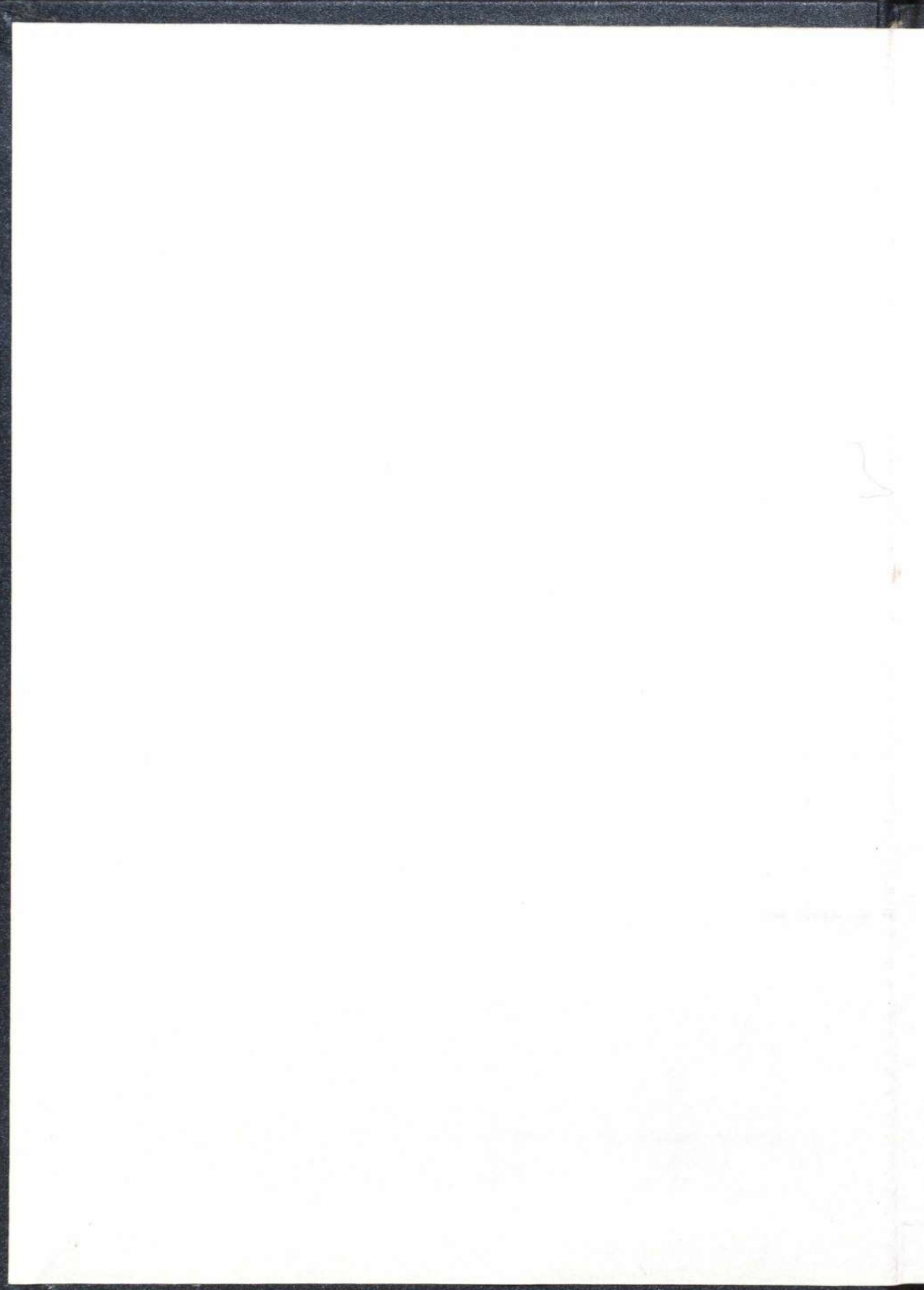


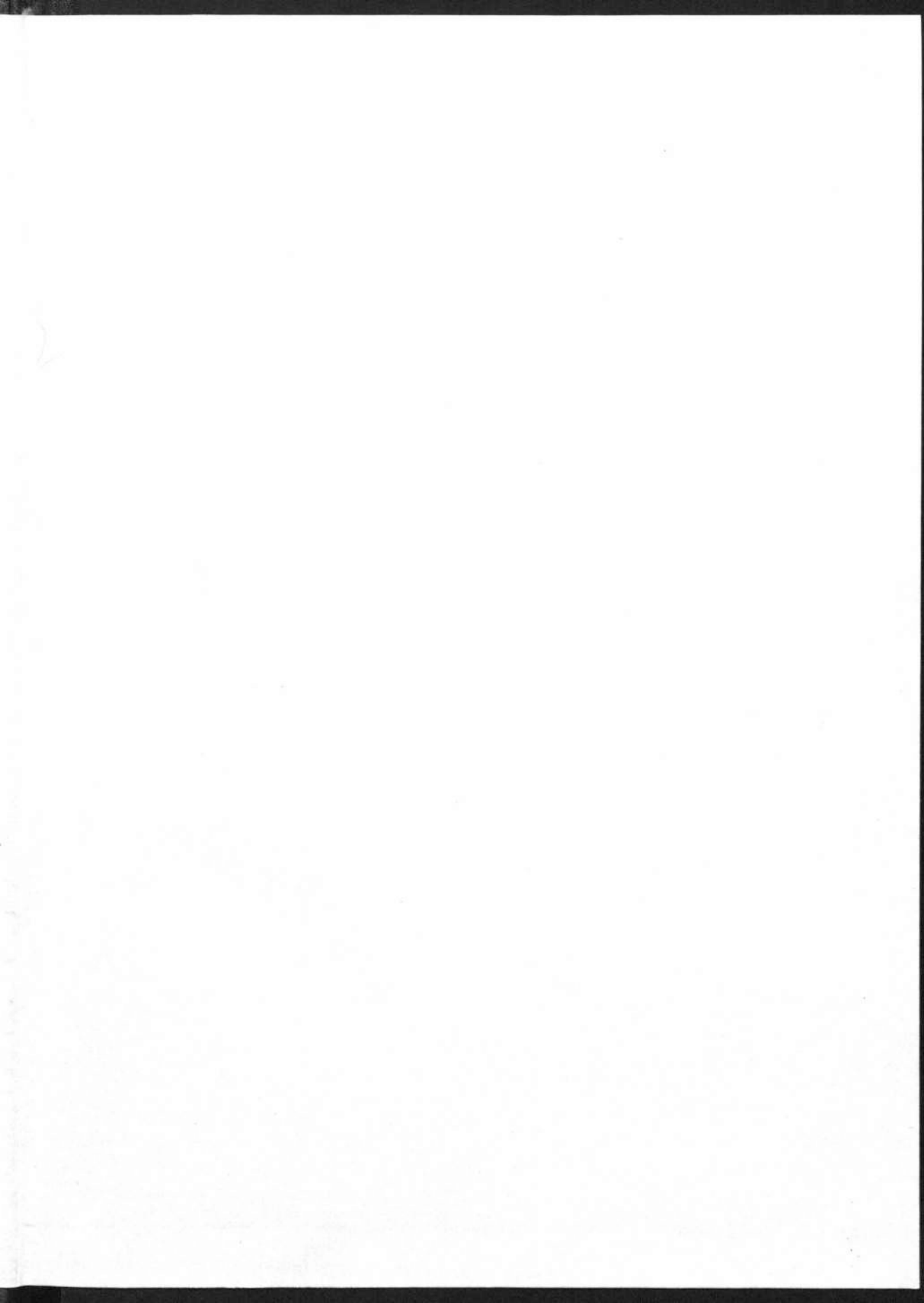
УДОКАН

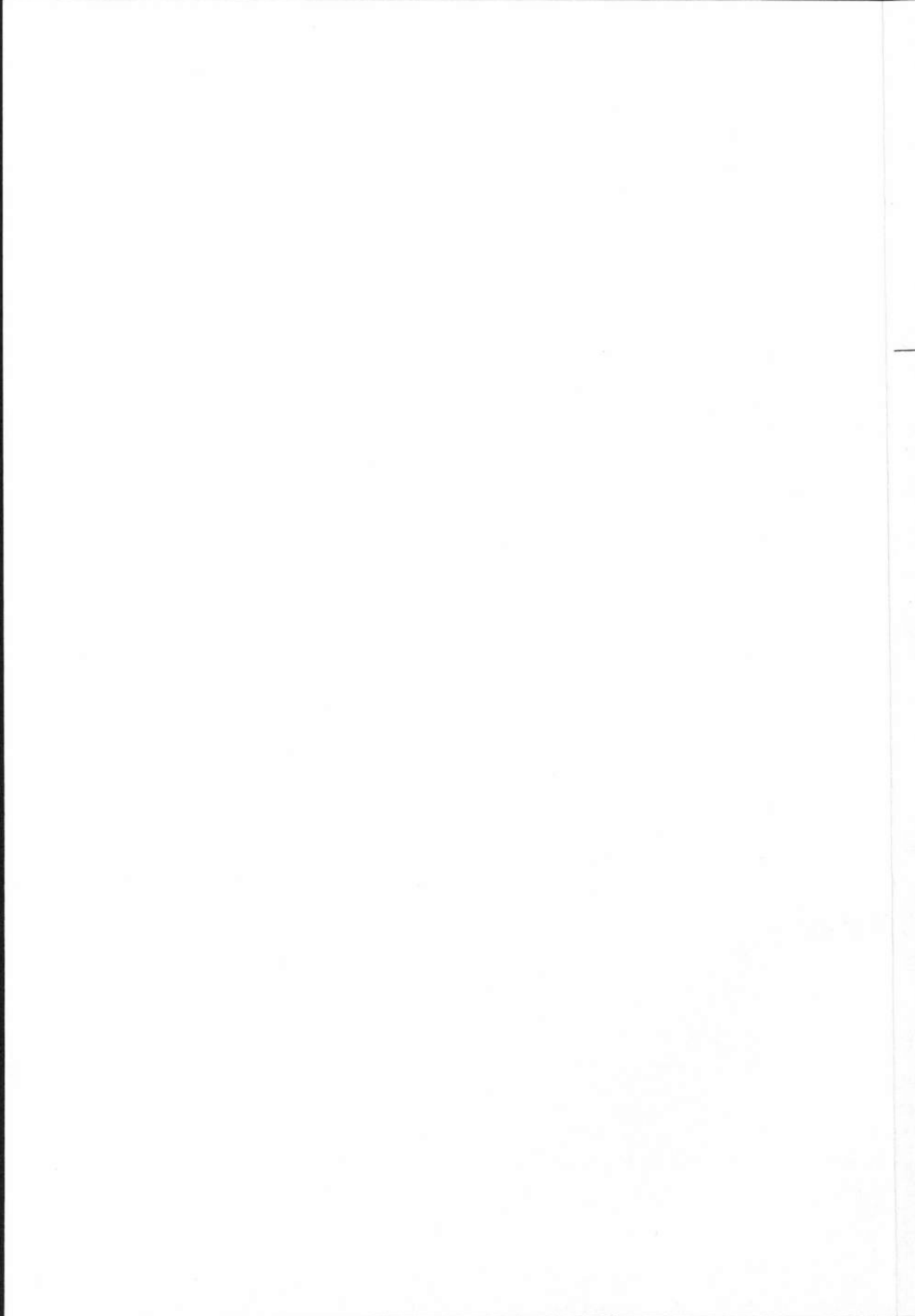
ГЕОЛОГИЯ
РУДОГЕНЕЗ
УСЛОВИЯ ОСВОЕНИЯ



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО
"НАУКА"







РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЧИТИНСКИЙ ИНСТИТУТ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ

УДОКАН

ГЕОЛОГИЯ РУДОГЕНЕЗ УСЛОВИЯ ОСВОЕНИЯ

Ответственные редакторы
академик РАН *М.И. Кузьмин*
член-корреспондент РАН *Г.В. Поляков*



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
2003

УДК 553.3
ББК 26.341.3
УЗ1

Авторы

*А.Б. Птицын, Л.В. Замана, Г.А. Юргенсон, Б.Н. Абрамов, Н.Ф. Башурова,
Е.С. Вильмова, О.В. Еремин, И.И. Железняк, И.Ю. Мальчикова,
П.П. Петровский, С.М. Сеница, А.И. Трубачев, Т.К. Туранова, М.Т. Усманов,
Д.М. Шестернев, А.П. Чечель*

Удокан: Геология, рудогенез, условия освоения / А.Б. Птицын, Л.В. Замана, Г.А. Юргенсон и др. — Новосибирск: Наука, 2003. — 160 с.
ISBN 5—02—032032—3.

В монографии обобщен большой литературный материал, а также представлены новые результаты авторов по изучению Удоканского месторождения меди. Проблемы генезиса этого уникального рудного узла и его промышленного освоения рассматриваются с современных геологических и экономических позиций. Приведены фактические данные по биоте протерозойских морей; литолого-структурным факторам рудогенеза; природе, составу и распределению рудоносных жил; минералого-геохимическим характеристикам зоны окисления; золотоносности медистых песчаников; геохимии и минералогии зоны многолетней мерзлоты; ландшафтной структуре и морфологии ландшафтов; строению криолитозоны и мерзлотным процессам; инженерно-геокриологическим характеристикам курумов. Монография написана по материалам докладов научных чтений, посвященных памяти выдающегося исследователя Удокана члена-корреспондента АН СССР Ф.П. Кренделева.

Для специалистов в области геологии и горных наук.

Табл. 12. Фототабл. 6. Ил. 40. Библиогр.: 189 назв.

Рецензенты

доктор геолого-минералогических наук *Ю.В. Павленко*
доктор географических наук *А.М. Котельников*
кандидат географических наук *В.Ф. Задорожный*

Утверждено к печати Ученым советом
Читинского института природных ресурсов СО РАН

*Издание осуществлено при финансовой поддержке
Сибирского отделения Российской академии наук*

ТП—03—II—№ 86

ISBN 5—02—032032—3

© А.Б. Птицын, Л.В. Замана,
Г.А. Юргенсон и др., 2003
© Российская академия наук, 2003
© Оформление. «Наука». Сибирская
издательская фирма РАН, 2003

*Посвящается памяти
члена-корреспондента АН СССР,
профессора Ф.П. Кренделева*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Научные чтения в связи с 75-летием со дня рождения члена-корреспондента АН СССР, профессора Ф.П. Кренделева, состоявшиеся в феврале 2001 г., были посвящены проблемам Удоканского месторождения. Несмотря на то что по этому объекту ранее было выполнено весьма значительное число исследований, достаточно широко освещенных в литературе, многие вопросы оставались дискуссионными или недоизученными. В сделанных на совещании докладах были изложены новые результаты, меняющие некоторые из существующих представлений о генезисе и составе удоканских руд. Кроме того, новые знания, накопленные геологическим сообществом за последнее время, требовали переосмысления ранее полученных данных. Поэтому участники совещания высказались за оформление представленных материалов в виде монографии. Актуальность такого обобщения обусловлена еще и тем, что в связи с завершением строительства железнодорожной ветки от трассы БАМ к Чинейскому железо-титан-ванадиевому месторождению возможность скорого начала освоения Удокана становится вполне реальной.

Предлагаемая вниманию читателя работа состоит из трех глав. В первой рассматриваются собственно геологические вопросы: палеореконструкция геологических событий, этапы активизации эндогенной активности. Удоканское месторождение Си расположено в пределах Байкальской рифтовой зоны и имеет длительную геологическую историю, на протяжении которой происходили сложные процессы дифференциации земной коры. Эти процессы в определенной степени подготовили условия формирования месторождения Си в его современном виде.

Вторая глава посвящена непосредственно вопросам рудогенеза: критическому анализу существующих гипотез формирования рудной залежи, минералого-геохимическим характеристикам руд, процессам гипергенной гидрогеохимии и криоминералогенеза. Многие из затронутых в этой главе вопросов в предшествующих публикациях рассмотрены недостаточно. Это относится в первую очередь к процессам взаимодействия «вода — порода» и минералого-геохимическим аспектам криогенеза. Приведенные в монографии новые данные по геохимии и минералогии криогенной зоны окисления вносят коррективы не только в прежние генетические представления, но и в прогноз технологических свойств окисленных руд.

