава с целью — выявить основные закономерности распределения медного оруденения в связи с этими факторами;

2) всестороннее исследование минералогии пород и жил, изучение типоморфных особенностей минералов для установления области сноса обломочного и рудного материала, выяснения химизма минералообразующих процессов, определения источников вещества для образования жил и определения их генетического типа;

3) на основе этих детальных исследований, привлекая литературные данные и результаты собственных наблюдений по другим месторождениям типа медистых песчаников, — восстановления процессов и стадий (осадконакопление, диагенез, эпигенез, метаморфизм, выветривание) формирования и изменения пород и минералов, слагающих толщу, с выделением границ и фаций регионального и контактового метаморфизма и выяснением характера перераспределения вещества, рудного в том числе, при течении этих процессов.

В основу диссертации положен материал, собранный автором в 1962—1965 гг. при исследовании руд Удоканского месторождения меди. Помимо этого, привлекались материалы Л. Ф. Наркелюна, Ю. П. Безродных, А. И. Трубачева, А. Н. Шевцовой, Л. И. Фердмана, В. С. Салихова и Н. Г. Смирновой. Всем этим товарищам автор выражает искреннюю признательность.

В течение 4-х полевых сезонов был собран обширный каменный и графический материал, характеризующий все участки месторождения. В процессе исследований минералов руд и пород автор пользовался следующими методами:

1) изучением прозрачных и прозрачно-полированных шлифов с применением федоровского столика с длиннофокусными объективами (в связи с малыми размерами зерен), (около 1200);

2) морфогранулометрическим анализом пород в шлифе по А. А. Глаголеву в связи с невозможностью их дизентерации (50);

3) иммерсионным методом в различных вариантах;

4) рентгенометрическим анализом на приборе УРС-55 и снятием дифрактограмм (УРС-50н), (120);

5) термографическим при помощи пирометра Курнакова и термоприставки ТП-1 (50);

6) термовесовым методом (УТА-1), (20);

7) в большом количестве использованы химические (510) и спектральные анализы (3000) и люминесцентные исследования (МУФ-3М).

Диссертационная работа имеет 390 машинописных страниц текста и большое число иллюстраций в нем. Она состоит из введения и 7 глав: I. Состояние изученности минералогии и петрографии Удоканского месторождения (15 стр.), II. Геологическое строение (28 стр.), III. Литологический состав и минералогия рудовмещающей толщи (223 стр.), IV. Жильные образования в рудовмещающей толще (27 стр.), V. Метаморфизм рудовмещающей толщи (44 стр.), VI. Процессы формирования рудовмещающей толщи и оруденения (33 стр.), VII. Заключение (7 стр.).

В конце работы приведен список использованной литературы в количестве 189 наименований, в том числе 21 на иностранных языках: английском, немецком, французском и чешском.

В процессе работы над диссертацией неоценимую помощь оказали автору покойный проф. Л. М. Миропольский, проф. В. А. Полянин, взявший на себя руководство

работой в наиболее важный завершающий период. Большую помощь оказал автору кандидат геолого-минералогических наук Л. Ф. Наркелюн, который во многом содействовал скорейшему завершению работы. Автор постоянно пользовался советами кандидатов геолого-минералогических наук П. А. Котова, С. М. Чихачева. Автор считает своим приятным долгом выразить искреннюю признательность всем указанным лицам.

Основные разделы работы докладывались и обсуждались на Второй, Третьей и Четвертой научных конференциях геологического отдела имени В. А. Обручева Забайкальского филиала Географического Общества СССР в 1964, 1966, 1967 годах в г. Чите, на Первой научной конференции ЗабНИИ в г. Чите и на Вторых чтениях памяти акад. С. С. Смирнова в 1966 г. в г. Чите.

1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Удоканское месторождение открыто в 1949 г. Оно изучалось Е. И. Буровой, К. К. Денисовым, Ю. И. Деньгиным, А. А. Семихатовым, Г. А. Русиновым, Т. М. Михайловой, Л. И. Салопом, М. И. Корольковым, Ю. А. Якимовым, Э. Ф. Гринталем и другими. Главное внимание уделялось изучению геологического строения месторождения и минералогии руд. Изучению рудовмещающих образований уделялось незначительное внимание. Вопросы фациального анализа и вторичных изменений изложены в работах М. Е. Бердичевской, А. М. Лейтеса, Н. Н. Бакуна, Ю. В. Богданова, Э. И. Кутырева, И. В. Кучеренко, Г. В. Кривошейна, В. С. Четкина и др. Они установили, что рудоносные отложения отвечают фации подводной части дельты. Подрудная часть рудовмещающей толщи образовалась в прибрежно-морских условиях, а надрудная в условиях мелких лагун. Н. Н. Бакун предполагал, что большая часть пород рудоносного горизонта претерпела лишь дометаморфические изменения регионального характера. Лишь контактовый и последующий за ним гидротермальный метаморфизм привели к значительным изменениям рудоносных пород.

Остались нерешенными многие вопросы регионального преобразования толщи и оруденения в ней. Для рассмотрения процессов во всей их сложности потребовалось спе-

циальное изучение исходного вещества и всех последующих процессов и стадий преобразования его в условиях метаморфизма.

Всеми авторами уделялось внимание особенностям жильных образований рудовмещающей толщи. Все авторы сходятся на близости их к альпийскому типу, но решение вопроса об источниках вещества и механизме образования жил не было получено.

Рассмотрение состояния изученности минералогии и петрографии толщи, а также процессов ее преобразования позволило определить главные задачи настоящего исследования.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Удоканское месторождение залегает среди метаморфизованных нижнепротерозойских отложений удоканской серии, которая входит в состав складчатого обрамления юга Сибирской платформы, выделенного Л. И. Салопом (1958) как внешний пояс байкалид, который располагается на периферии древней геосинклинали, примыкавшей к древней Алданской платформе и Чарской глыбе. Удоканская серия в пределах Кодаро-Удоканской зоны представлена 11 свитами, объединяемыми в три подсерии (Салоп, 1958 и имеет суммарную мощность 11—12 км. В пределах месторождения развиты отложения только верхней (кеменской) подсерии, представленной сакуканской и намингинской свитами. В сакуканской свите Ю. В. Богданов и др. (1964) выделяют три подсвиты: нижнесакуканскую (талаканскую), среднесакуканскую и верхнесакуканскую.

Нижнесакуканская подсвита сложена мелкозернистыми песчаниками, содержащими прослойки метаморфизованных пелитовых и алевритовых пород, а также — гравелитов. В основании подсвиты нередко встречаются линзы конгломератов. Среднесакуканская подсвита, сменяющая вверх по разрезу нижнесакуканскую, характеризуется кослоистыми и горизонтальнослоистыми кварц-полевошпатовыми метаморфизованными песчаниками, содержащими слои, резко обогащенные обломочным магнетитом и маршитом, цирконом, ортитом, апатитом, редко — золотом и другими минералами естественного шлиха. Среднесакуканская подсвита постепенно переходит в верхнесакуканскую, характеризующуюся появлением различного состава мета-

морфизованных песчаников, с существенно кальцитовым цементом, переслаивающихся с конгломератобрекчиями.

Для этой свиты характерна довольно четко выраженная ритмичность. Верхнесакуканская подсвита является собственно рудоносным горизонтом. Внутри верхнесакуканской подсвиты Ю. В. Богдановым и др. (1964) выделено пять согласно залегающих друг на друге пачек, которые характеризуются определенными литолого-фациальными особенностями и различной интенсивностью оруденения (снизу вверх): подрудная, нижняя рудная, безрудная, верхняя рудная и надрудная.

Намингинская свита, перекрывающая надрудную пачку, представлена часто переслаивающимися метаморфизованными тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и ариллитами.

В строении рудовмещающей толщи наблюдается ритмичность, довольно четко проявленная в рудоносном горизонте. В нижних частях рудовмещающей толщи мощности отдельных ритмов достигают 20—30 м. В рудоносном горизонте мощности ритмов незначительны и колеблются от 0,5 до 4 м. Ритмы, богатые медным оруденением, как правило, размыты, неполны, мощности их редко превышают 2 м. Наряду с уменьшением мощностей ритмов при движении вверх по разрезу рудовмещающей толщи наблюдается увеличение числа прослов алевритовых и пелитовых пород, являющихся преобладающими в намингинской свите.

Метаморфизованные песчано-глинистые отложения кеменской подсерии прорываются дайками кварцевых габбро-диабазов, Кеменской гранитоидной интрузией нижнепротерозойского возраста, Ингамакитским верхнепалеозойским гранитоидным комплексом и более молодыми дайками кислых пород.

Для понимания истории формирования рудовмещающих толщ наибольший интерес представляют древние габбро-диабазы и Кеменская интрузия. Древний дайковый комплекс прорывает рудные тела. Для даек характерно: преобладание Na над K, аномально высокое содержание SiO_2 , низкие содержания примесей халькофильных и сидерофильных элементов (Cu, Zn, Pb, Cr, V, Ni, Co содержатся в тысячных долях процента). Только на участках пересечения дайками рудных тел устанавливается обогащение их медью и серой за счет ассимиляции из боковых пород.

С гранитоидами Кеменской интрузии связан контактовый метаморфизм рудовмещающей толщи, особенности которого будут рассмотрены ниже.

Отложения верхней части удоканской серии, слагающие Удоканское месторождение, собраны в брахисинклиналь, южное крыло которой опрокинута. В связи с пликативной и трещинной тектоникой не устанавливается существенного перераспределения рудного вещества.

3. ЛИТОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ

В строении рудовмещающей толщи Удоканского месторождения принимают участие конгломераты, конгломерато-брекчии, гравелиты, метаморфизованные кварц-полевошпатовые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Конгломераты и гравелиты имеют весьма ограниченное распространение лишь в нижних частях разреза толщи, образуя мелкие, быстро выклинивающиеся линзы. Распределение конгломерато-брекчий, метаморфизованных кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов и аргиллитов вполне закономерно: они составляют седиментационный микроритм. Полные ритмы встречаются относительно редко. В основании микроритма залегают конгломерато-брекчии, представляющие собой сильно известковистые средне- или мелкозернистые песчаники, содержащие обломки размытых первично-глинистых пород. Выше залегают мелкозернистые косослоистые известковистые песчаники, содержащие до 20% CaCO_3 в цементе, сменяющиеся слабо известковистыми песчаниками, в которых содержание кальцита в цементе не превышает 10%. Неизвестковистые песчаники, располагающиеся в ритме выше известковистых, характеризуются кварцево-слюдистым и кварцево-полевошпатово-слюдистым составом цемента. Среди неизвестковистых песчаников выделяются первично неизвестковистые и декальцитизированные. Эти породы характеризуются иным положением в ритме, интенсивно проявленным процессом альбитизации плагиоклазов и микроклина, эпидотизацией, десилицификацией и богатым оруденением, а также четко выраженными гранобластовыми структурами. Как показали многочисленные (около 100) подсчеты минерального состава песчаников на интеграционном столике и химические анализы, переход от известковистых песчаников к декальцитизированным характеризуется бедным орудене-

нием и относительным ростом количества кварца в породе. В отдельных случаях в зоне перехода от известковистых песчаников к декальцитизированным образуются своеобразные вторичные кварциты.

Неизвестковистые мелкозернистые песчаники вверх по разрезу сменяются тонкозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками со слюдистым цементом. Они, как правило, лишены промышленного оруденения.

Метаморфизованные известковистые песчаники представляют собой парагенетическую ассоциацию: кварц, плагиоклаз (№ 14—30), кальцит, эпидот. Второстепенное значение имеют — микроклин, мусковит, биотит, хлорит, магнетит, сульфиды меди; $\frac{\text{микроклин}}{\text{плагиоклаз}} \ll 1$; неизвестковистые

песчаники представлены парагенетической ассоциацией: кварц, плагиоклаз (№ 10—30), микроклин, мусковит, биотит, магнетит, сульфиды меди; отношение $\frac{\text{микроклин}}{\text{плагиоклаз}} \ll 1$,

в декальцитизированных разностях это отношение резко уменьшается.

Ритм венчается метаморфизованными алевритовыми и пелитовыми породами. Исследования химического состава, а также рентгеноструктурные и термические анализы показали, что первично-глинистые породы имели монтмориллонитовый и гидрослюдистый состав и характеризовались отсутствием минералов каолиновой группы. Алевритовые и пелитовые породы превращены в микросланцы, представляющие парагенетическую ассоциацию: мусковит (или биотит), кварц, альбит-олигоклаз (№ 10—20). Второстепенное значение имеют: микроклин, сфен, эпидот, турмалин, магнетит, хлорит.

Для ритма в целом, как это вытекает из большого числа точных подсчетов, характерно вполне закономерное распределение минеральных парагенезисов, которое сводится к следующему. Вверх по разрезу в ритме постепенно уменьшаются размеры зерен и известковитость, но увеличивается количество слюдистой составляющей. В песчанике меняется соотношение плагиоклаза и кали-натрового полевого шпата, биотита и хлорита, содержание эпидота. Весьма показательным для выяснения процесса декальцитизации изменение в ритме соотношения СаО растворимого к СаО общему. Устанавливается зависимость между всеми указанными параметрами в ритме. Несмотря на интенсив-

ность проявления различных вторичных процессов, наблюдается унаследованная зависимость минерального и химического состава пород от состава первичного осадка.

Оруденение занимает в ритме вполне определенное положение, которое контролируется первично-осадочными текстурами и составом вмещающих пород. При рассмотрении ритмов с различной концентрацией оруденения на основе обработки большого числа химических анализов устанавливаются относительно четкие их различия, которые определяются степенью перераспределения вещества. В ритмах с незначительной концентрацией оруденения четко проявлены два максимума в содержании сульфидов, заложенных еще в процессе диагенеза. Четкость в проявлении установленных максимумов стирается в ритмах с максимально проявленными процессами эпидотизации, альбитизации, окварцевания и десилицификации. Наблюдается тенденция к смещению концентраций меди в верхней части ритма. По мере интенсификации указанных процессов устанавливается тенденция к распределению меди в ритме тенденция к смещению концентраций меди к верхней части ритма. Процессы альбитизации, сопряженные с декальцитизацией и эпидотизацией, сопровождаются увеличением концентрации сульфидов. Окварцевание, по-видимому, ведет к разубоживанию руд.

Влияние окварцевания и альбитизации на перераспределение сульфидов связано с изменением рН среды. При окварцевании она имеет кислотный характер и сопровождается растворением сульфидов с перемещением меди и железа в верхние части ритмов, где в процессе альбитизации, а также перекристаллизации и хлоритизации слюдястого цемента, создается щелочная обстановка, способствующая растворению и выносу кремнезема и осаждению сульфидов.

Ритмичное распределение медного оруденения в рудоносном горизонте сопровождается упорядоченным распределением элементов-примесей, также в связи с ритмичностью, как это было показано Ю. П. Безродных (Наркелюн и др., 1965) для Zn, Pb, Mo, Bi, Co, Ni, Ag, Mn и др.

Анализ литологических признаков отложений (определенный фациальный тип, ритмичность, частая перемежаемость первично красноцветных мезомиктовых и олигомиктовых известковистых и известковистых песчаников с метаморфизованными алевролитами и аргиллитами, образовавшимися по монтмориллонитовым и гидрослюдистым

глинистым породам, указывающим на аридный климат, ритмичное распределение оруденения и элементов-примесей), позволяет с уверенностью отнести их к типу медистых песчаников, а саму рудовмещающую толщу Удоканского медного месторождения считать одной из наиболее древних осадочных меденосных формаций.

Детальное изучение минералогии рудовмещающей толщи позволило получить ряд новых для Удокана выводов и закономерностей, имеющих генетический смысл и практическое значение. Исследования минералогии современными методами дало возможность установить целый ряд новых для Удоканского месторождения минералов (более 30). Среди них описаны очень редкие минералы-серебрибит, дюмортьерит, периклаз, сингалит. Впервые описан магний-содержащий десмин. Среди обычных минералов впервые установлены: ломонтит, шабазит, волластонит, везувиан, пьомонтит, гидрослюда. Впервые установлены и исследованы минералы древней коры выветривания: вермикулит, монтмориллонит, парсеттенсит и др. В сложении рудных тел принимают участие пирит, халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин, куприт, самородная медь. Весьма редко встречаются галенит, сфалерит, молибденит, карролит, виттихенит, марказит, киноварь, аргентит, серебро.

Рудообразующие сульфиды выделялись в четырех главных формах: 1) вкрапленные в обломках пелитовых пород, 2) вкрапленные в песчаниках в виде слойков, линз, гнезд и отторочек, 3) жильные и 4) вкрапленные в дайках и зонах околодайкового метаморфизма. Первый тип сульфидов относится к диагенетическим образованиям, второй — первично-диагенетическим, но перекристаллизованным и переотложенным в процессе эпигенеза и метаморфизма, третий — представляет собой продукт переотложения в трещинах в процессе метаморфизма, четвертый тип образовался за счет растворения, переплавления и асимилиации меди и серы в зонах гибридности и в дайках.

Устанавливается вполне определенный парагenez обломочных минералов. Минералы легкой фракции представлены плагиоклазом (олигоклаз, андезин, лабрадор), кварцем и микроклином. В тяжелой фракции присутствуют магнетит, титано-магнетит, мартит, гематит, турмалин, циркон, эпидот, ортит, апатит, периклаз, серебрибит, а также золото и сингалит.

Сопоставление минерального состава обломочной фракции песчаников рудовмещающей толщи Удоканского месторождения с минеральными парагенезисами иенгрской серии архея Южной Якутии показывает на их поразительное сходство. Известно (Сердюченко и др., 1960), что в иенгрской серии Алданского щита имеются крупные промышленные магнетит-гематитовые месторождения, а в чарской толще Чарской глыбы, — магнетитовые кварциты и сланцы с высоким содержанием железа, которые также могут иметь промышленное значение (Салоп, 1964), в иенгрской серии Алданского щита известны также месторождения меди, имеющие промышленную ценность (Сивагли).

Сравнение типоморфных особенностей обломочных минералов переменного состава, таких, как магнетит, турмалин, плагиоклазы, сериндидит, обнаруженных в песчаниках рудовмещающей толщи Удоканского месторождения, с такими же минералами иенгрской серии юга Алданского щита, имеющими первичный характер, также показали их сходство (табл. 1, 2).

Таблица 1

Сравнительная характеристика обломочного турмалина Удоканского месторождения и аутигенного турмалина из иенгрской серии архея Южной Якутии

Место отбора	Оптические свойства		
	N_g	N_p	$N_g - N_p$
Удоканское месторождение	1,659—1,680	1,629—1,640	0,050—0,040
Алданский щит (по Д. П. Сердюченко, 1956)	1,662—1,676	1,636—1,644	0,022—0,032
Пределы колебаний, по А. Винчеллу	1,635—1,692	1,615—1,657	0,020—0,043

Особое значение в этом смысле приобретает даже сам факт находки серендебита и сингалита, единственные находки которых в СССР были сделаны именно в иенгрской серии Алданского щита.