Первые две главы, по замыслу авторов, преследуют цель — разобраться в геолого-геохимических факторах формирования Удоканского рудного узла. Представляют интерес дифференциация геологического субстрата в процессе периодически повторяющейся эндогенной активности, процессы и источ-

ники (области сноса) осадочного рудообразования в лагунах и водотоках, гидротермальное и метаморфическое преобразования руд, трансформирование зоны окисления месторождения в период существования многолетней мерзлоты, гипергенные процессы типа «вода — порода». Авторы надеются, что представленный материал в будущем сможет быть использован для разработки генетической схемы всего этого уникального рудного узла.

Анализ предшествовавших публикаций, а также материалов, приведенных в данной монографии, свидетельствует о том, что вспышки мезозойского магматизма практически не затронули Удоканское месторождение. В то же время его руды, имеющие первично-осадочное происхождение, несомненно, подвергались воздействию эндогенных процессов.

До сих пор геологи не пришли к единому мнению по поводу генетической связи Удоканского и Чинейского месторождений. Их пространственная близость дает основание предположить возможность такой связи, однако убедительных доказательств этого пока нет. Возможно, она существовала в далеком геологическом прошлом. В одном из разделов второй главы дается критический анализ существующих гипотез генезиса удоканских руд.

В третьей главе рассматриваются некоторые природные и технико-экономические условия освоения Удоканского месторождения, по которым авторами получены новые оригинальные данные. Для Удокана с его резко пересеченным рельефом и широким распространением зоны многолетней мерзлоты важнейшими природными условиями освоения месторождения открытым способом являются ландшафтные и геокриологические характеристики. Кроме того, для севера Забайкалья характерны специфические склоновые образования — курумы, влияющие на устойчивость наземных сооружений. Все эти вопросы подробно рассмотрены в монографии.

Авторы надеются, что книга будет интересна широкому кругу геологов и горняков, и будут благодарны за любую конструктивную критику.

ВКЛАД Ф.П. КРЕНДЕЛЕВА В ИЗУЧЕНИЕ УДОКАНА

К изучению Удоканского месторождения медистых песчаников Ф.П. Кренделев приступил в 1956 г., когда после возвращения из командировки в Болгарию, где шесть лет занимался геологическими исследованиями, начал работать в НИСе Московского геолого-разведочного института под руководством профессора А.А. Якжина. Непосредственно на Удоканском месторождении он работал в течение 3 лет. В его задачи входили изучение распределения Си в рудоносном горизонте, выделения типов руд, вопросы методики разведки месторождения. Одним из итогов его работы стала первая крупномасштабная геологическая карта месторождения (масштаб 1:10 000). Федор Петрович защитил первую кандидатскую диссертацию по геологии Удокана (1959 г.). Первые публикации по материалам работ появились уже в 1959—1960 гг. [Бакун и др., 1959; Кренделев, 1959, 1960]. Основные результаты исследований опубликованы в 1965 г. в закрытой в ту пору первой его монографии «Медистые песчаники Удоканского месторождения и условия их образования», подготовленной совместно с Н.Н. Бакуном и Р.Н. Володиным, также работавшими от МГРИ. Наиболее существенный итог его исследований состоит в том, что вместе с первыми разведчиками Удоканского месторождения М.И. Корольковым, Ю.А. Якимовым, Э.Ф. Гринталем Федор Петрович показал четкую ритмичную зональность осадков и связанного с ними оруденения, что было главным в доказательстве осадочного происхождения руд месторождения. Это определило и подходы к выбору методики его разведки. Как показали дальнейшие геолого-разведочные работы, вывод о генезисе Удоканского месторождения полностью подтвердился.

Интерес к Удоканскому месторождению у Федора Петровича не ослабевал на протяжении всей его жизни. Определялся он в первую очередь проблемой генезиса и самого месторождения, и медистых песчаников в целом. Его видение и основные выводы о первично-осадочном генезисе медистых песчаников и в настоящее время претерпели лишь некоторые изменения. Изменилось, в частности, понимание источников рудного вещества, форм его переноса и геодинамической обстановки накопления медистых отложений.

Многоуровневая в отношении последовательности рудообразования модель месторождения, описанная Ф.П. Кренделевым и его соратниками, сохранила свое значение и сегодня. В решении проблемы происхождения и прогнозирования медистых песчаников современные подходы базируются на понимании взаимосвязи рудо- и седиментогенеза, глобальной тектоники и метаморфизма. Неслучайно поэтому, что одним из важнейших вопросов,

требующих разрешения в Кодаро-Удоканской зоне в связи с оценкой перспектив ее рудоносности, Ф.П. Кренделев считал выяснение связи «...степени метаморфизма с оруденением в песчаниках и сланцах как в вертикальном разрезе, так и по латерали...» [Кренделев и др., 1983, с. 24]. Для этого он рекомендовал составление карты метаморфических формаций для севера Забайкалья.

С момента организации Читинского института природных ресурсов СО РАН (ЧИПР СО РАН) Ф.П. Кренделев нацеливал тематику его исследований на удоканскую проблематику и под этим углом формировал лаборатории Института, способные решать комплексные проблемы освоения и самого Удоканского месторождения, и планируемого в то время ТПК на севере Забайкалья. В их числе Федор Петрович, воочию знакомый с природными условиями месторождения и района, придавал большое значение изучению инженерно-геологических, мерзлотных проблем строительства — курумообразования, устойчивости многолетней мерзлоты и др. В первый же полевой сезон после организации Института он возглавил крупную экспедицию на Удоканское месторождение, в которой, продолжая собственные геологические исследования, поставил задачу для большинства участников провести измерения по курумам. Итогом явилась его статья по курумам [Кренделев, 1983].

Федор Петрович в связи с проблемой окисления сульфидных руд, в том числе медных в зоне гипергенеза в условиях развития многолетней мерзлоты, был инициатором постановки широких гидрогеохимических исследований и экспериментов. Реализация этого направления научных исследований позволила, во-первых, получить новую информацию о миграции рудных элементов в природных водах различных ландшафтно-геохимических зон; во-вторых, выявить влияние на растворение, миграцию и переотложение рудных элементов разнообразных природных факторов; в-третьих, выяснить, что большую геохимическую роль даже в условиях низких температур играют бактерии и их адаптировавшиеся к таким температурам штаммы.

Ф.П. Кренделев ставил вопрос об опережающем развитии научных исследований на Удокане и создании в комплексе с опытным предприятием научного центра — комплексного стационара на Удоканском месторождении. Записка по комплексному стационару подготовлена им совместно с доктором технических наук Дией Петровной Сенук в 1983 г. Он видел возможность использования строящейся и уже функционировавшей БАМ в качестве полигона для изучения и решения многих мультидисциплинарных научных и практических проблем. К мысли о необходимости создания многоцелевого научно-исследовательского стационара с рядом станций и полигонов он возвращался и позже. Эту идею нынешним разработчикам программ освоения Удокана следовало бы реализовать в первую очередь. В проблеме освоения месторождения Федор Петрович ключевое место отводил горным работам и технологии переработки руд.

В задачах освоения минерально-сырьевых ресурсов Ф.П. Кренделев видел необходимость комплексного подхода в решении экологических проблем.

Им рассмотрены принципиальные связи и процессы, вытекающие из взаимодействия горно-рудного производства и окружающей среды, столь важные для Забайкалья.

Важное значение придавал Ф.П. Кренделев участию Института в программе «Сибирь», в которую с самого начала (1977 г.) вошла и программа «Медные руды Удокана». В 1981 г. координационную работу по ней было поручено продолжить вновь созданному ЧИПР СО РАН. Координационный совет программы возглавил Федор Петрович. Смысл работы координатора заключался в том, чтобы научно-организационными мерами (без финансовых и административных рычагов), добровольными усилиями участников программы продвигать к реализации Удоканский проект или, как было записано в цели программы, дать научное обеспечение эффективного и комплексного освоения медных руд Удокана. С этой целью проводились координационные совещания с участием организаций различных министерств и ведомств Советского Союза, выполнявших изыскательские, проектные и научно-исследовательские работы. Инициировались научные исследования, в первую очередь в ЧИПР СО РАН, обращения в министерства и ведомства в поддержку ключевых направлений в реализации Удоканской проблемы и др.

Ф.П. Кренделев, опираясь на научные заделы ЧИПР СО РАН и поддержку СО РАН и областных властей, организовал проведение в Чите совещаний и конференций по освоению Удоканского месторождения. В 1984 г. состоялась конференция по экономико-географическим, техническим и экологическим проблемам освоения Удокана. В 1985 г. прошло III региональное совещание по развитию производительных сил Читинской области, на котором также рассматривалась проблема промышленного освоения месторождения. В том же году состоялось совещание «Рудная база Сибири» в рамках Всесоюзной конференции по развитию производительных сил Сибири. В 1987 г. к XI Всесоюзному совещанию «Металлогения Сибири» проведена геологическая экскурсия по месторождениям Кодаро-Удоканского рудного района, которой предшествовали подготовка и издание ЧИПР СО РАН «Путеводителя по Кодаро-Удоканскому рудному району зоны БАМ».

Ф.П. Кренделевым была задумана и подготовлена с участием широкого круга специалистов Института и других научных и производственных организаций серия научных монографий и сборников по Удокану (издано 7 книг). Сам Федор Петрович опубликовал по Кодаро-Удоканскому рудному району около 30 работ, основная часть их посвящена непосредственно Удоканскому месторождению меди.

Основные публикации Ф.П. Кренделева по Удоканскому месторождению

Бакун Н.Н., Володин Р.Н., Кренделев Ф.П. Основные особенности геологического строения Удоканского месторождения медистых песчаников и направление его дальнейшей разведки // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. — 1959. — № 2. — С. 68—83.

Кренделев Ф.П. О рудоносности медистых песчаников Удоканского месторождения и методика его разведки // Там же. — 1959. — № 11. — С. 107—118.

Кренделев Ф.П. Учет геоморфологических особенностей при промышленной оценке месторождений медистых песчаников (Удоканское месторождение) // Там же. — 1960. — № 1. — С. 112—120.

Бакун Н.Н., Володин Р.Н., Кренделев Ф.П. О генезисе Удоканского месторождения медистых песчаников (Читинская область) // Литология и полез. ископаемые. — 1964. — № 3. — С. 89—103.

Бакун Н.Н., Володин Р.Н., Кренделев Ф.П. Медистые песчаники Удоканского месторождения и условия их образования. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1965. — 255 с.

Кренделев Ф.П., Миронов А.Г., Гофман А.Б. и др. Кларки естественных радиоактивных элементов в породах и рудах Удоканского месторождения // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. — Улан-Удэ, 1979. — С. 105—107.

Кренделев Ф.П., Бакун Н.Н., Володин Р.Н. Медистые песчаники Удокана. — М.: Наука, 1983. — 247 с.

Кренделев Ф.П., Куницын В.В., Четкин В.С. Медистые песчаники Удокана, их метаморфизм и соотношение с интрузиями // Эндогенные процессы и металлогения в зоне БАМ. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — С. 19—25.

Кренделев Ф.П. Генезис сульфидного оруденения Удоканского хребта // Геология рудных месторождений зоны БАМ. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.

Кренделев Ф.П., Поникаровский В.Е., Потемина Н.С. и др. Склоновые процессы в районе Удоканского месторождения // Удокан (Природные ресурсы и их освоение). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — С. 5—53.

Кренделев Ф.П., Танайно А.С., Быбин Ф.Ф. Проблемы освоения Удокана // Рудная база Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — С. 57—66.

Кренделев Ф.П., Конников Э.Г., Куницын В.В. и др. Рудная база цветной металлургии Забайкалья и проблемы освоения Удоканского месторождения // Развитие производительных сил Сибири и задачи ускорения научно-технического прогресса. Секция «Цветная металлургия». — Красноярск, 1985. — С. 31—43.

Bakun N.N., Volodin H.N., Krendelev F.P. Genesis of Udokansk cupriferous sandstone deposit (Chitinskaya oblast) // Int. Geol. Rev. — 1966. — Vol. 8, N 4. — P. 455—467.

Геологическая позиция и строение руд

Удоканское месторождение меди, открытое в 1949 г. Е.И. Буровой и К.К. Денисовым, расположено в центральной части Кодаро-Удоканской зоны (рис. 1.1) и локализовано в Намингинской брахисинклинали, вытянутой в северо-западном направлении. В ее ядре обнажаются метаалевролиты и слюдисто-кварц-полевошпатовые микросланцы намингинской, а на крыльях — метапесчаники сакуканской свит раннепротерозойского возраста.

Рудовмещающей является верхнесакуканская подсвита, в которой выделены подрудная, рудная и надрудная пачки или горизонты [Бакун и др., 1958; Медистые отложения..., 1966; Кренделев и др., 1983; Наркелюн, Юргенсон, 1968; Чечеткин и др., 1995, 2000). Рудная пачка подчеркивает структуру брахисинклинали (рис. 1.2). На северо-западе она асимметрична с северо-восточным и юго-западным падением крыльев к шарниру складки под углами соответственно 10—30 и 30—70°. В центральной части угол падения северо-восточного крыла увеличивается до 40—80°, а юго-западное крыло приобретает опрокинутое падение под углом 40—50°. Юго-восточное замыкание брахисинклинали симметрично.

Брахисинклиналь пересечена крупными дайками габбро-диабазов, бескварцевых диабазов и микродиоритов. Из них Главная и Водораздельная дайки мощностью соответственно 80—150 и 10—15 м пересекают складку и делят ее на западный, центральный и восточный блоки. Амплитуда перемещения вдоль даек в северном крыле около 50 м, в южном — до 1500 м. Смещение западного блока относительно центрального 250 м, а восточный блок приподнят относительно центрального почти на 1 км. Эти структурные особенности месторождения имеют значение при определении контуров эксплуатационных блоков групп рудных тел.

Однозначно установлены пострудность даек и ассимиляция ими рудных элементов в зонах контакта с медистыми песчаниками [Богданов, 1963; Юргенсон, 1967].

На северо-востоке рудного поля метаморфизованные отложения сакуканской свиты прорваны гранитоидами Кеменского массива кодарского комплекса, возраст которого 1867 млн лет, а на юго-западе — Ингамакитской интрузией гранитов и граносиенитов палеозойского возраста.

Рудоносная пачка, рассматриваемая как стратиграфическая единица в пределах верхнесакуканской подсвиты, связанной постепенными переходами с залегающей выше намингинской свитой, выделяется по проявлению в метаморфизованных песчаниках видимой вкрапленности минералов Cu, что соответствует ее содержанию — около 0,1 %.

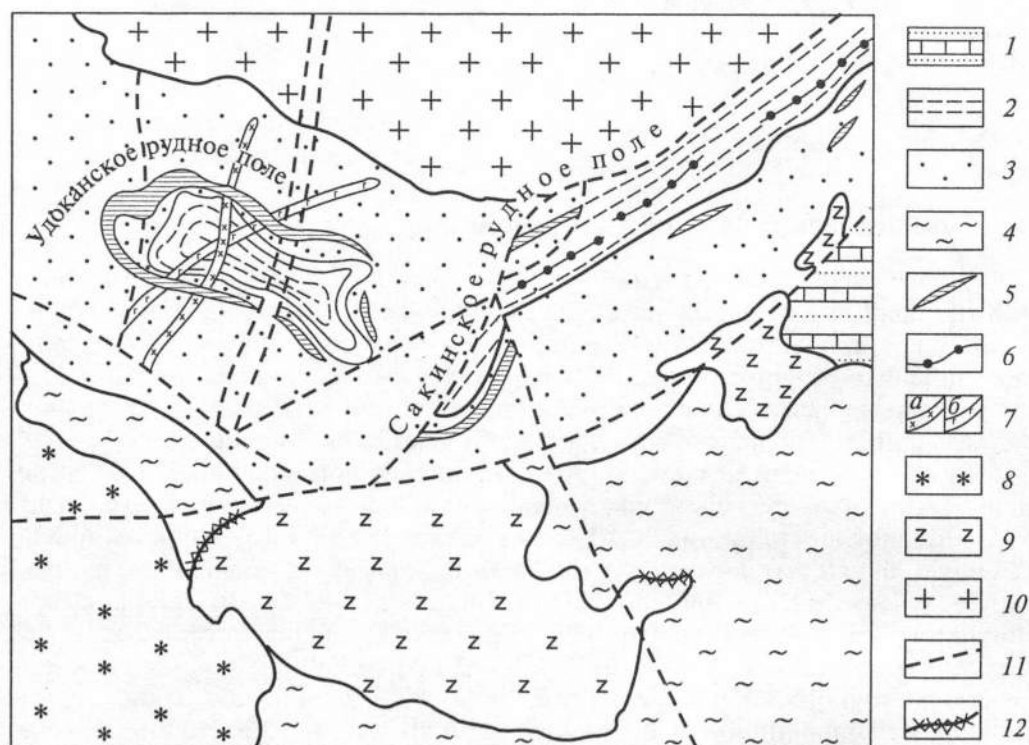


Рис. 1.1. Позиция Удочанского рудного поля в геологических структурах Намингинского рудного района (по: [Чечеткин и др., 1995]).