Таблица 2

Сравнительная характеристика серендибитов Удоканского месторождения, Алданского шита и других месторождений

Место отбора	Плеохроизм		Показатели преобразования		
	$N\sigma$	$N\rho$	Ng	$N\rho$	$N\sigma-N\rho$
Удоканское месторождение	синий	серовато-серый с желтоватым оттенком	1,722	1,719	0,003
Алданский шит (по Д. П. Сердюченко и др., 1961)	васильково-лазурно-синий	желтовато-зеленый	1,723	1,719	0,004
»	ярко-синий	зеленовато-желтый	1,727	1,723	0,004
о. Цейлон (по Д. П. Сердюченко и А. В. Глебову, 1961)	небесно-голубой	светло-желтый	1,7	—	—
США (штат Нью-Йорк по Larsen and Shaller, 1932)	ярко-голубой	желтовато-зеленый	1,706	1,701	0,005

Сопоставление парагенезисов и типоморфных особенностей обломочных минералов метаморфизованных пород рудовмещающей толщи Удоканского месторождения, а также ее металлогенической специализации с таковыми иенгурской серии архея юга Алданского щита, позволяет подтвердить и уточнить предположение наших предшественников (Н. Н. Бакун, Ю. В. Богданов, Э. Ф. Гринвальд), основанное на базе общегеологических построений о том, что гнейсы, сланцы и глубоко метаморфизованные магнезиально-железистые карбонатные породы этой серии могли быть источником кластического и рудного материала для формирования рудоносной толщи Удоканского месторождения и оруденения в ней.

Из приведенного также вытекает, важный на наш взгляд, вывод методического характера, который может быть сведен к следующему: для решения вопроса о пространственном положении питающей провинции весьма плодотворным представляется не только сопоставление набора обломочных минералов (Батурин, 1947, Рухин, 1962), но и их типоморфных особенностей. Особое внимание следует обращать на минералы естественного шликса: редкие и переменного состава. Вывод, могущий иметь непосредственную практическую ценность, сводится к следующему. Установление направления миграции обломочных компонентов, формировавших рудовмещающую толщу Удоканского месторождения, может быть критерием для поисков месторождений подобного типа в участках северо-восточнее Удоканского месторождения, где могла быть фациальная обстановка, способствующая аккумуляции меденосных отложений. Следует в этой связи заметить, что Бурпалинское и Медвежье рудопроявления находятся именно на установленном пути миграции терригенного материала.

Среди новообразованных и регенерированных минералов устанавливаются: кварц, альбит-олигоклаз, микроклин, кальцит, эпидот, цоизит, клиноцоизит, гранаты, амфиболы, пироксены, цеолиты, мусковит, биотит, хлориты, турмалин, сфен, магнетит, гематит, кордиерит, скаполит, глинистые минералы, минералы зоны окисления (последние в данной работе не рассматриваются).

Кварц является одним из наиболее широко распространенных минералов. Среди обломочных регенерированных кварцев выделено три морфологических типа: 1) изометрический слабо двусный, 2) короткостолбчатый с волнистым погасанием и 3) длиннопризматический, почти лишен-

ный оптических аномалий. Обломочный кварц претерпел перекристаллизацию с образованием порфиробласт, регенерации с образованием каемок шириной 0,01—0,05 мм. Нередко, как правило, в средних частях ритмов, в участках переходов от известковистых песчаников к декальцитизированным наблюдаются структуры разрастания кварца с захватом мелких обломочных зерен циркона, турмалина, сульфидов. Процесс разрастания кварца в ряде случаев приводит к образованию зон своеобразных вторичных кварцитов. В этих условиях нередко возникают псевдографические кварц-полевошпатовые сростания.

Кальцит является почти единственным точно установленным компонентом известкового цемента и карбонатной составляющей жил. Лишь в редких случаях в цементе присутствует феррикальцит ($N_0=1,666 \pm 0,002$, $N_e=1,490 \pm 0,002$) и марганцовистый кальцит. Детально исследованы жильные кальциты. В большинстве случаев они также свободны от примесей, как это видно из приводимых формул, рассчитанных по химическим анализам.

341	—	($Ca_1, Mn_{0,003} (CO_3)_{0,99}$)	} III генерация
2216		($Ca_{0,90} Mn_{0,004} CO_3$)	
4690		($Ca_{0,98}, Mn_{0,015}, Mg_{0,001}, Fe_{0,008} (CO_3)_{0,993}$)	} II генер.
8935		($Ca_{0,97} Mn_{0,023}, Mg_{0,016}, Fe_{0,004} (CO_3)_{0,965}$)	
8937		($Ca_{0,96}, Mn_{0,21}, Mg_{0,017}, Fe_{0,006} (CO_3)_{0,982}$)	I генер.

Характерно, что жильные кальциты содержат те же элементы примеси (Mg, Fe, Mn), что и цемент известковистых песчаников. Приведенные формулы характеризуют различные генерации кальцита в жилах: первая отвечает стадии эпигенеза, вторая — регионального метаморфизма и третья — контактового. Если в первых двух генерациях не происходит значительной дифференциации Mg, Fe и Mn и они присутствуют в кальцитах как в форме изоморфных примесей, так и в виде субмикроскопических включений родохрозита, магнезита и сидерита (по данным рентгенометрических исследований), то кальциты последней генерации, как правило, лишены этих примесей.

Гранат. Новообразованные гранаты обладают удивительным постоянством состава и присутствием кристаллов, образованных только комбинацией простых форм (110) и (211).

Пересчеты химических анализов, гранатов позволили получить их формулы:

обр. 42 у $(Ca_{2,81}Mg_{0,11})(Fe_{1,63}Al_{0,27})Si_{3,1}O_{12}$;

обр. 429у $(Ca_{2,81}Mg_{0,10}Mn_{0,01})(Fe_{1,63}Al_{0,23})Si_{3,1}O_{12}$;

обр. 482у $(Ca_{2,82}Mg_{0,13})(Fe_{1,57}Al_{0,39})Si_{3,05}O_{12}$;

обр. 473у $(Ca_{2,97}Mg_{0,03}Mn_{0,01})(Fe_{1,56}Al_{0,44})Si_{3,05}O_{12}$.

Как видно из полученных формул, гранаты содержат ничтожное количество пиральспитовой молекулы, являясь почти чистыми андрадитами ($N=1,89$). Параметры решеток, рассчитанные на основе расшифровки дебаеграмм также показали их незначительные расхождения: $a_0 = 12,044 \pm \pm 0,026 \overset{\circ}{\text{А}} - 12,032 \pm 0,012 \overset{\circ}{\text{А}}$. Гранаты постоянно содержат галлий (первые тысячные доли ‰), изредка: ванадий, медь (тысячные доли ‰), в общем являясь стерильными от обычных примесей, таких, как хром, никель и кобальт, что находит свое объяснение в отсутствии скоплений этих элементов в породах верхней части Удоканской серии.

Везувиан установлен автором только в контактово-измененных известковистых песчаниках в парагенезисе с андрадитом, $N^o = 1,706 \pm 0,001$, $Ne = 1,702 \pm 0,002$.

Сфен распространен повсеместно, но большие его количества устанавливаются в известковистых и железистых песчаниках совместно с лейкоксеном и эпидотом. Он разбивается по кальциту в участках, богатых железом и титаном.

Кордиерит устанавливается только в контактовых роговиках по неизвестковистым тонкозернистым песчаникам и микросланцам, богатым глиноземом. В одном ритме при переходе от тонкозернистого неизвестковистого песчаника к известковистому кордиерит исчезает уступая место кальциевым силикатам — гранату и пироксену.

Турмалин развит повсеместно. Резко преобладает над всеми другими типами шерл, дравит и эльбаит встречаются редко. Исследование изменения интенсивности окраски при переходе от внутренних, как правило, обломочных частей зерен турмалина к периферическим, новообразованным, показало, что в породах, содержащих железа меньше 2‰, внешние оторочки турмалинов обладают меньшей интенсивностью окраски, чем заключенные в них обломки. При содержании в породе железа около 2‰ интенсивность окраски обломочной и регенерированной частей зерна остается практически одинаковой. Когда же порода содержит железа более, чем 2,1‰, различие в окраске уже четко заметно и чем больше железа содержит порода, тем интен-

сивнее (в общем случае) окраска оторочки. При избытке железа в породе образуются турмалины более железистые, при недостатке — менее железистые. Показатели преломления различных зон в зернах турмалина подтверждают эти выводы. Многие зерна турмалинов характеризуются двумя зонами нарастания на внутреннем обломочном зерне, разграниченными присыпками слюдяного вещества или рудных минералов. Внутреннее зерно нередко имеет следы растворения, соответствующие стадии диагенеза и раннего эпигенеза, первая внутренняя зона нарастания соответствует этапу глубинного эпигенеза, а вторая — регионального метаморфизма.

Волластонит установлен в рудовмещающей толще впервые и только в контактовых роговиках на контакте с кеменской интрузией. Минерал развит только в известковистых песчаниках. $Ng=1,635\pm 0,001$, $Nm=1,630\pm 0,001$, $Np=1,619\pm 0,001$, $2V=(-)40$, $bNm=3^\circ$, $aNg=36^\circ$. Волластонит относится к наиболее ранним контактовым минералам. После него выделяются гранат, а затем эпидот.

Пироксены представлены геденбергитом, салитом и диопсидом и развиты только в зонах контактовых роговиков и замещаются гранатом, актинолитом, тремолитом, эпидотом, хлоритом.

Геденбергит ($cNg=46^\circ$, $2V(+)=62^\circ$, $Ng=1,759\pm 0,001$, $Nm=1,732\pm 0,001$, $Np=1,722\pm 0,001$) развит в богатых железом известковистых песчаниках (до 7% Fe), салит ($cNg=72^\circ$, $2V(+)=59-60^\circ$, $Ng=1,726\pm 0,001$, $Np=1,696\pm 0,001$) развит в менее железистых песчаниках в ассоциации с гранатом и клиноцоизитом и мартитом, а диопсид ($aNp=31^\circ$, $cNg=38-40^\circ$, $2V(+)=56^\circ$, $Ng=1,695\pm 0,001$, $Np=1,666\pm 0,001$) развивается только по бедным железом известковым песчаникам (до 1,8% Fe). Здесь очень ярко проявлена зависимость железистости пироксена от железистости исходной породы.