1 — отложения венд-раннекембрийской пестроцветной терригенно-карбонатной формации Каларской впадины; 2—4 — осадочно-метаморфизованные формации раннепротерозойского удочанского комплекса: 2 — намингинской и 3 — сакуканской свит, 4 — чинейской серии (бутунской, александровской и читкандинской свит); 5 — горизонты медистых песчаников в составе сакуканской свиты; 6 — горизонты медистых песчаников и алевролитов в составе намингинской свиты; 7 — дайки лампрофиров (а) и габбро-диабазов (б); 8 — граниты и граносиениты ингамакитского интрузивного комплекса; 9 — габброиды чинейского интрузивного комплекса; 10 — граниты и гранодиориты кодарского интрузивного комплекса; 11 — разрывные нарушения; 12 — комплексное благородно-металльно-медное оруденение в эндо- и экзоконтактах массива габброидов чинейского интрузивного комплекса.

Рудоносная пачка сложена метаморфизованными кварцево-полевошпатовыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками и метаалевролитами с кварцево-слюдистым (биотит, мусковит, стильпноелан) в кварцитовидных песчаниках, редко кварцитах или с существенно кальцитовым цементом в известковистых песчаниках, а также железистыми песчаниками, обогащенными мартитом, цирконом, турмалином, иногда монацитом, золотом и другими обломочными минералами естественного шлиха, конседиментационными конгломератобрекчиями, аргиллитами, превращенными в микросланцы, состоящие из стильпноелана, ферримусковита, полевых шпатов, кварца, минералов группы эпидота.

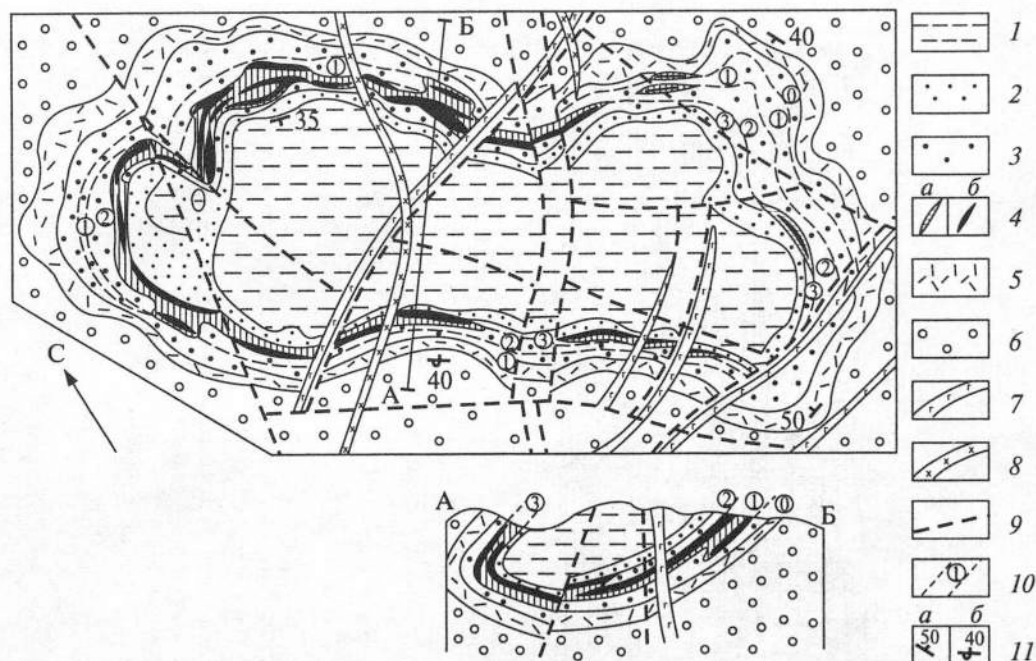


Рис. 1.2. Геолого-структурная схема Удоканского месторождения (по: [Чечеткин и др., 1995]).

1 — песчано-аргиллито-алевролитовые отложения намингинской свиты; 2–5 — алевролитово-аргиллит-песчаные отложения верхней сакуканской подсвиты: 2 — надрудная и 3 — рудная толщи, 4 — горизонт медистых песчаников (а) и рудные тела медистых песчаников (б), 5 — подрудная толща; 6 — песчаные отложения средней сакуканской подсвиты; 7, 8 — дайки: 7 — габбро-диабазов, 8 — лампрофиров и кварцевых порфиров; 9 — разрывные нарушения; 10 — рудоносные стратиграфические уровни и их номера (цифры в кружках); 11 — элементы залегания пород (а — нормальное, б — опрокинутое залегания).

В распределении указанных пород в рудовмещающей толще выявлена ритмичность нескольких порядков.

Сакуканская и связанная с нею постепенными переходами намингинская свита представляют собой один трансгрессивный мегаритм. В его основании преобладают косослоистые среднезернистые псаммиты, содержащие слои железистых песчаников и линзы мелкогалечных гравелитов (нижнесакуканская подсвита). Выше господствуют мелкозернистые, нередко известковистые песчаники, которые ассоциируют с конседиментационными конглобрекциями и тонкозернистыми псаммитами и меденосными слоями, развитыми преимущественно в средней части разреза. В верхних частях разреза (верхнесакуканская подсвита) они переслаиваются с алевропсаммитами, тонкозернистыми песчаниками и микросланцами по алевролитам и аргиллитам, представляющими намингинскую свиту. В целом снизу вверх наблюдается переход от псаммитов, в средней части содержащих меденосные слои, к алевропелитам и пелитам. Вся рассматриваемая толща мощностью 2000–3000 м в свою очередь сложена также ритмично (рис. 1.3). Усредненные минеральные со-

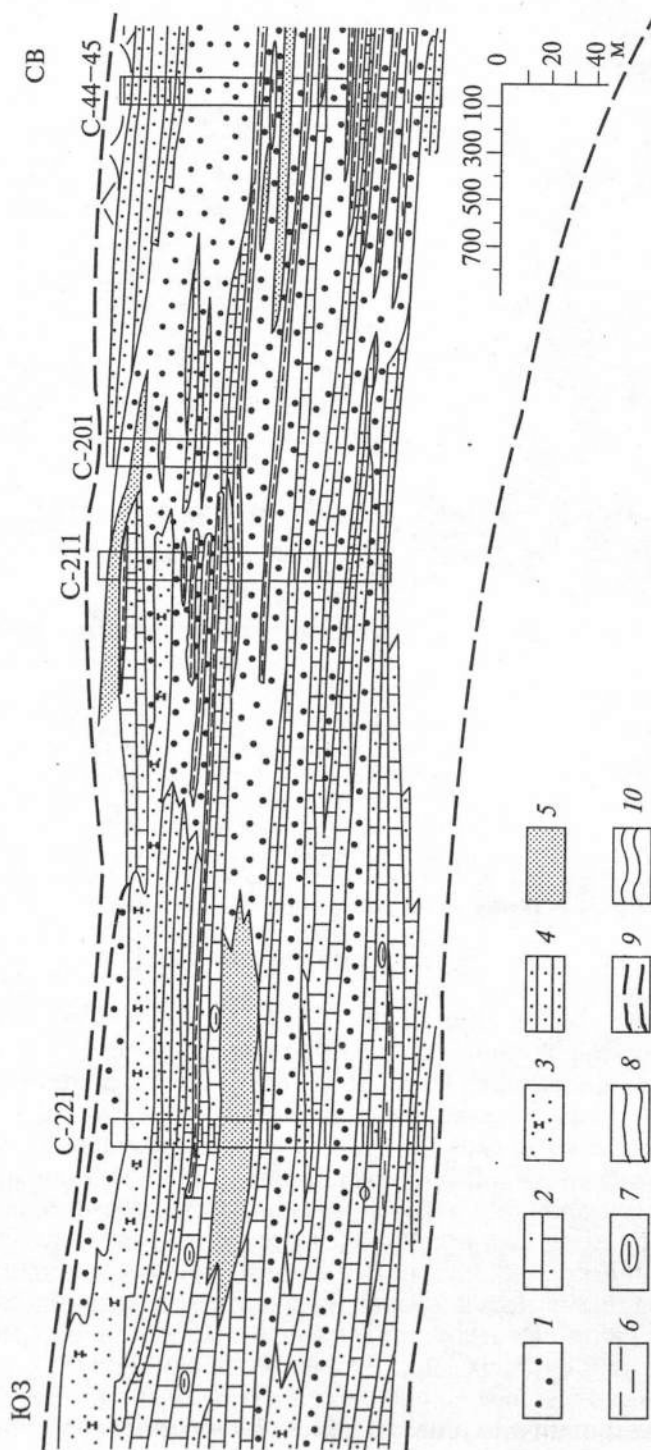


Рис. 1.3. Строение рудоносного горизонта Удоканского месторождения (литологический профиль поперечного сечения Намингинской мульды) (по: [Чечеткин и др., 1995]).

1 — массивные кварцитовидные мелкозернистые песчаники; 2 — известковистые песчаники мелкозернистые; 3 — слабоизвестковистые мелко-тонкозернистые песчаники; 4 — слоистые мелко-тонкозернистые песчаники; 5 — тонкозернистые массивные песчаники; 6 — алевролиты и аргиллиты; 7 — косослоистые мелкозернистые кварцитовидные песчаники; 8 — обломки алевролитов и аргиллитов; 9 — границы литологические; 10 — контуры рудоносного горизонта.

ставы рудовмещающих пород, их гранулометрические характеристики даны в табл. 1.1 и 1.2.

В нижних частях рудовмещающей толщи мощность отдельных ритмов достигает 20—30 м. В рудоносном горизонте мощности ритмов незначительны и варьируют от 0,5 до 4,0 м. Ритмы, богатые Cu , 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 прослоев алевролитовых и пелитовых пород, преобладающих в намингинской свите.

В пределах рудоносного горизонта выделяется большое число групп ритмов, различающихся по минеральному типу руд, преобладанию определенных видов песчаников и соотношению их с алевропелитами, положению в разрезе. В целом эти группы могут быть отождествлены с макроритмами — известными на месторождении рудоносными горизонтами и рудными телами. Положение их в объеме месторождения закономерно и они представляют собой элементы рудной зональности.

Макроритмы сложены элементарными ритмами (микроритмами).

В основании микроритма залегают конгломератобрекчии, представляющие собой сильно известковистые средне- или мелкозернистые песчаники, содержащие обломки размытых первично-глинистых пород (рис. 1.4). 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-полевошпат-слюдис-

Таблица 1.1

Гранулометрическая характеристика рудовмещающих пород

Песчаник	Размеры зерен (мм) и их содержание (об. %)				
	> 0,5	0,25—0,5	0,1—0,25	0,05—0,1	0,01—0,05
Среднезернистый известковистый	5,64	48,81	37,23	7,65	0,75
Мелкозернистый известковистый	0,05—0,30	0,05—12,30	61,81—83,00	9,10—31,54	0,76—9,60
	0,09	4,35	74,68	20,32	3,60
Мелкозернистый	—	5,70—8,40	77,76—83,0	7,40—15,10	1,20—2,49
	—	7,05	80,14	12,39	1,72
Мелкозернистый неизвестковистый	—	0,05—3,50	62,34—85,23	10,42—32,09	0,77—5,58
	—	0,91	71,96	23,87	3,25
Тонкозернистый неизвестковистый	—	—	17,22—38,05	56,3—62,5	5,59—20,22
	—	—	27,64	59,40	12,91
Микросланец по алевролиту	—	—	0,50—47,39	24,84—69,9	0,08—75,15
	—	—	18,29	49,10	27,01

Примечание. В числителе — диапазон значений, в знаменателе — среднее.

Таблица 1.2

Минеральный состав рудовмещающих песчаников

Песчаник	Статистический параметр	Кварц	Плагиоклаз	Микроклин	Кальцит	Мусковит	Эпидот	Биотит	Хлорит	КПШ плагиоклаз	Биотит хлорит	Cu	Fe
Сильноизвестковистый	н	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
	х	23,9	19,0	7,6	33,8	5,8	2,8	3,5	2,7	0,4	0,6	0,37	1,44
	σ	8,0	4,8	3,3	12,3	3,5	2,0	4,3	4,6	0,14	1,0	0,34	0,59
Известковистый	н	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
	х	33,6	23,1	27,9	8,1	7,1	1,1	2,1	0,5	1,3	6,3	0,17	1,86
	σ	7,3	6,5	7,2	1,2	4,2	1,5	1,3	0,4	0,6	5,4	0,19	0,56
Слабоизвестковистый	н	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
	х	32,5	15,8	25,2	2,0	13,7	2,7	3,9	0,9	2,2	6,2	1,51	3,47
	σ	8,0	6,2	5,0	0,5	7,4	2,3	3,4	1,1	2,1	9,3	1,54	4,40
Неизвестковистый мелкозернистый	н	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	х	39,4	20,5	22,2	0,02	14,3	0,6	2,8	0,2	1,1	47,4	0,37	2,01
	σ	3,3	1,9	1,7	0,03	4,4	0,7	5,0	0,3	0,15	64,0	0,29	0,69
Декальцитизированный	н	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15
	х	24,8	23,9	12,1	0,4	14,5	3,6	6,2	0,8	0,59	20,05	8,33	7,14
	σ	11,4	7,3	6,8	1,0	10,6	3,5	6,8	0,8	0,40	22,97	9,85	4,77

Примечание. Минералы — об. %; Cu, Fe — мас. %.

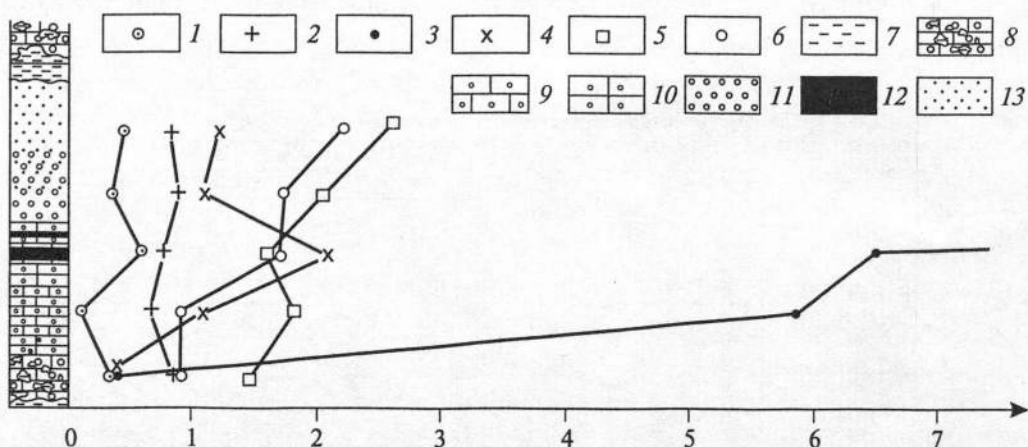


Рис. 1.4. Распределение главных компонентов в ритме со слабо выраженными эпигетическими изменениями.

1 — Cu; 2 — кварц/КПШ + плагиоклаз; 3 — биотит/хлорит; 4 — КПШ/плагиоклаз; 5 — Fe; 6 — биотит + мусковит; 7 — метаморфизованный алевролит; 8 — сильноизвестковистый песчаник с обломками размытого подстилающего алевролита; 9 — известковистый песчаник; 10 — слабоизвестковистый песчаник; 11 — неизвестковистый песчаник; 12 — участки развития сульфидов; 13 — тонкозернистый песчаник.

тым составом цемента. Известковистые мелкозернистые песчаники вверх по разрезу ритма сменяются тонкозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками со слюдяным цементом. Они, как правило, лишены промышленного оруденения.

Среди известковистых песчаников выделяются первично-известковистые и декальцитизированные. Последние в ритме занимают место известковистых. В них интенсивно проявлены процессы альбитизации плагиоклазов и микроклина, эпидотизация, десилицификация и богатое оруденение, а также четко выражены гранобластовые структуры. Полосы перехода от известковистых песчаников к декальцитизированным характеризуются бедным оруденением и относительным ростом количества кварца в породе. В отдельных случаях в зоне перехода от известковистых песчаников к декальцитизированным формируются своеобразные вторичные кварциты. Ритм венчается метаморфизованными алевролитами и аргиллитами.

Оруденение в ритме контролируется первично-осадочными текстурами и составом вмещающих пород. При рассмотрении ритмов с различной концентрацией оруденения устанавливаются относительно четкие их различия, которые определяются степенью перераспределения вещества. В ритмах с незначительной концентрацией оруденения проявлены два максимума в содержании сульфидов, заложенных, вероятно, еще в процессе диагенеза (см. рис. 1.4). Четкость в проявлении установленных максимумов стирается в ритмах с максимально проявленными процессами декальцитизации, эпидотизации, альбитизации, окварцевания (рис. 1.5). По мере интенсификации этих процессов устанавливается тенденция к перераспределению меди в ритме, к смещению ее концентраций к его верхней части. Процессы альбитизации, сопряженные с декальцитизацией и эпидотизацией, сопровождаются увеличением концентрации сульфидов, а также перекристаллизацией цемента и обломочных зерен с их укрупнением (см. табл. 1.1).

Ритмичное распределение медного оруденения в рудоносном горизонте сопровождается упорядоченным распределением элементов-примесей также в связи с ритмичностью, как это было показано Ю.П. Безродных [1969] для Zn, Pb, Mo, Bi, Co, Ni, Ag, Mn и др. Ритмичность в отложении рудоносных пород обусловила ритмичность в распределении оруденения в целом. Наряду с описанной приуроченностью наиболее богатых участков в пределах ритмов к зонам переходов известковистых песчаников к кварцитовидным, нередко наиболее богатые линзы и пласты борнит-халькозиновых руд четко приурочены к конседиментационным брекчиям, залегающим на поверхности размыва, которые развиты в небольших депрессиях и мелких руслообразных впадинах.

На площади месторождения отчетливо выделены четыре основных уровня, прослеженных на 14,5 км, в пределах которых располагаются 53 рудных тела, образующих рудные залежи (рис. 1.6). Длина рудных тел по простиранию 300—2000 м, по падению 400—2500 м, мощность 16—51,6 м.

Нижний (нулевой) уровень распространен на востоке месторождения в основании рудоносного горизонта.

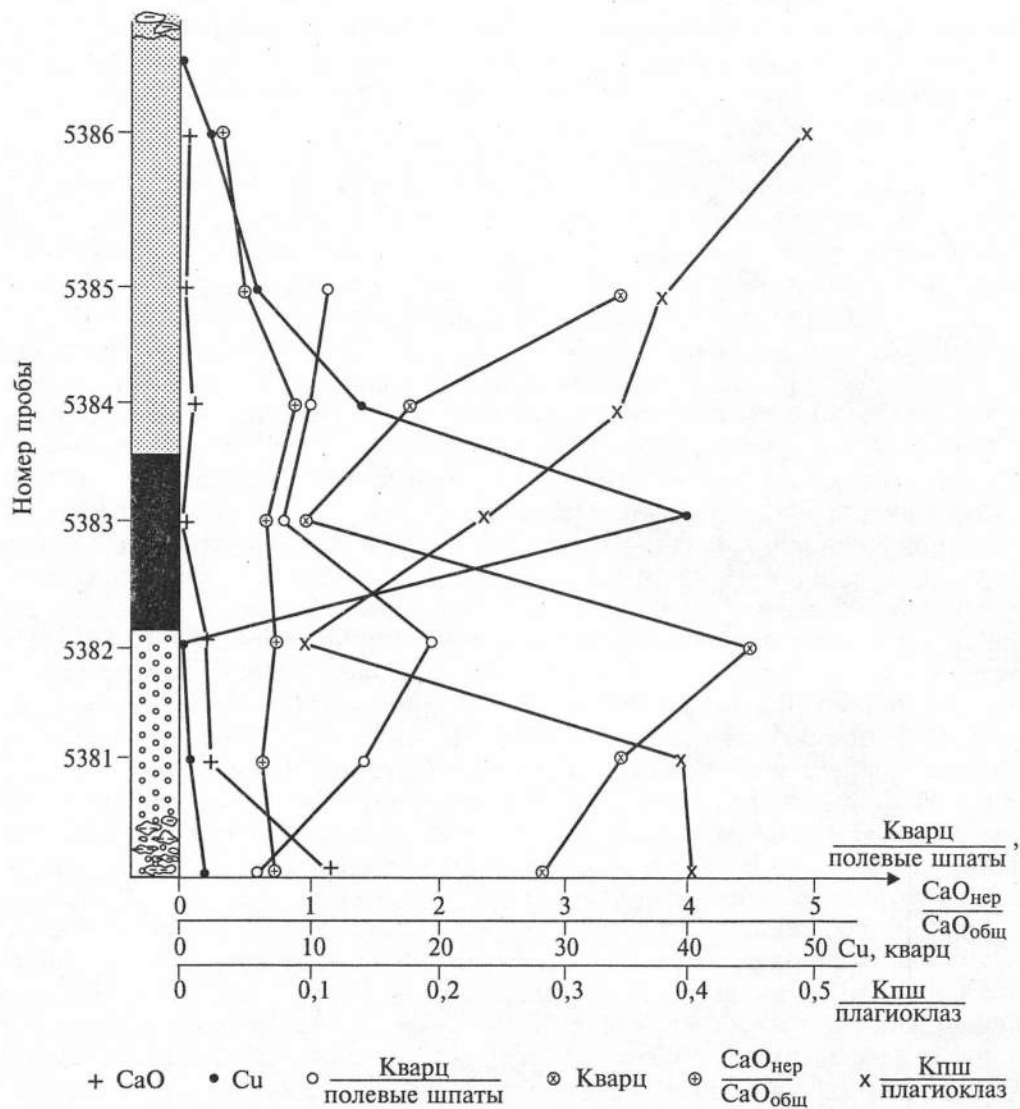


Рис. 1.5. Распределение меди и минеральных парагенезисов в интенсивно декальцизированном ритме.

Кальцитовый цемент известковистых песчаников замещен силикатным комплексом. Содержание CaO (мас. %) отложено по верхней шкале. Ост. усл. обозн. см. на рис. 4.

Первый уровень развит на северном и частично на западном флангах месторождения. Здесь рудные залежи образуют обособленные линзы, вытянутые с северо-востока на юго-запад. Наибольшие площади рудные залежи занимают на участках Шумный-Крутой и Секущий.

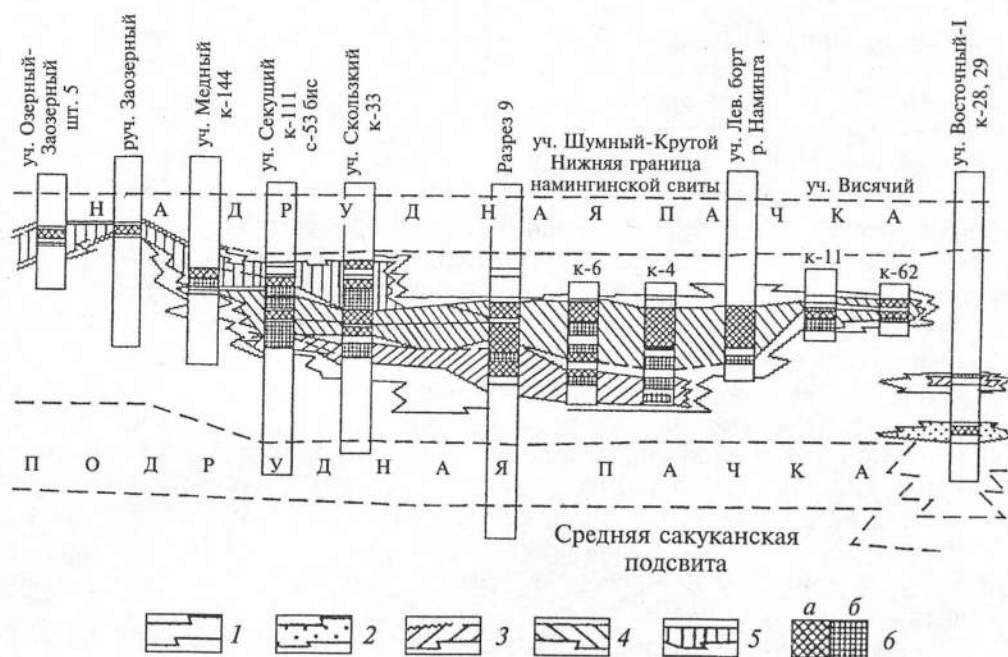


Рис. 1.6. Схема корреляции рудоносных горизонтов и рудных тел по участкам Удоканского месторождения (по: [Чечеткин и др., 1995]).

1 — границы меденосных горизонтов; 2—5 — уровни рудных тел: 2 — 0; 3 — I, Ia, Ib; 4 — II, IIa, IIб; 5 — III, IIIa, IIIб; 6 — руды балансовые (а) и забалансовые (б).

Второй уровень — один из основных на месторождении. Его рудные тела являются главными на участках Шумный-Крутой и Левый борт Наминги. Широко, но менее компактно, они проявлены на участках Скользящий, Секуший, Блуждающий, Медный. На южном фланге месторождения (участки Снежный, Заозерный, Левая Наминга) оруденение этого уровня представлено отдельными линзами, вытянутыми в северо-восточном направлении. В центре месторождения во второй уровень включается обширная залежь с неровными извилистыми границами с частыми безрудными участками. На западе рудоносность этого уровня имеет прерывистый характер.

Третий уровень меденосности является главным на западном, южном и восточном флангах месторождения (участки Скользящий, Секуший, Блуждающий, Медный, Снежный, Левая Наминга, Восточный-II).

В общей совокупности все рудные залежи в плане месторождения образуют серию рудных полос, или лент, протягивающихся вкrest простирания мульды с северо-востока на юго-запад [Наркелюн и др., 1968; Чечеткин и др., 1995]. Для всех рудных тел характерны изменчивость и «пестрота» распространения мощностей и типов руд, наличие ответвлений и апофиз, различное по форме выклинивание на флангах.

В пределах рудоносного горизонта повсеместно отмечается чередование участков с заметным оруденением и слабооруденелых или вообще безрудных.

Такая же картина отмечена и в пределах самих рудных тел, причем здесь наблюдается перемежаемость участков богатых, рядовых, бедных и безрудных пород. Весьма характерно наличие в рудных телах месторождения прослоев богатых густовкрапленных и массивных руд гнездового, линзовидного, полосчатого или слоистого сложения.

Для руд месторождения характерны вкрапленные, слоистые, слоисто-вкрапленные, гнездовые, линзовидные, реже прожилково-вкрапленные и просечковые текстуры, характеризующиеся тем, что они часто наследуют текстуры рудовмещающих пород. Среди структур руд отмечаются структуры кристаллизации и перекристаллизации (зернистые, взаимных границ, субграфические, коррозионные, гипидиоморфно-зернистые, идиобластические); структуры замещения, развитые в зоне окисления (краевых каемок, прожилковые, реакционные и др.).

В рудных телах наиболее распространены пирит, халькопирит, борнит, халькозин, антлерит, брошантит, малахит, ковеллин, куприт, самородная медь. Весьма редко встречаются галенит, сфалерит, молибденит, карролит, виттихенит, марказит, киноварь, аргентит, серебро, золото. В рудах и рудовмещающих породах месторождения обнаружено более 100 минеральных видов (табл. 1.3).

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

Основная масса руд представлена кварцитовидными песчаниками. Известковистые песчаники, метаморфизованные алевролиты и аргиллиты имеют резко подчиненное значение, встречаясь в виде отдельных разобщенных линз и прослоев мощностью от десятков сантиметров до первых десятков метров. Количества выделяемых разностей пород в контурах рудных тел соответственно составляют 87,0, 8,0, 5,0%. Вещественный состав упомянутых пород прост и однообразен. Вариации минерального состава даны в табл. 1.1 и 1.2, химического — табл. 1.4. Алевролитито-аргиллитовые отложения сложены тонкочешуйчатым агрегатом слюд с той или иной примесью мельчайших (0,01—0,02 мм) зерен кварца и полевого шпата.

Рудные минералы и их агрегаты во вмещающих породах образуют вкрапленники размером от 1—2 см до сотых долей миллиметра. Густота вкрапленности варьирует в широких пределах — от сплошных линз до тонкой рассеянной вкрапленности. Среднее содержание рудных минералов в рудах обычно находится в пределах 1—5%.

Содержание рудных и сопутствующих элементов в рудах варьирует от десятитысячных долей до целых процентов. В процентных содержаниях в руде

Таблица 1.3

Минералы пород и руд Удоканского месторождения

Степень распространения минералов	Породообразующие и жильные минералы	Первичные рудные минералы				Минералы зоны гипергенеза	
		песчаников и алевролитов	жил	даек	древней	современной	
Главные	Кварц, полевые шпаты, мусковит	Халькозин, джарлеит, борнит, магнетит	Халькозин, джарлеит, борнит, гематит	Магнетит, пирит, гематит	Халькозин, ковеллин, малахит, марштит, гетит, гидрогетит, псиломелан, вад, гидрослюда, 7А-хлорит, кальцит	Антлерит, брошантит, их кристаллогидратные разновидности, гидрооксиды железа	
Второстепенные	Кальцит, биопеннин, рипидолит, эпидот, цоизит, турмалин, диопсид, геденбергит, тремолит, кордиерит, волластонит, манганкальцит, родохрозит, клиноцоизит, пьомонит, ортит, циркон, гранаты, сфен	Халькопирит, пирит, гематит, анилит	Халькопирит, пирит, анилит, магнетит	Халькопирит, борнит, магнетит	Халькопирит пластинчатый, гематит реакционный, лепидокрокит, азурит, хризоколла, монтмориллонит, халцедон	Гипс, мелангерит, малахит, ковеллин, халькантит, флюэлит, удоканит	
Редкие	Роговая обманка, тальк, шабазит, апатит, флюорит, гипс, монацит, касситерит, стильбит, рутил, Mg-десмин, ломонит, периклаз, сингалит, топаз, андалузит, дюмортьерит, серендибит, везувинан	Карролит, дигенит, виттихенит, пирротин, марказит, идаит, блеклые руды, сфалерит, гааленит, серебро сандвичевское, мордочное, золото, киноварь, штроемейерит, пентландит, полидимит, кобальтин, валлерит, аргентит, арсенопирит, ильменит, сульванит, джарлеит, олово, шеелит	Дигенит, виттихенит, карролит, блеклые руды, сфалерит, гааленит, молибденит, серебро, золото, арсенопирит, идаит, штроемейерит, киноварь	Халькозин, виттихенит, галенит, молибденит, золото, арсенопирит	Брошантит, куприт, медь самородная, дельфоссит, долерофанит, диоптаз, хризоколла, бисмутосфериит, магнетит «каплевидный», ярозит, тенорит, халькантит, гипс, медь самородная	Карфосидерит, куприт, медь самородная, гидросульфид, болетит, корнетит, халькофиллит (кренделевит), β-полугидрат сульфата кальция, бассанит, серебро самородное, атакамит, цианотрихит	

Таблица 1.4

Химический состав основных литологических типов рудовмещающих пород месторождения, мас. %

Рудовмещающая порода	Число определений	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	Cu	S _{общ}
Кварцитовидные песчаники	49	68,86	0,53	11,60	1,76	3,12	0,88	2,12	2,93	2,88	0,78	2,09	0,54
Известковистые песчаники	16	58,48	0,45	8,84	0,99	2,76	0,93	10,41	2,29	2,26	6,30	2,31	0,96
Аргиллиты, алевролиты, алевропесчаники	24	59,56	0,68	16,60	4,45	2,83	2,00	1,18	1,88	5,57	0,24	1,23	0,36

присутствуют: Fe, Cu, Al, Ca, Na, K; в десятых долях процента — S, Mg; в сотых — Pb, Zr, V; в тысячных — Co, Mo, Ga, Zn, Ni, Bi, Sr. В медных концентратах постоянно наблюдаются W, Co, Cd, Bi, Ce, Mo, Se, Te, La, Y, Yb, In, Sb, Ta, Ag, Au.