Амфиболы представлены актинолитом ($cNg=12-15^\circ$, $2V(+)=80-82^\circ$, $r<V$, слабая; $Ng=1,656\pm 0,001$, $-1,651\pm 0,001$, $Nm=1,647\pm 0,001-1,634\pm 0,001$, $Np=1,634\pm 0,001-1,626\pm 0,001$) и тремолитом ($cNg=14-16^\circ$, $l(+)$, $2V(+)=84$, $Ng=1,633\pm 0,001$, $Nm=1,622\pm 0,001$, $Np=-1,608\pm 0,001$). Актинолит развит по породам с содержанием железа $> 3\%$ (в ассоциации с геденбергитом, эпидотом, мартитом), а тремолит — по маложелезистым известковистым песчаникам (до 1,8—2% Fe) в парагенезисе с клиноцоизитом и цоизитом и безжелезистым кальцитом.

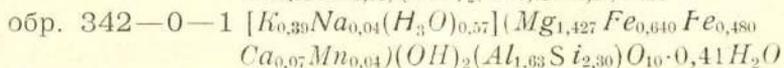
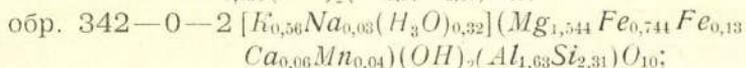
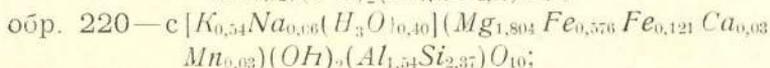
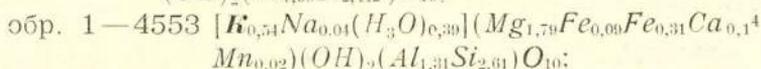
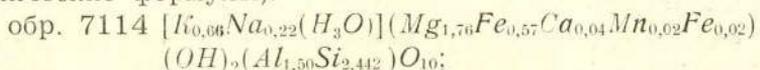
Группа эпидота. Минералы группы эпидота весьма широко развиты в рудовмещающей толще и представлены эпидотом, клиноцоизитом, цоизитом, пьомонитом и оргитом. Наиболее распространен эпидот. Он развивается по кальциту и плагиоклазу в песчаниках (особенно в декальцитизированных). Во внутрiformационных конгломератах он образуется на контактах обломков и галек пелитовых пород, а в метаморфизованных алевролитах и аргиллитах (сланцах) эпидот образует гломеробласты и пойкилобласты, срастаясь с кварцем, альбит-олигоклазом и слоистыми силикатами. Среди эпидотов выделяется три типа.

1. Обломочный и частично регенерированный эпидот, развитый в железистых песчаниках ($N_g = 1,781 \pm 0,001$, $N_p = 1,734 \pm 0,001$, $N_g - N_p = 0,047$, $2V = (-)54 - 67^\circ$, $aN_g = 29^\circ$). Этот эпидот обладает максимальной железистостью. 2. Эпидот почти бесцветный, развивающийся по основным и средним плагиоклазам с образованием кальцита ($N_g = 1,760 \pm 0,001 - 1,764 \pm 0,001$, $N_p = 1,730 \pm 0,002 - 1,720 \pm 0,002$, $2V = (-)75 - 86^\circ$, $aN_g = 16 - 20^\circ$). Образование его относится, главным образом, к этапу эпигенеза и начала метаморфизма при деанортитизации плагиоклазов. 3. Эпидот зеленый, бледно-зеленый, с $N_g = 1,765 \pm 0,001 - 1,770 \pm 0,001$, $N_g = 1,723 \pm 0,001 - 1,730 \pm 0,001$ и $2V = (-)70 - 80^\circ$. Этот эпидот развит, главным образом, в декальцитизированных песчаниках в богатых рудой участках и образован при эпигенезе и метаморфизме в процессе декальцитизации. Второй и третий типы эпидотов развиты и в жилах. Сопоставление распространения различных типов эпидотов и минералов группы эпидота показало, что наиболее железистые эпидоты развиты в богатых железом породах. Цоизит и клиноцоизит развиты в контактовых роговиках по маложелезистым породам, а пьомонит встречается в известковистых песчаниках, содержащих до 1—2% марганца, ортит — в жилах, рассекающих известковистые песчаники, содержащих лантан и церий.

Таким образом, рассмотрение минералов группы эпидота позволяет говорить об общности химизма пород и развитых в них минералов.

Слоистые силикаты. Детального исследования слоистых силикатов рудовмещающей толщи ранее не проводилось. Устанавливаются: мусковит, биотит, хлориты, гидрослюда, глинистые минералы. Среди мусковитов по составу и условиям образования выделяется три типа: первый развит в известковистых песчаниках как результат метамор-

фического преобразования первично-глинистого цемента и обладает наименьшими значениями показателей преломления ($N_g=1,594\pm 0,001$, $N_m=1,588\pm 0,001$, $N_p=1,553\pm 0,001$, $2V = (-) 46^\circ$). Второй тип развит в декальцитизированных рудных песчаниках и характеризуется более высокими показателями преломления ($N_g=1,605\pm 0,001$, $N_m=1,601\pm 0,001$, $N_p=1,561\pm 0,001$, $2V = (-) 44^\circ$). Третий тип мусковита из жеод характеризуется минимальными показателями преломления. Сопоставление железистости мусковитов и вмещающих их пород указывает на зависимость железистости мусковитов от железистости пород. Рассмотрение биотитов также позволяет выделить три их разновидности как по составу, так и по времени и условиям образования. Специальное химическое термографическое, оптическое и дифрактометрическое исследование жильных биотитов с целью установления характера их изменений показало, что все жильные биотиты в той или иной степени подвержены окислению и гидратации (см. их кристаллохимические формулы):

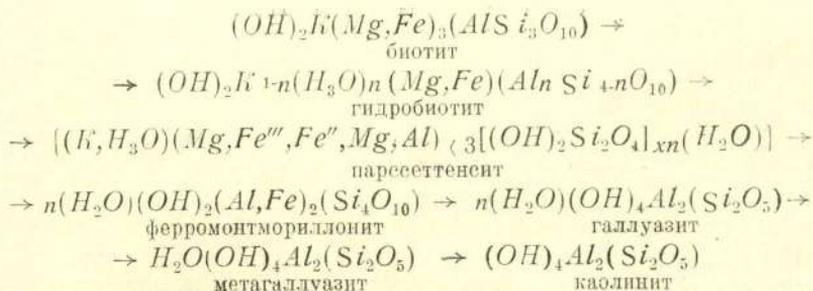


Рассчитанные на основе полученных формул коэффициенты окисления (f) и гидратации (h) свидетельствуют о их прямой зависимости и о резком возрастании окисления (f меняется от 0,12 до 0,76) при приближении к дневной поверхности, что является показателем гипергенного характера изменений биотита в условиях коры выветривания. Интенсивность гидратации зависит как от глубины, так и степени трещиноватости. Анализ дифрактограмм, кристаллохимических формул и термограмм показал, что биотиты представляют собой сложные пакеты, состоящие из слоев триоктоэдрической слюды (биотита) с $\frac{d}{n} = 10,18\text{Å}^0 - 10,7\text{Å}^0$

и вермикулита ($\frac{d}{n} = 11,24 - 11,54 \overset{\circ}{\text{Å}}$). В ряде случаев устанавливается как промежуточная фаза парсеттенсит (рефлекс от (001) с $\frac{d}{n} = 12,33 - 12,75 \overset{\circ}{\text{Å}}$ и от (211) с $\frac{d}{n} = 2,66 \overset{\circ}{\text{Å}}$ и $\frac{d}{n} = 2,35 \overset{\circ}{\text{Å}} - 2,39 \overset{\circ}{\text{Å}}$), что подтверждает известное предположение Г. Штрунца (1962) о месте минералов группы парсеттенсита — экманита в ряду изменений биотит-гидробиотит-вермикулит. Конечной стадией изменения биотита является железистый монтмориллонит ($\frac{d}{n}$ (001) = $14,59 \overset{\circ}{\text{Å}}$ и $\frac{d}{n}$ (060) = $1,53 \overset{\circ}{\text{Å}}$). Указанные минералы фиксируются также на многочисленных термограммах. Характерно, что при сопоставлении серии различно измененных биотитов (по данным рентгеноструктурного и термического анализов) устанавливается постепенный переход от почти неизмененного биотита, через гидробиотит-парсеттенсит до образования двух фаз: сапонита и $7 \overset{\circ}{\text{Å}}$ — хлорита (рефлексы от (002) с $\frac{d}{n} = 14 \overset{\circ}{\text{Å}}$ отсутствуют).

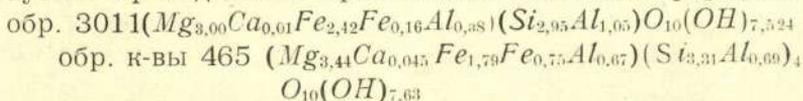
Гидратация биотита сопровождается понижением показателей его светопреломления, при этом устанавливается прямая зависимость между содержанием железа и показателей преломления и обратная — между содержанием воды и показателями преломления (при изменении n от 0,1 до 0,4 N_m уменьшается от 1,580 до 1,630).

Таким образом, четко устанавливается стадийность выветривания биотита с одной стороны и существование одновременно в одной пробе и даже в одном зерне переслаивания решеток, отвечающих разным стадиям выветривания. Полученная стадийность и двойная направленность течения выветривания находится в соответствии с предложенной И. И. Гинзбургом (1947) схемой разрушения мусковита, которая для биотита с учетом новых данных выглядит так:



В условиях древней коры выветривания в пределах Удоканского месторождения процессы выветривания не дошли до каолиновой стадии, а остановились на стадии ферримонтмориллонита или сапонита. Этот факт при сопоставлении с существованием карбонатной древней зоной окисления (малахит, азурит) свидетельствует о господстве щелочной среды, а также о полусухом и теплом климате. Процессы окисления и гидратации биотита сопряжены с халькозинизацией борнита и мартитизацией магнетита.

Хлорит относится к категории широкораспространенных минералов. Почти все хлориты относятся к железисто-магнезиальному типу. Химический состав их характеризуется приводимыми кристаллохимическими формулами:



По химическому составу, а также на основе рентгенометрического, термографического и оптического изучения хлориты отнесены к рипидолиту-афросидериту.

Среди хлоритов по условиям образования, оптическим и другим свойствам выделяется три типа. Хлорит первого типа (с $n_g = 1,630 - 1,638$) развивается по биотиту и представлен двумя разновидностями. Ранний хлорит связан с регрессивным контактовым метаморфизмом и имеет $\frac{d}{n}$

$(001) = 14\text{Å}$, поздний — связан постепенными переходами с гидрослюдами и имеет $\frac{d}{n} (001) = 7\text{Å}$. Второй тип хлорита — развивается самостоятельно, не замещая биотита и связан с перераспределением вещества при эпигенезе и метаморфизме ($n_m = 1,610 - 1,626$). Третий тип хлорита —

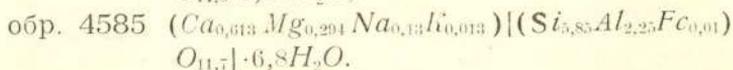
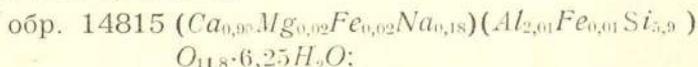
реликтовый, связанный переходами в биотит при региональном метаморфизме. Развита в участках перехода эпидот-хлоритовой субфации метаморфизма в биотитовую.

Таким образом, среди слоистых силикатов, как и среди других минералов (кальциты, группа эпидота) устанавливается несколько типоморфных разновидностей, отвечающих различным этапам становления толщи: среди мусковитов и хлоритов достаточно ясно выделяются ранние их генерации, связанные с эпигенезом и начальным метаморфизмом. В связи с региональным метаморфизмом появляется биотит, условия существования которого в различных участках толщи определяются процессами контактового регрессивного (а вблизи даек и Кеменской интрузии — прогрессивного) метаморфизма и выветривания.

Слоистые силикаты также проявляют тенденцию к наследованию в своем химическом составе от химизма пород (при изменении содержания железа во вмещающих породах от 2,39 до 10,34% содержание железа в биотитах и хлоритах меняется от 8,27 до 28,11%). Устанавливается также зависимость состава хлорита от состава биотита, по которому он развивается.

Цеолиты установлены на Удоканском месторождении недавно: сначала десмин в жилах в дайке кварцевого габбро-диабазы (Богданов, 1963), а затем нами уже во вмещающих породах далеко за пределами дайки. Автором установлены стеллерит, Mg-содержащий десмин, ломонит и шабазит.

Химическими анализами установлено, что среди десминов присутствуют только стеллерит и новая разновидность — Mg-содержащий десмин (см. их кристаллохимические формулы):



Среди ломонитов установлены также только кальциевые разновидности. Эта особенность цеолитов неслучайна и указывает на зависимость их состава от преимущественно кальцитового состава цемента вмещающих пород. Появление Mg-содержащего десмина установлено в участке интенсивно проявленной хлоритизации биотита, происходящей с освобождением Mg, который захватывался при

росте кристаллов десмина, происходившем вслед за хлоритизацией.

Таким образом, новообразованные минеральные парагенезисы характеризуют первичный минеральный состав цемента и обломочного материала. Это явление отражается резким преобладанием кальциевых разновидностей среди минералов переменного состава (андрадит, волластонит, кальциевые цеолиты, эпидот, диопсид, тремолит, актинолит, мицзонит, сфен), что полностью согласуется с существенно кальцитовым составом цемента исходных пород.

Характерно вполне определенное соотношение плагиоклаза и микроклина в зависимости от типа и состава цемента: в известковых песчаниках преобладающим является плагиоклаз, тогда как в песчаниках со слюдистым цементом преобладает микроклин.

В процессе преобразования песчаных и глинистых пород устанавливается преемственность в химизме исходного осадка и продуктов метаморфизма, что проявляется в зависимости химического состава минералов от состава вмещающих их пород. Особенно четко выражена унаследованность в железистости кальцита, эпидота, биотита, пироксенов, амфиболов и железистости содержащих их пород. Минералы содержат элементы-примеси, характеризующие микроэлементную специализацию пород. Минералы жил и пород характеризуются присутствием одних и тех же элементов-примесей. В жилах элементы, примеси нередко входят уже не изоморфно, а в форме субмикроскопических самостоятельных минералов, как это было показано для марганца в кальците.

В процессе преобразования минералов устанавливается унаследованность в составе и свойствах: высокодвуупреждающие, с большим содержанием железа, биотиты переходят в магнетиально-железистые хлориты с более высокими показателями преломления.

Особенностью минералов (особенно турмалина) является стремление к уравниванию содержания дефицитных и излишних элементов путем преобразования регенерационных кайм и оторочек, содержащих количество переменных элементов, необходимое для равновесия системы. Детальное исследование обломочных и новообразованных минералов позволило установить многоактность процесса минералообразования в толще. Многоактности соответствуют различные типы одного и того же минерального вида, характеризующиеся определенными типоморф-

ными особенностями. Эти типоморфные особенности зависят как от характера процесса, так и от вмещающей их среды. Последний фактор является в общем случае определяющим при формировании состава и свойств определенной разновидности. Характернейшей чертой минералов, слагающих породы рудовмещающей толщи является унаследованность их состава от состава вмещающих пород.

Приведенные особенности могут быть сведены к следующему: в процессе преобразования песчано-глинистых пород рудовмещающей толщи проявляется унаследованность химического состава исходных и конечных членов преобразующейся серии (ряда) пород. Это позволяет установить, что преобразование пород происходит без привноса вещества в толщу извне.

4. ЖИЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩЕ

В литературе существует представление (Ю. В. Богданов, Н. Н. Бакун и др.), что жилы Удоканского месторождения относятся к «альпийскому» типу, но достаточных доказательств этому еще не было приведено. Главным для решения этого вопроса является выяснение источников вещества для жилообразования.

Детальное исследование жильных образований позволило установить, что присутствует два главных генетических типа жил. К первому относятся жилы альпийского типа, образовавшиеся при эпигенезе и региональном метаморфизме. Они сформированы или путем перекристаллизации вещества на месте вдоль трещин с незначительной миграцией вещества, или за счет вещества как вынесенного из породы в трещину, так и частично привнесенного в нее из других частей толщи.

Расчет баланса выноса и привноса вещества, произведенный по методу Рудника, с введением в формулу расчета величины истинных природных объемов позволил решить вопрос об источниках вещества при формировании жил. Полученные данные позволили полагать, что в ряде случаев количества SiO_2 , CaO и CO_2 , вынесенного из конкретного участка породы, достаточны для формирования существующего объема жилы. В отдельных случаях устанавливается дефицит отдельных компонентов, который пополяется за счет привноса вещества из тех частей толщи, где

установлен избыток выноса против количества зафиксированного в жиле.

Во всех случаях количества вынесенной меди и серы избыточны по сравнению с необходимым для формирования имеющихся в них сульфидов. Избыток высаживается в виде тонких прожилков вдали от жилы или рассекает ее.

Формирование жил из вещества вмещающих их пород, а также тождество минерального состава жил и вмещающих их пород, общая микроэлементная их специализация и отсутствие в жилах элементов-примесей, не зафиксированных во вмещающей породе, — позволяют отнести их к «альпийскому типу».

Второй тип жил характеризуется четко секущим характером, резкими контактами, слабо выраженными зонами изменений, более поздним временем образования и тяготением максимального развития к участкам контактов с магматическими породами. Все эти признаки позволяют связать его с контактовым метаморфизмом.

Среди главных типов жил по минеральному составу, возрастным взаимоотношениям и другим признакам выделяются промежуточные типы.

Наряду с полигенностью довольно четко устанавливается многостадийность образования жил. К наиболее ранним относятся кальцитовые, кварц-кальцитовые жилы, причем, агрегаты кальцита в них имеют форму корродированных ксенолитов, замещающихся кварцем. Как в кальците, так и в кварце присутствуют сульфиды меди и железа (халькопирит, борнит, халькозин). Эти жилы соответствуют стадии глубинного эпигееза. Кварц-кальцитовые и кварцевые жилы нередко разбиты трещинами, по которым развиваются полевые шпаты, биотит, турмалин, мусковит и эпидот, гематит, сульфиды. В пределах ореола контактового метаморфизма эти жилы подновляются выделением граната, пироксенов, везувиана, волластонита и других минералов. К более поздним минералам относятся 14—А хлорит, развивающийся по биотиту и цеолиты, которые соответствуют эпидот-хлоритовой и цеолитовой ступеням контактового метаморфизма, наложенного на биотитовую субфацию фации зеленых сланцев. Появление силикатных минералов в жилах является отличительной чертой регионально метаморфизованных месторождений, к которым относится Удоканское, а также медные месторождения Северной Родезии и Катанги.

Эта особенность указывает на существенное отличие процессов миграции различных компонентов в условиях различной степени метаморфизма. Рассмотрение жильных образований в месторождениях одного генетического типа, находящихся на различных ступенях метаморфизма, позволяет полнее представить процессы их формирования и проследить отдельные его стадии.

5. МЕТАМОРФИЗМ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ

Региональный метаморфизм. Наши предшественники полагали, на основании картирования на дневной поверхности, что рудовмещающая толща претерпела лишь дометаморфические изменения регионального характера (Н. Н. Бакун) или региональный метаморфизм альбит-эпидот-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев (М. Е. Бердичевская, Ю. В. Богданов). Нашими исследованиями установлено, что широкое развитие хлорита и гидрослюда в песчаниках и жилах имеет вторичный характер и является следствием двух процессов: регрессивного метаморфизма в связи с Кеменской гранитной интрузией и регрессивного эпигенеза в связи с гипергенными процессами. Изучение

отношения $\frac{\text{биотит}}{\text{хлорит}}$ в плане и по разрезам показало, что только в ореоле контактового метаморфизма Кеменской интрузии оно изменяется в зависимости от удаленности от магматических пород. На расстоянии 3,5 км резко преобладает только биотит и отношение $\frac{\text{биотит}}{\text{хлорит}}$ весьма велико.