При изучении железистых (мартит-магнетитовых) песчаников наряду с цирконом, ортитом, золотом в партии из 32 штучных образцов методом фотометрии пламени установлено содержание Cs₂O от 0,005 до 0,08 % и Rb₂O в 18 пробах от 0,005 до 0,025 %. Содержание Fe в этих пробах варьировало от 3,62 до 32,0 %. Установлена прямая связь между этими компонентами, связь между Cs₂O и Li₂O, Cs₂O и Rb₂O, Cs₂O и K₂O не установлено.

Содержание Cs коррелирует с содержанием Fe в песчаниках, включающих прослой, обогащенные обломочными магнетитом и мартитом.

Серебро, золото и висмут концентрируются в борнит-халькозиновых рудах, причем первые два металла характерны для халькозина, а висмут приурочен только к борнитам. Свинец и индий тесно связаны с борнитом и халькопиритом. Халькопиритовые руды обогащены Co, Ni, Mo, Zn, Se; из них Co, Ni связаны главным образом с пиритом.

К числу попутных компонентов, которые извлекаются из руд и могут быть использованы, относятся серебро, золото, рений, магнетит и сера.

Основным полезным компонентом руд месторождения является Cu, попутными — S, Ag, Au, Re, совместно извлекающиеся в медный концентрат. Возможно извлечение Fe (магнетитовый концентрат) и использование пород вскрыши. Запасы руды составляют 1310 млн т, Cu — 19,7 млн т, Ag — 14,4 тыс. т. По содержанию меди руды месторождения относятся к рудам среднего качества с участками как богатых (более 2 %), так и бедных. Среднее содержание Cu в балансовых рудах составляет 1,50 %, Ag — 12,0 г/т, Au — 0,05 г/т.

По наличию минеральных форм Cu выделяются халькозин-борнитовые, халькопирит-пиритовые и брошантит-антлерит-малахитовые руды [Нарке-люн и др., 1968; Юргенсон и др., 1968а; Четкин и др., 1995, 2000].

В количественном отношении на месторождении в промышленных рудах преобладают халькозин-борнитовые, менее развиты брошантит-антлерит-малахитовые и, наконец, халькопирит-пиритовые руды.

В пределах месторождения проявлена зональность:

1) центральная часть мульды представлена халькопирит-пиритовой минерализацией с отдельными линзами халькозин-борнитовой;

2) борта мульды содержат халькозин-борнитовую минерализацию с отдельными линзами, прослоями халькопирит-пиритовой;

3) вблизи современной дневной поверхности прослеживается зона с брошантит-антлерит-малахитовой минерализацией [Наркелюн и др., 1968; Юргенсон и др., 1968б; Четкин и др., 1995, 2000].

Если выделение природных типов руд определяется только их минеральным составом, то выделение технологических сортов — обогатимостью руд, зависящей от соотношения общей и окисленной меди (соотношения количества сульфидных, сульфатных и карбонатных минералов меди). В соответствии с этим выделены три технологических сорта руд: сульфидные, степень окисления — 0—30%; смешанные — 30—70%; окисленные — 70—100%. В запасах промышленных категорий (B + C₁) сульфидные руды составляют 43, смешанные — 40, окисленные — 17%.

Жильные образования в рудовмещающей толще

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

Детальное исследование жильных образований позволило установить, что присутствуют 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 SiO₂, CaO и CO₂, вынесенного из конкретного участка породы, достаточны для формирования существующего объема жилы. Иногда устанавливается дефицит отдельных компонентов, который пополняется за счет привноса вещества из тех частей толщи, где установлен избыток выноса против количества, зафиксированного в жиле.

Во всех случаях количества вынесенной Cu и S 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 микроэле-

ментная их специализация и отсутствие в жилах элементов-примесей, не зафиксированных во вмещающей породе, позволяют отнести их к «альпийскому типу».

Второму типу жил свойственны четко секущий характер, резкие контакты, слабо выраженные зоны изменений, более позднее время образования и тяготение 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.

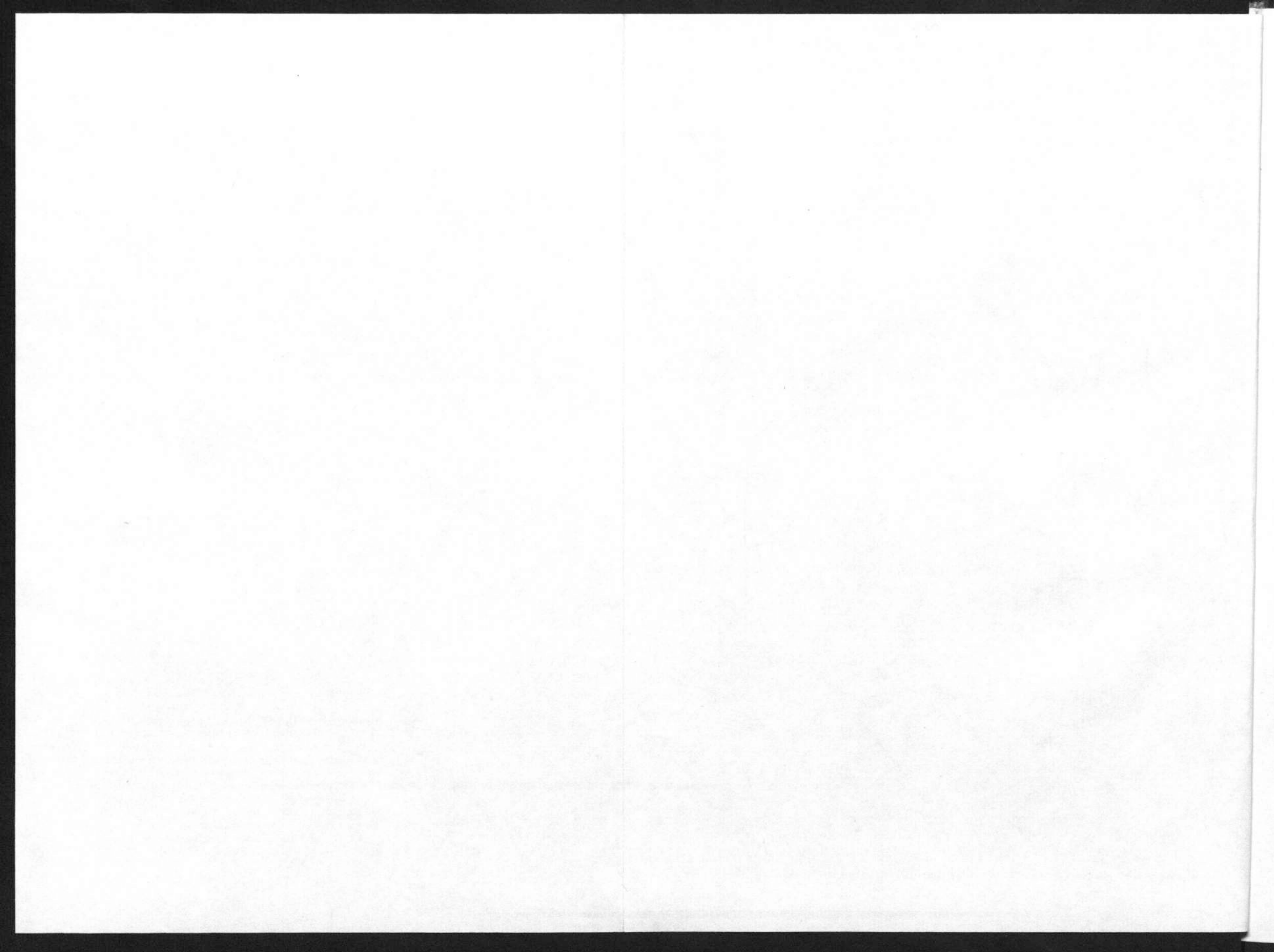
Наряду с полигенностью довольно четко устанавливается многостадийность образования жил. К наиболее ранним относятся кальцитовые, кварц-кальцитовые жилы, причем агрегаты кальцита в них имеют форму корродированных ксенолитов, замещающихся кварцем. Как в кальците, так и в кварце присутствуют сульфиды Cu и Fe (халькопирит, борнит, халькозин). Эти жилы соответствуют стадии глубинного эпигенеза. 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 др. К более поздним минералам относятся 14Å-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 — отличительная черта регионально метаморфизованных месторождений, к которым относятся 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.

Метаморфизм рудовмещающей толщи

Длительная история формирования рудовмещающей толщи Удоканского месторождения характеризуется присутствием явных признаков многократных метаморфических преобразований, связанных как с региональным, так и контактовым метаморфизмом. Совершенно определенно выявлена зональность метаморфических преобразований, представленных на рис. 1.7.

Наши предшественники, на основании картирования на дневной поверхности, полагали, что рудовмещающая толща претерпела лишь дометаморфические изменения регионального характера [Бакун, 1958], относящиеся к глубинному эпигенезу либо метагенезу в понимании А.Г. Коссовской [1962], или региональный метаморфизм альбит-эпидот-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев (М.Е. Бердичевская, Ю.В. Богданов). Нашими исследова-



ниями установлено, что широкое развитие хлорита и гидрослюд в песчаниках и жилах имеет вторичный характер и является следствием двух процессов: регрессивного метаморфизма в связи с Кеменской гранитной интрузией, продуктами которого во внешней зоне экзоконтакта являются 14А-хлориты и цеолиты, и регрессивного эпигенеза в связи с гипергенными процессами, в частности формирования древней коры выветривания, индекс-минералами которой являются 7А-хлориты и гидрослюды. Изучение биотит/хлорит отношения в плане и по разрезам показало, что хлорит только в ореоле контактового метаморфизма Кеменской интрузии изменяется в зависимости от удаленности от магматических пород. На расстоянии 3,5 км резко преобладает только биотит и отношение биотит/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 блас-топсаммитовые 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 новообразованными 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.

Контактный метаморфизм связан с воздействием как гранитных интрузий, так и дайкового комплекса. В связи с тем, что метаморфические породы рудовмещающей толщи прорваны серией даек пегматоидных кварцевых габбро-диабазов, околодайковый метаморфизм выражен в появлении зон гибридности непосредственно в пределах контакта и ороговиковании вмещающих пород. Характерна зональность расположения различных парагенетических типов роговиков, отвечающих различным ступеням контактового метаморфизма, соответствующим выделенным Д.С. Коржинским на примере Турьинских медных месторождений. Периферические зоны околодайкового метаморфизма, накладываясь на регионально-метаморфизованные породы, вызывают в них явления регрессивных изменений. В участках контакта медистых песчаников с дайками последними ассимилируется Cu и S. Из даек выносятся Fe. 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 $\frac{Cu+S}{Fe}$ в зонах перехода от песчаников к центральным частям даек.

Контактовый метаморфизм, связанный с гранитоидами кеменского и ингамакитского комплексов, характеризуется образованием граната, пироксенов, амфиболов, цоизита, волластонита, биотита, кордиерита, везувиана, скаполита, эпидота, десмина, ломонтита, 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 (150 м), гранат-эпидотовые и биотит-амфиболовые (150—200 м) роговики, актинолит-эпидотовая (250—400 м), хлорит-эпидотовая (400—2000 м), цеолитовая (1000—3000 м) зоны. Минеральный состав роговиков и ороговикованных 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 — регрессивен. Для этих зон характерны интенсивная хлоритизация биотита, вынос в трещины SiO_2 , CaO , Al_2O_3 с образованием цеолитов (десмина и ломонтита).

В связи с контактовым метаморфизмом проявился околотрещинный метаморфизм с образованием жильных минеральных парагенезисов, соответствующих 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, везувиан, 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 преобладает плагиоклаз, тогда как в песчаниках со слюдистым цементом — 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 $\text{SiO}_2/(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ практически не изменяется в зависимости от удаленности от Кеменской интрузии. В зависимости от первичного литологического состава разреза $\text{K}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и содержание CaO изменяются и имеют упорядоченный характер распределения. При появлении в разрезе большого числа слоев метаморфизованных алевролитов и аргиллитов $\text{K}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ увеличивается. Содержание извести меняется в зависимости от увеличения или уменьшения количества известковистых песчаников вне зависимости от удаленности Кеменской интрузии. Лишь $\text{CaO}_{\text{нераст}}/\text{CaO}_{\text{общ}}$ уменьшается по мере удаления от контакта с гранитами, указывая на сте-

пень перехода CaO карбонатного в CaO силикатное в связи с контактовым метаморфизмом и вне зависимости от ритмичности. Распределение Cu и Fe 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 Cu 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, А.М. Лейтес, М.Е. Бердическая, Р.Н. 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. Данное 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 первично-осадочный 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 происходят локальное перераспределение и концентрация оруденения в декальцитизированных песчаниках. Окварцевание ведет к локальному разубоживанию руд. Регулятором при течении этих процессов являются главным образом не температура и давление, а режим щелочность-кислотность и окислительно-восстановительный потенциал. Температура и давление регулируют в основном 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 [Наркелюн, Юргенсон, 1968; Юргенсон, 1968б; Юргенсон, Абрамов, 2000]. Отложения рудовмещающей толщи претерпели региональный метаморфизм биотитовой и альбит-эпидот-хлоритовой субфаций зеленых сланцев, с которым связаны жильный комплекс альпийского типа и контактовый метаморфизм, явившийся вблизи

магматического очага прогрессивным, а вдали — регрессивным. Зональности и многостадийности контактового метаморфизма отвечают зональное распределение и стадийность образования соответствующей жильной фации. Весьма четко выявляется унаследованность состава и структур исходных пород и продуктов метаморфизма. На перераспределение рудного материала влиял региональный метаморфизм. Поскольку главная часть рудоносного горизонта попадает лишь в целолитовую и частично в эпидот-хлоритовую его зоны (исключение составляют дайки), контактовый метаморфизм не привел к существенному перераспределению рудного материала. Исключением является участок Секущий, где перераспределение меди ассоциирует с образованием гранатовых скарнов и кварц-эпидот-микроклиновых жил.

Протерозойские экосистемы удоканского комплекса

Проблематические и загадочные остатки удоканских отложений Северного Забайкалья, органическая природа которых оспаривается, до сих пор являются первыми в регионе свидетелями обитаемости протерозойских морей. Биологическая интерпретация удоканской биоты проводилась Е.С. Вильмовой [1989, 1990, 1995], С.М. Синица [1996] и поддерживалась некоторыми палеонтологами — И. Пачесна (Польша), П. Краймсом (Англия) и Ю.Р. Беккером (Россия). До сих пор игнорируется тот факт, что удоканская биота состоит из двух комплексов: дотиллитового, происходящего из александровской, бутунской и талаканской свит, и посттиллитового или намингинского. Границей раздела двух комплексов являются пуддинги или тиллиты сакуканской свиты (200 м), приуроченные к низам разреза [Салоп, 1982]. Кроме того, дискутируется относительный возраст удоканской биоты: или ранний протерозой, согласно данным изотопной геохронологии (1,8—2 млрд лет), или поздний протерозой по данным изучения строматолитов, онколитов, медузоидов, следов жизнедеятельности и т.д. [Томбасов, Синица, 1990; Синица, 1996]. Для успешного использования палеонтологического метода в целях стратиграфии удоканского комплекса проведено изучение палеоэкосистем и разработаны их модели. Так, самой древней является палеоэкосистема александровской свиты, установленная в верхних частях терригенного разреза по руч. Маршрутный Икабья-Читкандинского района (рис. 1.8). Проблематические остатки обнаружены в пачке частого переслаивания светло-серых мелкозернистых песчаников (1—2 см) и темно-серых алевролитов (1—2 мм — 5—10 см) с миллиметровыми слойками аргиллитов черного цвета. Текстура пачки тонкая горизонтальная, волнистая, нарушенная или прямыми трещинами усыхания шириной от 1—2 мм до 3 см, или сильно ветвящимися древовидными трещинами усыхания шириной до 1—2 см. Часты несдвигающиеся параллельные знаки ряби с высотой валиков до 1 см и с расстоянием между валиками до 1—3 см. По напластованиям аргиллитов многочисленны гиероглифы, среди которых выделяются нечеткие валики, изогнутые, двоянные, напоминающие следы жизнедеятельности аннелидоподобных существ — *Origolithos acuminatus* Vilmova, *O. conoideus* Vilmova и овальные образования,

близкие к отпечаткам медуз *Cyclomedusa salopi* Vilmova. Ю.В. Богданов и др. [1966] считают, что бассейн седиментации и обитания александровской биоты — типичная лагуна или заливно-лагунное мелководье, периодически пересыхающее в жарком сухом климате, на что указывают многочисленные и разнообразные трещины усыхания. Палеоэкосистема относится к рангу полузамкнутых [Гор, 1995], когда развитие биоты идет в водоеме, частично окруженном разного рода барьерами или преградами. Реконструируется регрессивное море с лагунами, для которых характерно частое изменение солености и температуры.

В залегающей выше бутунской свите установлено 10 подпалеоэкосистем, которые можно разделить по составу органических остатков на моно- и политаксонные. Так, в одних слоях известняков обнаружены пластовые постройки синезеленых водорослей — биостромы *Stratifera flexurata* Kom. и *Gongylina* cf. *differentiata* Kom., в других — биогермы синезеленых водорослей — *Conophyton garganicus* Masl., *Kussiella vitata* (Masl.), *Stratoconophyton* sp., в третьих — небольшие желвачки — калиптры *Colleniella* sp. Все они относятся к прикрепленным постройкам и располагаются на мелководье до глубин 54 м (ключ Елин, реки Талакан, Горки, Перевальный, руч. Маршрутный, гора Бутун и др.) (см. рис. 1.8). В единственном слое известняков обнаружены многочисленные онколиты *Osagia* spp., указывающие на прибрежные динамичные условия (ключ Елин, обн. 652). В разрезе горы Бутун (обн. 748) и по руч. Маршрутному (обн. 526) в строматолитовых известняках отмечено хаотичное захоронение трубок *Udokania problematica* Leites. Обычно удокании образуют самостоятельные захоронения без строматолитов в известняках и доломитах бутунской свиты по ключу Елину, по рекам Талакан, Южный Бутун, руч. Маршрутный, Перевальный, Горки и на горе Бутун как в виде призматических образований — *Udokania problematica* Leites, так и в виде трубок с овальным сечением — *U. leitesi* Sajutina et Vilmova. Трубки удоканий часто ветвятся, плавно без разрывов перекрывают друг друга, имеют центральную ось и горизонтальные днища, что позволило Т.А. Саютиной и Е.С. Вильмовой [1990] отнести их к мягким кораллам. В зеленовато-желтых горизонтально-слоистых мергелях обнаружены уплощенные с периферийной каймой образования, соединяющиеся по двое, трое и иногда четверо, определенные как *Butunella sokolovi* Vilmova, и овальные выпуклые, близкие к медузоидам или к слепкам чашечек полипов [Соколов, 1984] образования *Nemiana simplex* Palij (ключ Елин, руч. Маршрутный, гора Бутун) [Палий и др., 1979].

В терригенных пачках, представленных мелкозернистыми песчаниками и темно-серыми алевролитами с миллиметровыми слоями аргиллитов, присутствуют редкие следы жизнедеятельности *Gordia ? breva* Vilmova, *Planolites crassus* Vilmova et Turanova и остатки тела древнейшего из артикулят *Krenfepetia butunensis* Vilmova et Turanova [Соколов, 1984, 1997].

Ю.В. Богданов и др. [Медистые отложения..., 1966] считают, что в бутунское время на территории Удоканского прогиба существовали засоляющиеся лагуны с выравненным обрамлением, с отсутствием привноса терригенного материала (садка известняков и мергелей) или с периодическим

привносом мелкого песчаного и алевроитового материала (фации мелководья). Палеоэкосистема бутунского времени относится к разряду сложных комплексных, для которых характерны различные по замкнутости подпалеоэкосистемы и их широтная зональность, проявленная в частой смене температур, солености, наличии или отсутствии сноса терригенного материала, т.е. преград или барьеров со всех сторон, а отсюда и в разнообразной биоте. Известковисто-мергелистые фации, биостромы, биогермы и калиптры, онколиты, медузоиды и полипы — бутунеллы, немианы и удокации характеризуют мелководье регрессирующего моря, переход к лагунам и сами лагуны в условиях жаркого и сухого климата. Остатки организмов данных фаций можно объединить в элементарный комплекс, несущий информацию разнообразных зон бутунского бассейна седиментации. По доминантам комплекса *Soprophyton garganicus* и *Udokania problematica* предлагается и его название — конофитоно-удоканиевый. Песчано-алевритовые фации со скудной биотой древнейших артикулят и следов жизнедеятельности (*Krenfepetia*, *Planolites* и *Gordia*) характерны для умеренно-глубоких зон регрессирующего моря и выделяются как элементарный комплекс этих зон. Если анализировать палеоэкосистему бутунского времени в функциональном аспекте, то четко выделяются продуценты — синезеленые водоросли, макроконсументы, или фаготрофы — удокации, немианы, древнейшие артикуляты, аннелидоподобные существа и др., и микроконсументы, или редуценты — бактерии. Вертикальная и горизонтальная зональность в бутунском море определялась проникновением света: зона приливов и отливов на мелководье зарастала синезелеными водорослями, иногда здесь поселялись прикрепленные удокации, образуя комплексные постройки. Трудно объяснить, какой характер сосуществования складывался для удоканий и синезеленых водорослей: или случайное поселение, так как слои с удоканиями часты без водорослей, или простое квартиранство. Синезеленые водоросли характеризуются автотрофным питанием и строят свое тело за счет фотосинтеза, удокации же питались по типу кишечнополостных, фильтруя мельчайшие организмы из воды. Совокупности синезеленых водорослей и удоканий образуют замкнутую экологическую систему: все они прикрепленные формы, хотя для удоканий возможны вариант плавающей личинки и их расселение. Массовые захоронения немиан позволят считать, что они были бентосными организмами и образовывали многочисленные сообщества. К концу бутунского времени палеоэкосистема замыкается, т.е. сокращается ее информационный ресурс: прекращается седиментация карбонатов и исчезает специфическая биота известковистых фаций — конофитоны, куссиеллы, стратоконофитоны, удокации, бутунеллы и немианы.

Для талаканской свиты характерен терригенный состав отложений со специфическими текстурами и особой биотой. Наиболее представительный комплекс органических остатков — следов жизнедеятельности и силуэтов мягких тел, близких к петалонамам, обнаружен по р. Левый Талакан (обн. 650, 655, см. рис. 1.8): *Gordia* sp., *Planolites longus* Vilmova et Turanova, *Pennolithos fedonkini* Vilmova, *Pteridinium ? crispus* Vilmova, *Ramulithos bisulcatus* Vilmova и др. Разрез обн. 650 слагают асимметричные циклиты: песчаники — алевро-

литы. Песчаники (5—38 м) желто-серые, мелкозернистые, с линзовидной текстурой, подчеркиваемой линзочками гравелитов и алевролитов, слагают основания циклитов. Верхние части (3—10 м) представлены частым переслаиванием мелкозернистых массивных песчаников (0,10—0,80 м) и алевролитов (0,10—0,50 м) с миллиметровыми слоями аргиллитов. Границы слоев неровные, часты знаки нагрузки, знаки ряби с несливающимися валиками высотой до 1 см и шириной между ними до 3 см. Следы жизнедеятельности приурочены в основном к границе песчаников и алевролитов, а силуэты тел *Pennolithos*, *Pteridinium*, *Ramulithos* и проблематические овальные образования типа медузоидов — к границе алевролитов и аргиллитов. Не менее разнообразный состав следов жизнедеятельности и отпечатков тел, близких к петалонамам, обнаружен в разрезах талаканской свиты по ручьям Ветвистый, Маршрутный и Южный Бутун на восточных и западных склонах горы Бутун: *Planolites longus* Vilmova et Turanova, *Gordia* sp., *Paracharnia krendelewi* Vilmova, *Ramulithos marginatus* Vilmova, *R. bisulcatus* Vilmova (обн. 527, 530, 542, 738, 740, 741—743, см. рис. 1.8). Разрезы данных участков представлены асимметричными циклитами: песчаник — алевролит. Песчаники (до 1 м) розоватые, мелкозернистые, массивные или с тонкой линзовидной, мелкой косой, пучковидной, оползневой текстурой, с крупными несливающимися знаками ряби (высота валиков до 1 см, расстоянием между валиками 3 см). Алевролиты (0,10—1 м) темно-серые, фиолетовые, с миллиметровыми слоями аргиллитов. Границы слоев неровные, иногда с оползневыми текстурами. К границам алевролитов и аргиллитов приурочены следы жизнедеятельности и отпечатки тел, близкие к петалонамам.

Песчано-алевролитовый циклический разрез р. Средний Талакан (обн. 641) характеризуется многочисленными знаками ряби, трещинами усыхания, нептуническими дайками, оползневыми текстурами и т.д. и полным отсутствием следов жизнедеятельности. Лишь в слое 30, представленном в основании песчаниками (3—5 м) мелкозернистыми до алевролитистых с линзовидной, мелкой косой, пучковидной, неясной горизонтальной текстурой и с крупноячеистой рябью в кровле, а в верхах — алевролитами (0,40 м), обнаружены плоские отпечатки, близкие по форме тела и ребристой скульптуре к эдиакарским дикинсониям и описанные как *Talakaniella tombasovi* Vilmova. Найдено около 200 экземпляров талаканиелл, причем в алевролитах подошвы слоя (10 см) отмечаются мелкие эллипсоидные двусторонне-симметричные с центральной медианой и ребристостью формы (1—3 см), а в центральной части слоя (10 см) захороняются как мелкие эллипсоидные двусторонне-симметричные талаканиеллы, часто в согнутом виде, так и крупные до 6—7 см формы с асимметричной опушкой, покрытой ребрами.

Терригенный состав и специфические текстуры отложений талаканской свиты позволили Ю.В. Богданову и др. [Медистые отложения..., 1966] реконструировать в талаканское время быструю трансгрессию моря на всей территории района. Тектурные особенности указывают на прибрежно-морские динамичные условия седиментации, а мощные пачки тонкогоризонтально-слоистых алевролитов и аргиллитов — на умеренные и большие глубины.

Талаканская биота представлена следами жизнедеятельности гордий и планолитесов с доминированием последнего и остатками листообразных или древовидных организмов, близких к кишечнорастворимым, например *Paracharnia*, *Pteridinium?* и *Ramalithos*, а также *Talakaniella*, напоминающих *Dickinsonia* (проартикуляты) из венда Эдиакары Австралии [Федонкин, 1981а, 1989]. Петалонамы, по мнению Г. Пфлюга [Pflug, 1972], относятся к восьми-лучевым кораллам, т.е. вели прикрепленный образ жизни и питались планктоном. Талаканиеллы же, по-видимому, были подвижными бентонными детритофагами. Данные о продуцентах в талаканских ориктоценозах отсутствуют, однако большое количество особей консументов свидетельствует об обилии пищи, которой являлся, видимо, зоо- и фитопланктон. Талаканская палеоэкосистема была открытой в отношении миграции организмов, смены температур и солености прибрежных и удаленных зон моря. По доминирующим следам жизнедеятельности *Planolites*, по первым находкам петалонам, а также *Talakaniella* информационный комплекс талаканской палеоэкосистемы назван талаканиелло-птеридиево-планолитесовым.

Сакуканская свита сформирована в основном песчаниками со сложными косыми, линзовидными, диагональными текстурами, усложненными знаками нагрузки, размывов, и с редкими слоями алевролитов (до 0,10—0,20 м) с неровными границами. В низах разреза свиты обнаружен горизонт пуддингов — валуны и гальки песчаников, алевролитов, эффузивов, гранитов, известняков в песчано-глинистом цементе мощностью до 200 м, которые, по мнению Л.И. Салопа [1982], напоминают тиллиты. В алевролитах редки нечеткие знаки ряби, трещины усыхания и следы жизнедеятельности *Chondrites ? flexuosus* Vilmova et Turanova.

Ю.В. Богданов и др. [Медистые отложения..., 1966] считают, что отложения сакуканской свиты образовались в дельте крупной реки, хотя речные отложения такой мощности не характерны для протерозоя. Скорее всего, это турбидитные образования. Палеоэкосистемы сакуканской свиты изучены плохо.

Завершает разрез удоканского комплекса в Намингинской структуре намингинская свита (см. рис. 1.8), представленная асимметричными циклитами: песчаник (до 5 м) — алевролит (до 1—2 м) или песчаник (до 1 м) — пачка (30—50 м) частого переслаивания песчаников и алевролитов (мощности слоев от 1—2 до 10 см). Особенность разрезов намингинской свиты — повсеместное присутствие в алевролитах параллельных несливающихся знаков ряби и наложенных на них разноориентированных и одновременных трещин усыхания шириной от 1—2 мм до 2—3 см, выполненных песчаным материалом. Часты оплывины, струйчатость, следы нагрузки, взламывания алевролитов, слепки капель дождя. По всему разрезу свиты в темных массивных мелкозернистых песчаниках без трещин или знаков ряби обнаружены овальные слепки медузоидов *Nimbia occlusa* Fedonkin [Федонкин, 1981б]. В алевролитах со струйчатостью, оплывинами или со слепками капель дождя присутствуют редкие следы жизнедеятельности *Cochlichnus ? bisertus* Vilmova et Turanova, *C. ? falciformis* Vilmova et Turanova, *Tasmanadia ? catenata* Vilmova et Turanova, *T. ? namingensis* Vilmova et Turanova. По Ю.В. Богданову и др.

[Медистые отложения..., 1966], намингинское море было мелким, часто пересыхающим. Четко проявлена фациальная приуроченность органических остатков свиты: медузоиды обнаружены в массивных песчаниках на границе с алевролитами, где отсутствуют динамичные текстуры, а следы жизнедеятельности — на границах алевролитов и аргиллитов со струйчатостью или оплывинами. В зонах широкого развития знаков ряби и трещин усыхания органические остатки не обнаружены. Палеоэкосистема намингинской свиты является полузакрытой. В регрессирующем море в пересыхающей прибрежной отмели могли образовываться полузамкнутые заливы или лагуны, дно которых неоднократно как заливалось водами моря, так и пересыхало с образованием разноориентированных трещин усыхания. По доминированию медуз *Nimbia* комплекс намингинской свиты назван нимбиевым.

Таким образом, в протерозойском удоканском бассейне установлена смена пяти разновозрастных палеоэкосистем, разделяющихся на подпалеоэкосистемы: александровская, бутунская, талаканская, сакуканская и намингинская. Первые три характеризуют дотиллитовый этап развития удоканского бассейна седиментации. Отчетливо проявлена смена во времени полузакрытой палеоэкосистемы александровской, комплексной сложной палеоэкосистемой бутунской и открытой палеоэкосистемой талаканской свит. Для каждой палеоэкосистемы определены свои доминанты и особые условия обитания. Сакуканская и намингинская палеоэкосистемы установлены для посттиллитового этапа развития удоканского моря и отличаются от более древних резкой сменой ассоциации как следов жизнедеятельности, так и широким развитием отпечатков медуз по всему разрезу свиты и следов жизнедеятельности. Также отличаются условия обитания в сакуканское и намингинское время, хотя для намингинской палеоэкосистемы реконструируются лагуны, как и для александровской и бутунской. Однако время существования намингинских лагун было явно быстротечным и чередовалось с небольшими трансгрессиями, о чем свидетельствуют большое количество разнонаправленных трещин усыхания, заполненных песчаным материалом, повсеместное развитие знаков ряби, полное отсутствие солей или карбонатов и массовость находов остатков медуз.

Приведем описание новых таксонов удоканской биоты, проведенное Е.С. Вильмовой и Т.К. Турановой. Фотографии объектов выполнены палеонтологом Н.Л. Бердниковым (ЧитГУ). Голотипы хранятся в геологическом музее (ГМ) Читинского государственного университета (ЧитГУ) под № 691, 1040—1042.

ТИП COELENTERATA?

Род *Paracharnia* Vilmova, gen. nov.

Типовой вид. *P. krendelewi* Vilmova.

Диагноз. Вайеобразные крупные плоские тела с зигзагообразной медианной бороздой и с боковыми первичными ветвями. На ветвях различаются

Таблица I

Фиг. 1. Pennolithos fedonkini Vilmova.

Голотип № 1042/1; фрагмент крупного ветвистого экземпляра с резко рельефными боковыми ветвями и полипами (позитивный рельеф) ($\times 2,2$); нижний — верхний протерозой, удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, р. Левый Талакан.

Фиг. 2-4. Paracharnia krendelewi Vilmova.