Устойчивость биотита за пределами эпидот-хлоритовой зоны контактового метаморфизма указывает на образование его в процессе регионального метаморфизма. На вершинах с самыми большими абсолютными отметками хлорит еще устойчив. В этих участках наряду с только формирующимся биотитом присутствуют альбит, эпидот, кальцит, гематит, реже магнетит. Слюда представлена, главным образом, мусковитом. Здесь достаточно четко сохраняются бластосаммитовые структуры. Эти участки представляют собой реликты альбит-эпидот-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев.

Во всех других случаях устанавливаются парагенезисы, характеризующие биотитовую субфацию фации зеленых сланцев. Эти породы характеризуются новообразован-

ными эпидотом, мусковитом, биотитом, магнетитом, микроклином, альбит-олигоклазом.

С региональным метаморфизмом и эпигенезом связано локальное перераспределение рудного вещества в связи с процессами декальцитизации, эпидотизации, альбитизации, десилификации.

Контактовый метаморфизм а) Околодайкавый метаморфизм. Метаморфические породы рудовмещающей толщи прорваны серией даек пегматоидных кварцевых габбро-диабазов. Околодайкавый метаморфизм выражен в появлении зон гибридизма непосредственно в пределах контакта и ороговикования вмещающих пород. Характерна зональность расположения различных парагенетических типов роговиков, отвечающих различным ступеням контактового метаморфизма, соответствующим выделенным Д. С. Коржинским (1947) на примере Турьинских медных месторождений. Периферические зоны околодайкавого метаморфизма, накладываясь на регионально-метаморфизованные породы, вызывают в них явления регрессивных изменений. В участках контакта медистых песчаников с дайками, последними ассимилируется медь и сера. Из даек выносятся железо. Здесь наблюдается зональное распределение сульфидов меди, выражающееся в постепенной смене халькозина борнитом, борнита — халькопиритом, халькопирита — пиритом (при движении из зоны экзоконтакта в зону эндоконтакта). Явление это связано с уменьшением отношений $\frac{Cu+S}{Fe}$ по мере движения от песчаников к центральным частям даек;

б) Контактовый метаморфизм, связанный с гранитоидами Кеменского и Ингамакитского комплексов, характеризуется образованием граната, пироксенов, амфиболов, цоизита, волластонита, биотита, кордиерита, везувияна, скаполита, эпидота, десмина, ломонита, хлорита. Ореолы контактового метаморфизма обычно имеют зональное строение. Вокруг Кеменской интрузии, изученной наиболее детально, выделяется пять зон, отвечающих различным температурным ступеням в зависимости от удаленности от интрузии: пироксен-гранатовые роговики (150 м), гранат-эпидотовые и биотит-амфиболовые роговики (150—200 м), актинолит-эпидотовая зона (250—400 м), хлорит-эпидотовая зона (400—2000 м), цеолитовая зона (1000—3000 м). Минеральный состав роговиков и ороговикова-

ных пород в одной и той же зоне, в зависимости от минерального и гранулометрического состава исходных пород, различны. В пределах первых трех зон метаморфизм прогрессивен, а в хлорит-эпидотовой и цеолитовой зонах регрессивен. Для этих зон характерна интенсивная хлоритизация биотита, вынос в трещины SiO_2 , CaO , Al_2O_3 с образованием цеолитов (десмина и ломонтита).

В связи с контактовым метаморфизмом проявился оклотрещинный метаморфизм с образованием жильных минеральных парагенезисов, отвечающим определенным контактовым зонам. Для жил характерна многостадийность, отвечающая наложению более поздних низкотемпературных процессов в связи с охлаждением магматического очага. В большинстве случаев эти жилы развиты по ранее образованным жилам альпийского типа, связанным с региональным метаморфизмом. За пределами рудоносного горизонта сульфиды меди в жилах, как правило, отсутствуют.

Почти все метаморфогенные минералы имеют переменный состав, меняющийся в зависимости от состава породы. Это четко выявляется для железистости кальцита, мусковита, эпидота, биотита, пироксенов, роговых обманок и других зависимых от железистости пород. Характерно обилие кальциевых минералов (андрадит, волластонит, везувин, скаполит, кальциевые цеолиты), что полностью согласуется с существенно кальцитовым цементом исходных пород. Соотношение плагиоклаза и микроклина зависит от типа и состава цемента: в известковистых песчаниках преобладающим является плагиоклаз, тогда как в песчаниках со слюдистым цементом (а следовательно, с преобладанием суммы $\text{Na}+\text{K}$ над суммой $\text{Na}+\text{Ca}$) преобладающим является микроклин. В этих особенностях метаморфогенных минералов проявляется унаследованность состава исходной осадочной породы и продуктов ее метаморфизма. Изучение характера регионального перераспределения вещества при контактовом метаморфизме показало, что отношение

$\frac{\text{SiO}_2}{\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3}$ практически не изменяются в зависимости

от удаленности от Кеменской интрузии. $\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}}$ и содержание CaO изменяются в зависимости от первичного литологического состава разреза и имеют упорядоченный ха-

рактиер распределения. $\frac{K_2O}{Na_2O+K_2O}$ увеличивается при появлении в разрезе большого числа слоев метаморфизованных алевролитов и аргиллитов. Содержание извести меняется в зависимости от увеличения или уменьшения количества известковистых песчаников вне зависимости от удаленности Кеменской интрузии. Лишь отношение $\frac{CaO \text{ нераст.}}{CaO \text{ общее}}$

уменьшается по мере удаления от контакта с гранитами, указывая на степень перехода CaO карбонатного в CaO силикатное в связи с контактовым метаморфизмом и вне зависимости от ритмичности. Распределение меди и железа полностью подчиняется ритмичности толщи.

Следовательно, наряду с зависимостью состава метаморфогенных минералов от химизма вмещающих пород наблюдается унаследованность продуктами метаморфизма химического состава первичного осадка. Какой-либо закономерности распределения меди в зависимости от положения интрузии не устанавливается. Это положение свидетельствует об отсутствии привноса вещества в толщу извне, при контактовом метаморфизме. Калиевый метасоматоз, которому отводилась большая роль в исследованиях предшественников (Н. Н. Бакун, Лейтес, Бердическая, Володин), проявлен лишь в узкой полосе шириной 10—15 м непосредственно у контакта и не имеет регионального значения.

Таким образом, исследования метаморфизма рудовмещающей толщи позволили установить, что в процессе длительных и многоактных метаморфических преобразований сохраняется унаследованность химизма и структур исходных пород и продуктов метаморфизма, с одной стороны, и зависимость химического состава минералов переменного состава от химизма вмещающих пород, с другой. Это обстоятельство позволяет утверждать, что метаморфические преобразования рудовмещающей толщи происходили без существенного привноса вещества (рудного в том числе) извне, несмотря на широкое развитие интрузивной деятельности. Все это позволяет определить сингенетичность медного оруденения и первичных песчано-глинистых отложений и признать первичноосадочный генезис месторождения.

Локальное перераспределение вещества, ограниченное, как правило, пределами слоя или ритма, происходит

при течении эпигенеза и регионального метаморфизма. Основными процессами этапа эпигенеза и регионального метаморфизма, кроме формирования специальных метаморфогенных минералов, являются: декальцитизация, окварцевание, десилицификация, альбитизация, эпидотизация. Декальцитизация сопровождается десилицификацией, альбитизацией и эпидотизацией. В связи с этими процессами происходит локальное перераспределение и концентрация оруденения в декальцитизированных песчаниках. Окварцевание ведет к локальному разубоживанию руд. Регулятором при течении этих процессов является, главным образом, не температура и давление, а режим щелочность-кислотность и окислительно-восстановительный потенциал. Температура и давление регулируют, главным образом, интенсивность и скорость течения процессов.

Таким образом, рудовмещающая толща Удоканского месторождения представляет собой древнейшую меденосную формацию типа медистых песчаников, обломочный материал и оруденение которой сформированы за счет разрушения архейских отложений Южной Якутии. Отложения рудовмещающей толщи претерпели региональный метаморфизм биотитовой и альбит-эпидот-хлоритовой субфаций зеленых сланцев, с которым связан жильный комплекс альпийского типа, и контактовый метаморфизм, явившийся вблизи магматического очага прогрессивным, а вдали — регрессивным. Зональности и многостадийности контактового метаморфизма соответствует зональное распределение и стадийность образования соответствующей жильной фации. Весьма четко выявляется унаследованность состава и структур исходных пород и продуктов метаморфизма. На перераспределение рудного материала оказал влияние региональный метаморфизм. Контактный же, в силу того, что главная часть рудоносного горизонта попадает лишь в цеолитовую и, частично, эпидотхлоритовую его зоны (исключение составляют дайки), не привел к существенному перераспределению рудного материала.

6. ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ И ОРУДЕНЕНИЯ

Сравнительная характеристика особенностей постседиментационных изменений Удоканского месторождения с другими месторождениями типа медистых песчаников и сланцев (Джезказган, Приуралье, Мансфельд, месторож-

дения Северной Родезии и Катанги, ленских медистых песчаников), находящихся на различных уровнях метаморфических изменений, позволило наметить основные особенности каждого из этапов формирования медистых пород.

1. В медистых породах, независимо от возраста, первичная форма фиксации халькофильных элементов — кислородные соединения (основные карбонаты и др.), что находится в полном соответствии с известными выводами Н. М. Страхова (1962). Сульфиды формируются в процессе диагенеза редукцией окисных форм металлов в сульфидные. В это время закладываются контуры рудных тел и минеральная зональность. Сульфидообразование сопровождается исчезновением красных и появлением серых окрасок в песчаниках. Эти особенности также находятся в полном соответствии с известными выводами Н. М. Страхова. Богатые сульфидные руды приурочены в песчаниках, независимо от их возраста и степени метаморфизма, к участкам ритмов, обогащенным первично глинистыми образованиями в связи с обогащенностью этих участков органическими остатками и повышенной щелочностью в них в связи с присутствием гидрослюд и монтмориллоидов.

2. Медистые песчаники несут четкие следы альбитизации, интенсивность которой возрастает от раннего эпигенеза к региональному метаморфизму. Процесс альбитизации сопровождается декальцитизацией и регулирует перераспределение рудного материала в пределах ритмов, являясь показателем щелочности среды. Проявляющееся наряду с альбитизацией локальное окварцевание в низах ритмов способствует разубоживанию руд и перемещению рудных элементов в верхние части ритмов или в трещины с образованием жил. Все это указывает на генеральную определяющую роль изменений щелочно-кислотного режима как для первичной локализации рудных минералов, так и при их перераспределении. Окислительно-восстановительный потенциал и соотношения меди, железа и серы, в свою очередь, определяют минеральную форму выделения руд.

3. Каждому из этапов эволюции соответствуют свои минеральные парагенезисы, сведенные в табл. 3, из которой следует, что при осадконакоплении образуются карбонаты халькофильных и щелочно-земельных металлов и гидрокислы железа, при диагенезе генерируются сульфиды и глауконит, ранний эпигенез характеризуется образова-

нием альбита, монтмориллонитов, цеолитов, а также разрушением средних плагиоклазов, обломочных фемических минералов и гидрослюд. Глубинный эпигенез ознаменован новообразованиями цоизита, эпидота, мусковита, хлорита и гематита. Продолжается мартитизация обломочного магнетита, деанортитизация плагиоклазов и растворение и переотложение кварца. Начало регионального метаморфизма знаменуется появлением новообразованного олигоклаза, магнетита и продолжением образования хлорита, турмалина, эпидота и микроклина.

Широкое развитие биотита, магнетита, а также продолжающаяся альбитизация и декальцитизация характеризуют развитие биотитовой субфации фации зеленых сланцев, в условиях которой, по-видимому, происходит максимальная дифференциация рудного вещества в пределах ритма. Околодайкавый метаморфизм ведет к существенному перераспределению рудного материала лишь в узких зонах гибридизма, в которой Si и S ассимилированы магмой и переплавлены. В ореоле контактового околодайкавого метаморфизма возникает минеральная зональность в распределении сульфидов, связанная с зональностью ореола контактового метаморфизма. Процесс прогрессивного развития метаморфических изменений рассмотренных медистых пород на этом заканчивается, уступая место на Удоканском месторождении регрессивному контактовому метаморфизму, а в других случаях — регрессивному эпигенезу. Если первая из регрессивных стадий характеризуется хлоритизацией биотита, возникновением цеолитов и началом мартитизации магнетита и халькозинизации борнита, то в процессе регрессивного эпигенеза, сопоставимого с древними корами выветривания, эти явления приобретают массовый, региональный характер и способствуют значительному перераспределению рудного вещества, закономерности которого еще далеко не познаны.

4. На всех этапах эволюции медистых пород каждому из них соответствует своя жильная фация, минеральный состав которой соответствует минеральным образованиям соответствующего этапа.

Эпигенезу соответствуют кварц-кальцит-сульфидные жилы, эпидот-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев — эпидот-гематит-хлоритовые жилы с сульфидами, биотитовой субфации фации зеленых сланцев — биотит-мусковит-эпидот-актинолит-турмалин-полевошпатовые жилы с гематитом и сульфидами. Контактному метаморфизму со-

ответствует зонально построенный ореол ороговикованных пород. Главная часть рудоносного горизонта попадает лишь в цеолитовую и, частично, эпидот-хлоритовую его зоны (исключение составляют дайки). Контактный метаморфизм не привел к существенному перераспределению рудного материала.

ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

1. Установление первично-осадочного генезиса Удоканского месторождения и отсутствия зависимости распределения оруденения от контактовых процессов является определяющим при выборе направления геологоразведочных работ. Основным определяющим фактором распределения оруденения является ритмичность осадконакопления в условиях подводной дельты, поэтому поисково-разведочные работы должны проводиться в пределах развития именно этих отложений. Особое значение этот фактор имеет при оценке перспектив и разведке восточного фланга Удоканского месторождения.

2. Установление источника сноса рудного и обломочного материала позволяет предполагать возможность рудных концентраций типа медистых песчаников на пути миграции рудного вещества, т. е. к северо-востоку от Удоканского месторождения.

3. Изучение минералогии железистых песчаников в пределах Удоканского месторождения и за его пределами, имеющих весьма широкое развитие и содержащих повышенное количество золота, циркона, ортита и других обломочных минералов, носителей рудных элементов, позволяет рекомендовать их в качестве объектов поисковых и оценочных работ.

Минеральные парагенезисы различных

Этапы и стадии формирования пород		Устойчивые минералы
1		2
Осадконакопление		Кварц, турмалин, кислые плагиоклазы, глинистые минералы
Диагенез		Кварц, турмалин, кальцит, кислые плагиоклазы
ЭПИГЕНЕЗ	Ранний	Кварц, турмалин, кальцит, альбит, мартит, гидроокислы железа и марганца, пирит, халькопирит, борнит, халькозин, сфалерит, галенит, глауконит, монтмориллоиды
	Глубинный	Кальцит, альбит, хлорит, микроклин, мартит, халькозин, борнит, пирит, марказит, халькопирит, сфалерит, галенит
Региональный метаморфизм	Эпидот-хлоритовая субфация	Кварц, альбит, хлорит, микроклин, эпидот, цоизит, сульфиды меди, цинка, свинца, железа, турмалин
	Биотитовая субфация	Кварц, альбит-олигоклаз, микроклин, мусковит, биотит, магнетит, эпидот, пьомонит, пирит, халькопирит, борнит, халькозин(?)
Регрессивный контактовый метаморфизм	Эпидот-хлоритовая и цеолитовая ступени	Кварц, альбит-олигоклаз, микроклин, мусковит, хлорит, гематит, эпидот, пирит, халькопирит, халькозин

стадий эволюции медистых пород

Новообразующиеся минералы	Неустойчивые минералы	Минералы жил
3	4	5
Кальцит, карбонаты Cu, Pb, Zn, гидроокислы железа и марганца	Средние и основные плагиоклазы, микроклин, пироксены, амфиболы, слюды, мартит	
Пирит, халькопирит, борнит, халькозин, сфалерит, галенит, гидрослюды, глауконит	Карбонаты Cu, Zn, Pb, гидроокислы железа и марганца, плагиоклазы № 10—50, микроклин, слюды, мартит, пироксены, амфиболы	
Сульфиды, альбит, кальцит, микроклин, монтмориллоиды, хлорит, цеолиты, анальцим, турмалин	Плагиоклазы № 10—50, пироксены, амфиболы, гидрослюды	Кальцит, сульфиды
Альбит, хлорит, мусковит, цоизит, эпидот, микроклин, гематит, кварц, турмалин	Кварц, плагиоклазы № 10—50, монтмориллоиды, глауконит, гидроокислы железа и марганца, цеолиты, анальцим	Кальцит, кварц, борнит, значительно реже халькозин и халькопирит
Альбит-олигоклаз, мусковит, хлорит, эпидот, пьомонит, магнетит, микроклин, биотит, турмалин, борнит	Основные плагиоклазы, кальцит, гематит, гидрослюды	Кальцит, кварц, хлорит, мусковит, гематит, эпидот, борнит и редко халькозин и халькопирит
Альбит-олигоклаз, микроклин, биотит, магнетит, актинолит, эпидот, борнит	Основные плагиоклазы, кальцит, гематит, хлорит, халькозин (?)	Кальцит, кварц, биотит, мусковит, турмалин, ортит, гематит, эпидот, борнит, полевые шпаты, халькопирит
Альбит-олигоклаз, цеолиты, 14-А, хлорит, мартит, эпидот, халькозин	Биотит, кальцит, магнетит, борнит, средние и основные плагиоклазы	Кальцит, цеолит, хлорит, халькозин, гематит

1		2
Регрессивный эпигенез	Этап монтмориллонизации	Кварц, альбит, гидрослюды, хлорит, гематит, эпидот, пирит, халькозин
	Этап карбонатизации	Кварц, монтмориллоиды, хлорит, азурит, малахит, хризоколла, гидрокислы железа и марганца

3	4	5
Гидрослюды, монтмориллоиды, 7-А хлорит, мартит, халькозин, хризоколла	Биотит, полевые шпаты, магнетит, борнит, халькопирит	Гидрослюды, халькозин, хлорит, хризоколла, гематит, гидрогематит
Азурит, малахит, кальцит, гидрокислы железа и марганца, марганцовистый кальцит, сульфаты	Сульфиды, мартит, гидрослюды, полевые шпаты	Малахит, азурит, монтмориллонит, марганцовистый кальцит, хризоколла, гидрокислы железа марганца, сульфаты Ca, Cu, и Fe