2 — голотип № 1041/1; общий вид фрагментов вайеобразного плоского отпечатка (негативный рельеф) ($\times 1,7$); 3, 4 — голотип № 1041/1; фрагменты боковых ответвлений с уплощенными силуэтами полипов (негативный рельеф) ($\times 2,1$); нижний — верхний протерозой, удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье р. Читканды.

Таблица II

Фиг. 1-3. Rhamulithos bisulcatus Vilmova.

1 — голотип № 1042/2; общий вид листообразного остатка ($\times 1$); 2 — голотип № 1042/2; увеличенное основание с расходящимися ветвями ($\times 3$); 3 — голотип № 1042/2; увеличенное ветвление в форме лиры ($\times 4$); нижний — верхний протерозой, удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье Левого Талакана.

Фиг. 4, 5. Pteridinium ? crispus Vilmova.

4 — голотип № 1042/3; общий вид перообразного остатка с четкими медианными осями и изогнутыми ребрами ($\times 1,3$); 5 — голотип № 1042/3; деталь сочленения осей и положения ребер на оси ($\times 2$). Местонахождение то же.

Таблица III

Фиг. 1. Ramulithos bisulcatus Vilmova.

Экземпляр № 1024/4; фрагмент листообразного отпечатка ($\times 1$); нижний — верхний протерозой, удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, правобережье Левого Талакана.

Фиг. 2, 3. Ramulithos marginatus Vilmova.

2 — голотип № 1041/2; плоский листообразный отпечаток с дихотомически ветвящимися осями в окружении каймы ($\times 2$); нижний — верхний протерозой, удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье Читканды, верховье руч. Ветвистый; 3 — увеличенная средняя часть этого же отпечатка ($\times 4$). Местонахождение то же.

Фиг. 4. Ramulithos marginatus Vilmova.

Экземпляр № 1041/3; фрагмент листообразного отпечатка, позитивный рельеф ($\times 2$). Местонахождение то же.

Фиг. 5. Ramulithos marginatus Vilmova.

Экземпляр № 1041/4; фрагмент листообразного отпечатка, позитивный рельеф ($\times 5$). Местонахождение то же.

Таблица IV

Фиг. 1. Talakaniella tombasovi Vilmova.

Голотип № 690/1; неправильно-овальный асимметричный отпечаток со срединной медианой, ребрами и с сохранившейся ребристой каймой вокруг центральной части, положительный рельеф ($\times 2$); нижний — верхний протерозой, удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, левобережье Среднего Талакана.

Фиг. 2. Talakaniella tombasovi Vilmova.

Экземпляр № 690/2; неправильно-овальный асимметричный отпечаток с сохранившейся каймой только с одной стороны центральной части остатка ($\times 2,2$). Местонахождение то же.

Фиг. 3, 4. Talakaniella tombasovi Vilmova.

3 — экземпляр № 690/3; следы деформации? (ломки?) на внешней кайме отпечатка; полный отпечаток ($\times 2$); 4 — детали на этом же отпечатке ($\times 4$). Местонахождение то же.

Фиг. 5. *Talakaniella tombasovi* Vilmoва.

Экземпляр № 690/4; отпечаток центральной части плоского остатка без каймы в положительном рельефе ($\times 10$). Местонахождение то же.

Таблица V

Фиг. 1. *Cyclomedusa salopi* Vilmoва.

Голотип № 1040/1; неправильно-овальный отпечаток в позитивном рельефе, видно концентрическое строение периферии ($\times 2,5$), нижний — верхний протерозой, удоканский комплекс, чинейская серия, александровская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье Читканды, руч. Маршрутный.

Фиг. 2—4. *Butunella sokolovi* Vilmoва.

2 — голотип № 691/1; общий вид захоронения (умен. в 2,8 раза); 3 — голотип № 691/1; слившиеся по четверо плоские отпечатки с периферийной каймой в позитивном рельефе ($\times 1$); 4 — голотип № 691/1; отдельный отпечаток уплощенного неправильно-овального тела с концентрической периферийной каймой ($\times 1$); нижний — верхний протерозой, удоканский комплекс, чинейская серия, бутунская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, левобережье Среднего Талакана, Елин ключ.

Фиг. 5, 6. *Nemiana simplex* Palij.

5 — экземпляр № 685/1; общий вид захоронения (умен. в 3 раза); 6 — экземпляр № 685/1; слившиеся два овальных позитивных отпечатка с центральными вмятинами и нечеткой концентрической каймой по периферии ($\times 1$); нижний — верхний протерозой, удоканский комплекс, чинейская серия, бутунская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье Читканды, восточные склоны горы Бутун.

Фиг. 7. *Nimbia occlusa* Fedonkin.

Экземпляр № 684/1; общий вид захоронений слепков зонтиков медуз — овальные с нечеткими радиальными вмятинами в центре отпечатки в положительном рельефе ($\times 1$); нижний — верхний протерозой, удоканский комплекс, кеменская серия, намингинская свита; Намингинская структура, левобережье Наминги.

Фиг. 8. *Krenfepetia butunensis* Vilmoва et Turanova.

Голотип № 1041/5; отпечаток сегментированного тела в положительном рельефе, на широком конце нечеткий силуэт головы? ($\times 5$); нижний — верхний протерозой, удоканский комплекс, чинейская серия, бутунская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье Читканды, левобережье р. Бутун (приустьевая часть).

Таблица VI

Фиг. 1. *Planolites crassus* Vilmoва et Turanova.

Голотип № 685/5; толстый след в положительном рельефе ($\times 1$); нижний — верхний протерозой, удоканский комплекс, чинейская серия, бутунская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье Читканды, восточные склоны горы Бутун.

Фиг. 2. *Planolites longus* Vilmoва et Turanova.

Голотип № 1041/5; длинный тонкий след в положительном рельефе, с редкими пологими изгибами (умен. в 0,5 раза); нижний — верхний протерозой, удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье Левого Талакана.

Фиг. 3. *Tasmanadia? namingensis* Vilmoва et Turanova.

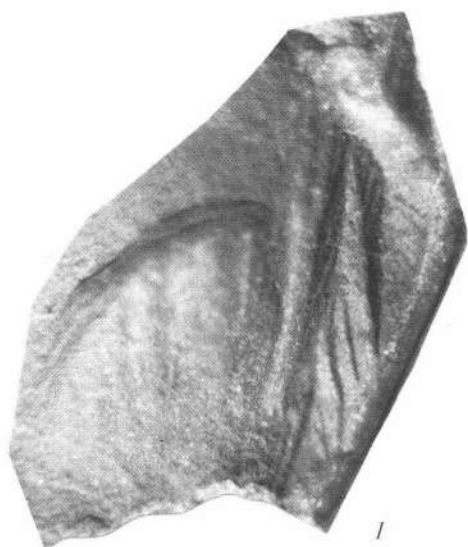
Голотип № 1050/1; параллельные цепочки телец в положительном рельефе (умен. в 1,5 раза); нижний — верхний протерозой, удоканский комплекс, кеменская серия, намингинская свита; Удоканский прогиб, Намингинская структура, левобережье Наминги.

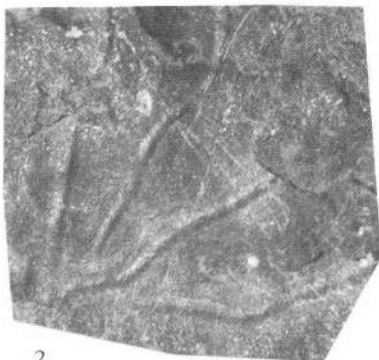
Фиг. 4. *Tasmanadia? catenata* Vilmoва et Turanova.

Голотип № 1050/2; цепочки валиков на знаках ряби в положительном рельефе (умен. в 1,5 раза). Местонахождение то же.

Фиг. 5. *Tasmanadia? catenata* Vilmoва et Turanova.

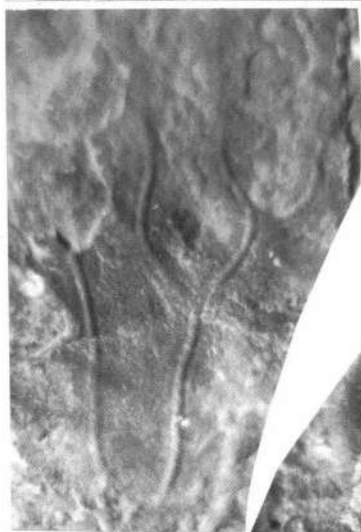
Экземпляр № 1050/3; цепочки валиков в отрицательном рельефе (умен. в 1,5 раза). Местонахождение то же.





2

1



3

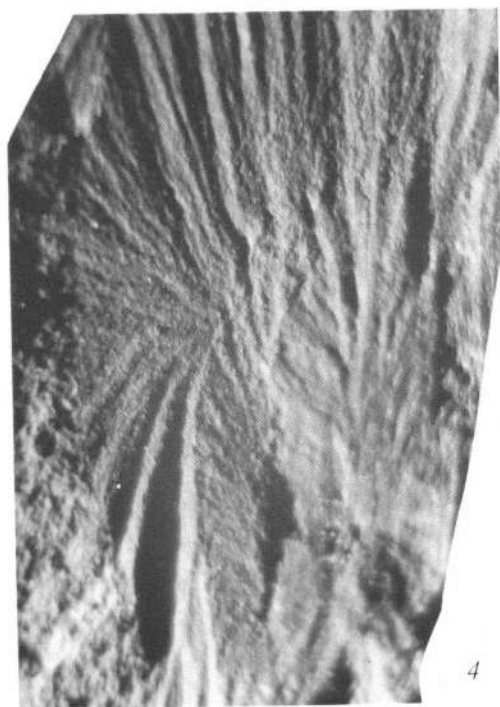
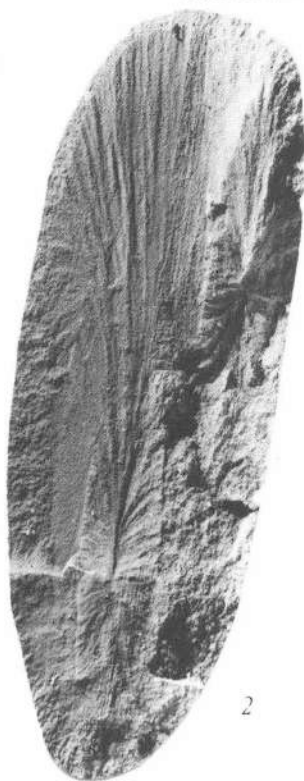
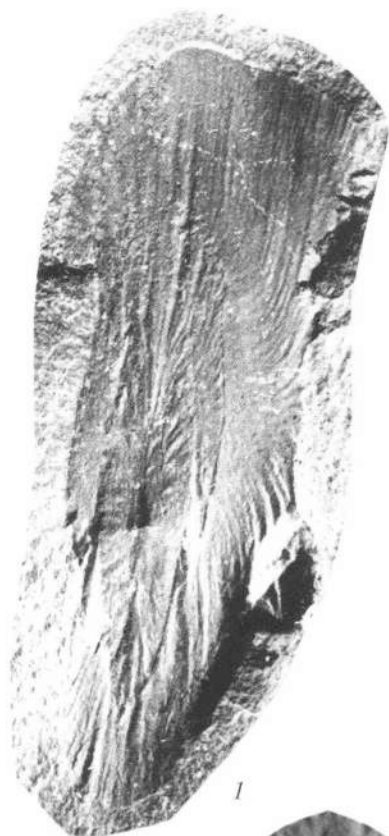


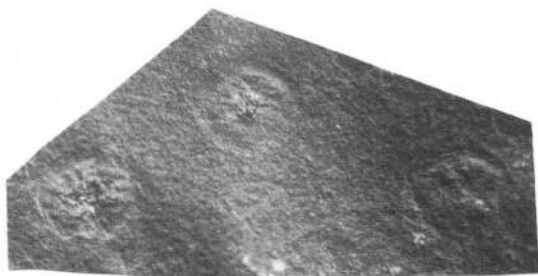
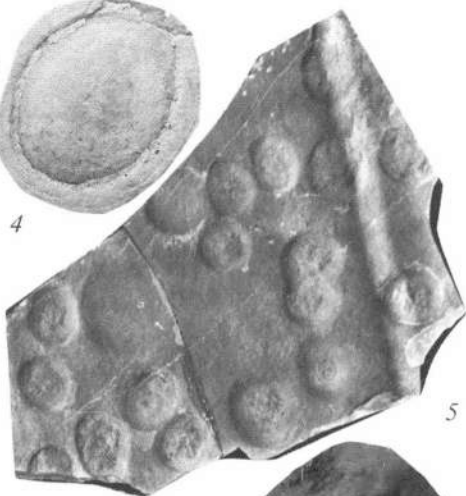
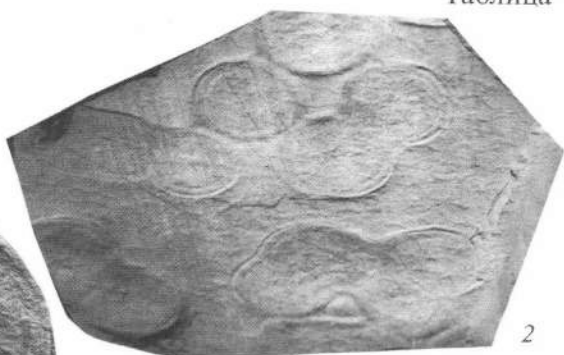
4

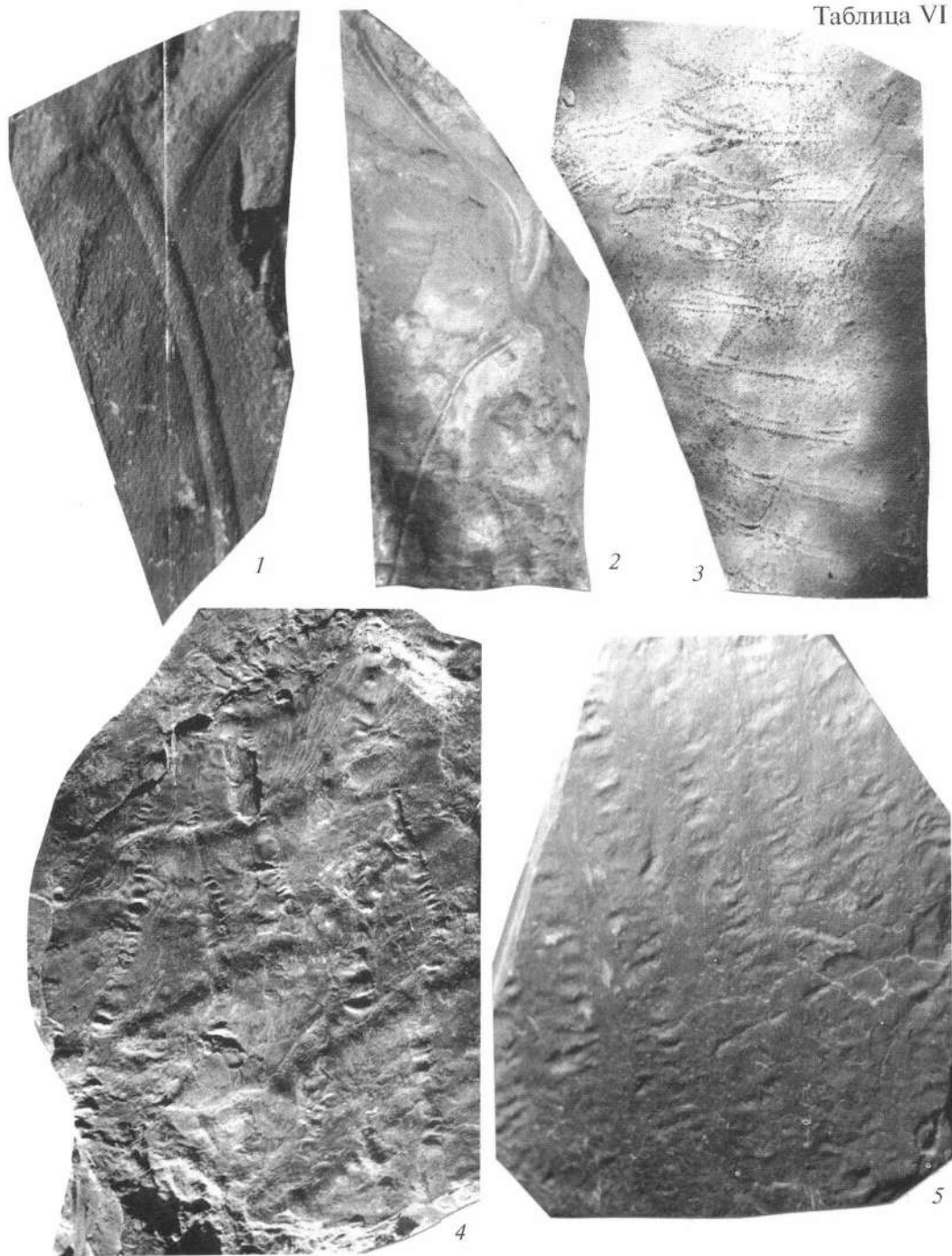


5









С
Г
Г
М
М
К
С
В
Г
Р
С
Б
Ш
К
Д
Ч
Т
О
И
Н
2

прямые и изогнутые полипы, максимальная длина (до 1 см) которых отмечается посередине и уменьшается к его концам, что придает отпечатку вид листа. Углы сочленения полипов с осью или острые, или почти прямые. Количество полипов на одной из сторон оси более 10. Борозды между полипами то узкие глубокие, то плоские широкие.