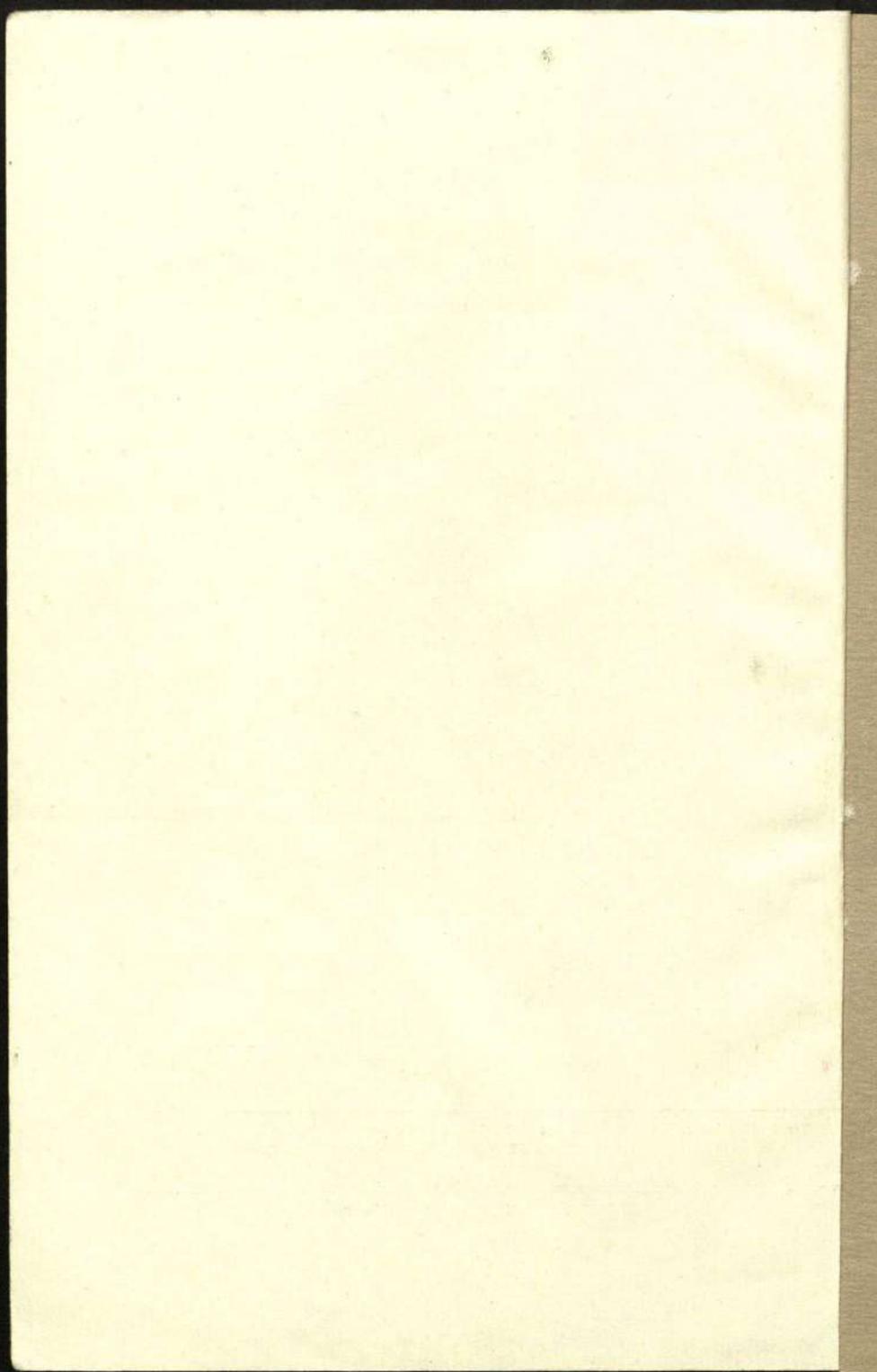
СПИСОК

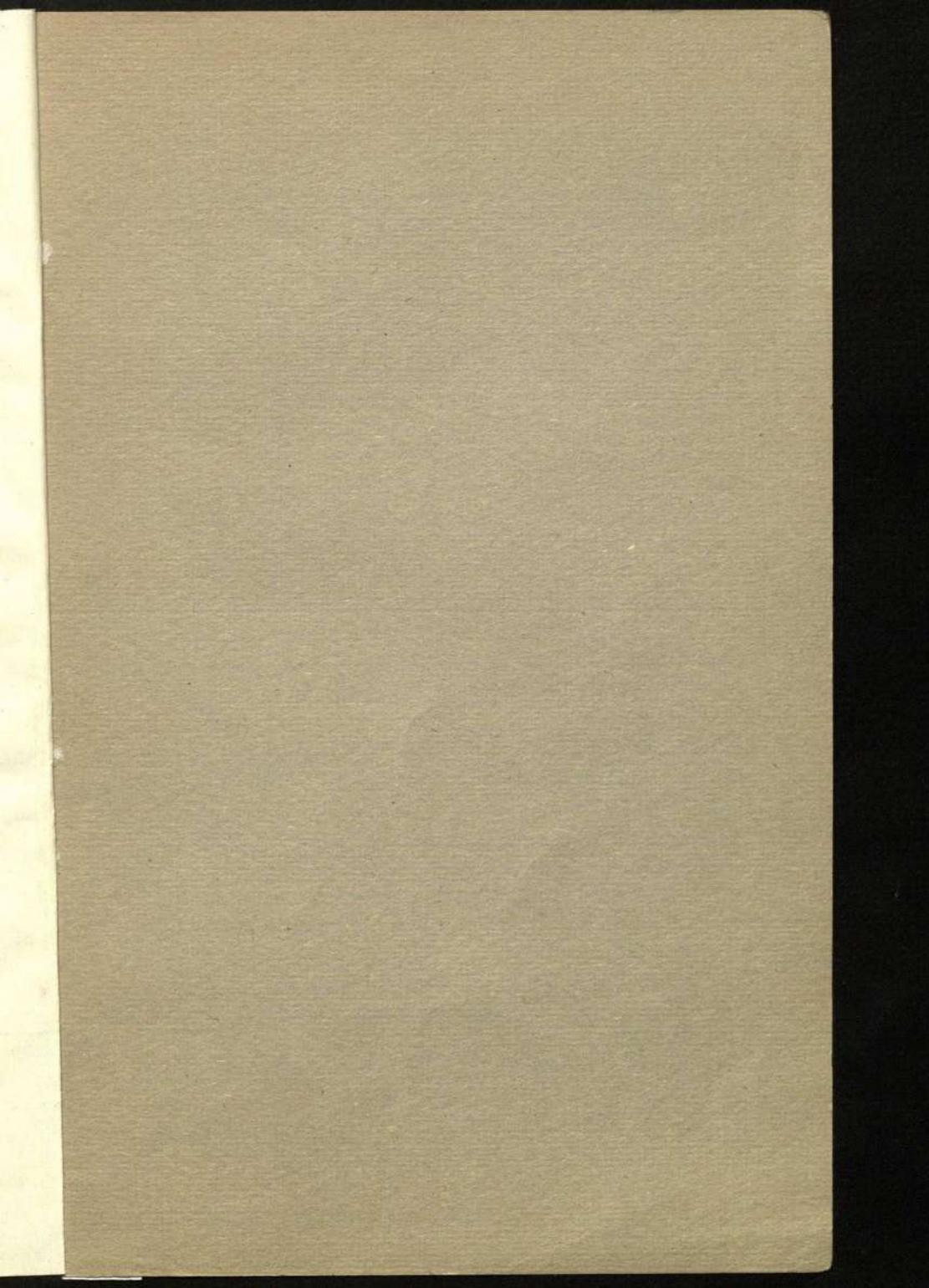
опубликованных работ автора по теме диссертации

1. О некоторых особенностях минералогии рудовмещающей толщи Удоканского месторождения меди. Тезисы докладов Второй научной конференции геологической секции им. В. А. Обручева ВГО. Чита, 1965 г.
2. Об особенностях обломочного серендибита из пород рудовмещающей толщи одного месторождения Забайкалья. Вестник научной информации Заб. отдела Геогр. об-ва СССР, № 2, 1965 г., г. Чита.
3. О зональности контактового метаморфизма рудовмещающей толщи Удоканского месторождения. В книге «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 1, г. Чита, 1965 г.
4. О зоне окисления Удоканского месторождения меди и ее роль в формировании температурного поля многолетнемерзлых пород. В книге «Геокриологические условия Забайкальского Севера», изд. «Наука», г. Москва, 1966 г. (Совместно с Ю. П. Безродных).
5. О магний-содержащем десмине Удоканского месторождения. Вестник научной информации Заб. филиала Геогр. об-ва СССР, г. Чита, № 8, 1967 г.
6. Об особенностях минералогии зоны окисления Удоканского месторождения меди. Вестник научной информации Заб. филиала Геогр. об-ва СССР, № 9, 1968 г. (Совместно с Н. Г. Смирновой и Л. А. Карениной).
7. Дайки и оруденение на Удоканском месторождении. В книге «Вопросы рудоносности Восточного Забайкалья», изд-во «Недра», Москва, 1967 г.
8. Вопросы генезиса Удоканского месторождения медистых песчаников (в печати). Книга «Вопросы геологии и генезиса рудных месторождений Забайкалья» (Совместно с Л. Ф. Наркелюном, Ю. П. Безродных, А. И. Трубачевым).
9. Жильные образования в рудовмещающей толще Удоканского месторождения. В книге «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья» вып. 2 (4), г. Чита, 1967 г. (Совместно с А. И. Трубачевым).
10. Цеолиты Удоканского месторождения меди и зависимость их состава от химизма рудовмещающей толщи (в печати). Книга «Вопросы геологии и генезиса рудных месторождений Забайкалья», изд-во «Недра», Москва.
11. Особенности метаморфизма отложений верхней части Удоканской серии в Удоканском рудном районе. В трудах Симпозиума по метаморфическим толщам Сибири, г. Владивосток, 1968 г.

Сдано в производство 13.II-1968 г. Подписано к печати 4.III-1968 г.
ФД 03094. Формат бумаги 60×84¹/₁₆. Объем 2,25 п. л.
Заказ № 942. Тираж 180. Бесплатно.

Чита, городская тип. упр. по печати.





Добрый день, Георгий Александрович!

Высылаю вам письмо и приглашение.

То же самое отправил для Алексея Борисовича.