Видовой состав. Род монотипический.

Сравнение. Новый род близок к роду *Charnia* из венд-эдиакарской фауны Австралии, Англии, Белого моря и т.д. по вайеобразной форме тела, строению боковых ветвей с полипами.

Paracharnia krendelewi Vilmova, gen. et sp. nov.

Табл. I, фиг. 2—4

Название вида в честь геолога Ф.П. Кренделева.

Голотип. ГМ ЧитГУ, № 1041/1. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье р. Читканды, верховье руч. Ветвистый.

Описание. Фрагменты четырех крупных вайеобразных плоских тел с прямыми или слабо изогнутыми центральными осями и нечеткой изогнутой медианной бороздой. На осях боковых ветвей видны полипы (зооиды?), среди которых различаются островершинные мелкие прямые или изогнутые длиной от 1 мм до 1 см. Их максимальная длина отмечается примерно посередине ветви и закономерно уменьшается к концам, что придает телу вид листа. Полипы ориентированы по отношению к оси или под острым углом, или реже почти под 90°. Максимальное количество четких таких полипов с одной стороны ветви достигает 10—17. Полипы разделены плоскими и глубокими бороздами шириной от 1 до 2—3 мм. Сохраняются в негативном рельефе.

Размеры (мм). Длина вайеобразных листов 30—80, ширина 10—50, общая длина остатка 160, ширина 120.

Распространение. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье Читканды, верховье руч. Ветвистый (обн. 542).

Материал. Три отпечатка: один крупный вайеподобный отпечаток с четырьмя боковыми ветвями и два фрагмента боковых ветвей.

Род *Pennolithos* Vilmova, gen. nov.

Название рода от лат. *penna* — перо, крыло и греч. *lithos* — камень.

Типовой вид. *P. fedonkini* Vilmova.

Диагноз. Фрагмент крупного объемного асимметричного веткообразного тела с толстой валикообразной изогнутой осью — стержнем и отходящими от него в одну сторону боковыми ветвями, на которых видны полипы (зооиды?) в виде островершинных валиков, разделенных глубокими бороздками. На ветви насчитывается около 4—6 полипов.

Видовой состав. Род монотипический.

Сравнение. От совместно встречающихся остатков *Paracharnia* и *Pteridinium* отличается асимметрией тела и объемностью.

Pennolithos fedonkini Vilmova, gen. et sp. nov.

Табл. I, фиг. 1

Название вида в честь палеонтолога М.А. Федонкина.

Голотип. ГМ ЧитГУ, № 1042/1. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье р. Левого Талакана.

Описание. Объемное асимметричное веткообразное тело, состоящее из толстого, многоугольного в поперечнике, изогнутого стержня, от которого в одну сторону отходят 6 боковых ветвей. На одной стороне стержня расположено около 13—14 островершинных полипов, на обеих сторонах верхней ветви — до 5—6, а на одной из сторон самой нижней ветви — до 8. Остальные 3 ветви без полипов. Полипы разделены глубокими бороздами и расположены к оси под острыми углами. Захоронение в позитивном рельефе.

Размеры (мм). Длина основного стержня 40, длина боковых ветвей 5—20, длина полипов 1—3.

Распространение. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье Левого Талакана (обн. 650).

Материал. Голотип.

Род *Ramulithos* Vilmova, gen. nov.

Название рода от лат. ramus — сук, ветвь, палка и греч. lithos — камень.

Типовой вид. *R. bisulcatus* Vilmova.

Диагноз. Плоские отпечатки крупных листоватых тел с четко проявленными срединными жилками-валиками, которые дихотомически ветвятся. Насчитывается около 4—5 стадий ветвления, напоминающих древовидно-дендрическую речную сеть. У некоторых форм сохраняются силуэты мягкой части вокруг срединных жилок в виде каймы, реже остатки полипов на боковых ветках в виде нечетких уплощенных валиков. Захоронение в позитивном рельефе.

Видовой состав. *R. bisulcatus* Vilmova, *R. marginatus* Vilmova.

Сравнение. Представители нового рода по уплощенному листовидному телу со сложной системой ветвления напоминают перистые колонии древнейших кишечнополостных.

Ramulithos bisulcatus Vilmova, gen. et sp. nov.

Табл. II, фиг. 1—4

Название вида от лат. bisulcus — раздвоенный, расщепленный.

Голотип. ГМ ЧитГУ, № 1042/2. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район; правобережье Левого Талакана.

Описание. Плоский листообразный отпечаток, срединные жилки которого в основании как бы расходятся из одного центра в количестве 3—4. Они представлены четкими валиками диаметром до 1 мм. Эти валики основания делятся на двое, а затем еще несколько раз, образуя сложную древовидную конструкцию. Среди ветвлений встречаются образования, похожие на лиру, когда ветви отходят от оси под тупыми углами, но более часты остроугольные сочленения ветвей. Для крупных форм характерны нечеткие боковые валики — полипы? (до 6—7 полипов на ветви длиной до 20 мм). Захоронение в позитивном рельефе.

Размеры (мм). Длина осевой части отпечатков от 50—60 до 300, ширина от 30—50 до 200, длина боковых ветвей 10—90, длина полипов до 10.

Распространение. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, правобережье Левого Талакана (обн. 646, 650); правобережье р. Читканды, верховье руч. Ветвистый (обн. 541) и верховье руч. Маршрутный (обн. 530).

Материал. Около 5 крупных и свыше 10 фрагментов листовидных остатков.

Ratulithos marginatus Vilmova, gen. et sp. nov.

Табл. III, фиг. 1—4

Название вида от лат. marginatus — каемчатый, отороченный.

Голотип. ГМ ЧитГУ, № 1041/3. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье р. Читканды, верховье руч. Ветвистого на правобережье Читканды.

Описание. Древовидный или перистый отпечаток, состоящий из центральной оси и разветвляющихся дихотомически боковых ветвей. Все ветви оторочены каймой более темного цвета, нежели вмещающая темно-серая алевритистая порода. Иногда на кайме присутствуют овальные образования?. Обычен позитивный рельеф остатков.

Размеры (мм). Длина отпечатков 30—300, ширина 30—50 и более, ширина каймы 10—20.

Распространение. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье р. Читканды, верховье руч. Ветвистый (обн. 541) и руч. Маршрутный (обн. 530), руч. Южный Бутун (обн. 734).

Материал. Около 5 крупных отпечатков и свыше 10 фрагментов.

Род *Pteridinium* (Gurich), 1930

Pteridinium ? *crispus* Vilmova, sp. nov.

Табл. II, фиг. 4, 5

Название вида от лат. crispus — кудрявый, курчавый.

Голотип. ГМ ЧитГУ, № 1042/3. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье Левого Талакана.

Описание. Периообразный отпечаток, состоящий из 2 медианных линий и 3 фрагментов. Отпечаток и фрагменты, захороняясь, как бы продавливали мягкое илистое дно, поэтому располагаются в глубоких желобках, а между ними находятся сглаженные овальные бугорки. От медиан отходят сильно изогнутые ребра (валики и желобки). На 3 см насчитывается около 16 изогнутых ребер, сочленяющихся с медианной линией под прямым или реже под острым углом.

Размеры (мм). Длина остатка 90; ширина 50; ширина изогнутых ребер от 2—3 до 5.

Распространение. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье Левого Талакана (обн. 650).

Материал. Два отпечатка и около трех фрагментов в одном захоронении.

Род *Cyclomedusa* Sprigg, 1974

Cyclomedusa ? *salopi* Vilmova, sp. nov.

Табл. V, фиг. 1

Название вида в честь геолога Л.И. Салопа.

Голотип. ГМ ЧитГУ, № 685-1. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, чинейская серия, александровская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье Читканды, левый берег руч. Маршрутный.

Описание. Эллипсоидные с конусообразной выпуклостью формы. Обычно поверхность гладкая, реже отмечается неясная концентрическая скульптура в виде тонких рельефных концентрических колец. По периферии развита кайма с неясными концентрическими складками, в апикальной части выпуклости — нечеткая вмятина.

Размеры (мм). Большой диаметр 20; диаметр выпуклой части 12—14; высота выпуклости до 3—4; количество колец 3—4.

Сравнение. От близких по морфологии и скульптуре медуз *Cyclomedusa segebrina* Palij, 1969 из венда Приднестровья отличается отсутствием четкого овального углубления в апикальной части выпуклости и меньшими размерами.

Распространение. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, чинейская серия, александровская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье Читканды, левый берег руч. Маршрутный (обн. 525).

Материал. Семь отпечатков в алевролитах среди механоглифов.

Род *Butunella* Vilmova, gen. nov.

Название рода от р. Бутун.

Типовой вид. *Butunella sokolovi*, sp. nov.

Диагноз. Овальные или неправильно-овальные образования, плоские или слабо выпуклые с периферийной каймой в виде двух валиков и желобка между ними. Поверхность гладкая. Диаметр остатков достигает 3—8 см. Часты формы, слившиеся по двое, реже трое и четверо.

Видовой состав. Типовой вид.

Сравнение. От известных родов медуз из вендских отложений Белого моря [Федонкин, 1981a], а также венда Подолии [Палий и др., 1979] как *Nimbia*, *Paliella*, *Cyclomedusa*, *Tirasiana*, *Bronicella*, *Nemiana* отличается более уплощенной формой, иным строением периферийной каймы, отсутствием центрального бугорка и центрального диска.

Butunella sokolovi Vilmova, sp. nov.

Табл. V, фиг. 2—4

Название вида в честь палеонтолога Б.С. Соколова.

Голотип. ГМ ЧитГУ, № 691/1. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, чинейская серия, бутунская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье Читканды, восточные склоны горы Бутун.

Описание. Овальные слабовыпуклые или плоские образования с периферийной каймой в виде невысокого рельефного валика или двух слабо выраженных валиков с продольным желобком. Центральная часть гладкая. Различаются одиночные овальные либо почти круглые формы или слившиеся по двое почти без перемычки, или по двое, трое, четверо форм с четкой перемычкой и многоугольной сердцевинной. При слиянии двух или трех форм часто образуется единая периферийная кайма. Отмечается разная степень деформаций: появление радиальных трещинок-ребер, отходящих как бы от центра слабой выпуклости, нечеткая центральная вмятина, шероховатая с трещинками поверхность.

Размеры (мм). Диаметр от 35 до 80, ширина периферийной каймы от 20 до 50.

Сравнение. Плоская овальная форма, своеобразная периферийная кайма и отсутствие центрального бугорка сближает данный вид с *Nimbia dniesteri* Fedonkin [Соколов, 1998], от которой отличается деталями в строении каймы.

Замечание. Бутунеллы приурочены к напластованиям оранжевых горизонтально-слоистых мергелей и образуют до 15—17 скоплений на площади 50 × 50 см.

Распространение. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, чинейская серия, бутунская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье Читканды, восточные склоны горы Бутун (обн. 511); левый берег руч. Маршрутный (обн. 526, 535/2); бассейн р. Талакан, р. Средний Талакан, руч. Елин (обн. 652/13); бассейн р. Большая Икабья, руч. Иныр (обн. 546 к); руч. Горки (обн. 539 к).

Материал. Свыше 100 отпечатков.

INCERTAE SEDIS

Род *Talakaniella* Vilmova, gen. nov.

Название рода от р. Талакан.

Типовой вид. *Talakaniella tombasovi*, sp. nov.

Диагноз. Эллипсоидные отпечатки, состоящие из внутреннего эллипса со срединной медианой и отходящими от нее радиальными ребрами, подчеркивающими сегментацию?, и внешней асимметричной ребристой каймы, напоминающей веер и окаймляющей обычно с одной стороны внутренний эллипс. При этом ребра на конце большой полуоси эллипса как бы продолжают на внешнюю асимметричную кайму в виде пучка крупных ребер, иногда как бы «ломаются» по периферии и видны «переломы». Обнаружены единичные формы, где кайма как бы полностью окружает внутренний эллипс, однако и при этом все же фиксируется ее асимметрия: на одном конце большой полуоси внутреннего эллипса она шире, а на противоположном — уже. Редки формы, у которых ребра внешней каймы не прямые, а слегка изогнуты. В захоронении отмечаются эллипсообразные плоские формы, лишенные медианы и ребер или с намечающейся узенькой полоской в центре и зачатками ребер на концах большой полуоси. Такие остатки лишены внешней веерообразной каймы, иногда изогнуты и покрыты серебристой пленкой.

Видовой состав. Типовой вид.

Сравнение. По форме отпечатков, своеобразной скульптуре и медианной бороздке талаканиеллы близки к роду *Dickinsonia* Sprigg, 1974 из кварцитов Паунд Южной Австралии (эдиакарская биота), однако отличаются иным типом сегментации, плотностью сегментов, наличием веерообразной каймы и большими размерами.

Talakaniella tombasovi Vilmova, sp. nov.

Табл. IV, фиг. 1—5

Название вида в честь геолога И.А. Томбасова.

Голотип. ГМ ЧитГУ, № 690/1. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, левобережье Среднего Талакана.

Описание. Эллипсоидные отпечатки, состоящие из двух частей: внутренняя — небольшой эллипс со срединной медианой и отходящими от нее тонкими ребрами, подчеркивающими сегментацию, и внешняя — асимметричная часть, представленная в виде веера окаймляющих ребер, развитых обычно с одного конца большой полуоси эллипса. Редки находки форм, где асимметричная кайма полностью облекает внутренний эллипс, сохраняя при этом асимметричность. Длинные ребра внутреннего эллипса в районе одного из концов большой полуоси как бы продолжают на внешнюю кайму. Короткие же на концах малой полуоси внутреннего эллипса не совпадают с ребрами внешней каймы: как правило, они короче, отделены от внешних безреберной узкой полоской, внешние ребра каймы в этой части загибаются в сторону окончаний большой полуоси и иногда как бы «ломаются». В коллекции встречены маленькие эллипсоидные формы, лишенные медианы, каймы и с зачатками ребер на окончаниях большой полуоси. Такие остатки часто согнуты пополам и покрыты блестящей пленкой.

Размеры (мм). Длина большой полуоси эллипса варьирует от 10 до 50—60; малой полуоси — от 2 до 7; число ребер около 30—35 штук; ширина сегментов 0,5—1; ширина внешней каймы 10—35. Плотность сегментов на 1 см достигает 10—15.

Сравнение. Талаканиеллы близки к *Dickinsonia Sprigg*, 1947 из кварцитов Паунд Австралии и венда Зимнего берега Белого моря [Федонкин, 1981a] и отличаются иным типом сегментации, иной плотностью сегментов (у дикинсоний на 1 см приходится 40 сегментов, у талаканиелл — 10—15), наличием внешней каймы и внутренней эллипсовидной части, появлением небольших форм, лишенных медианы, ребер, каймы, большими размерами.

Замечание. В алевролитах обнаружены как одиночные, так и гнездовые захоронения талаканиелл, которые различаются как по размерам, так и по морфологии. Обособляются три группы: *первая* (длина 10—20 мм) — небольшие эллипсовидные образования с нечеткой или вовсе не просматривающейся ребристостью, нечеткой медианой и отсутствием внешней ребристой каймы, поверхность покрыта блестящей пленкой, в захоронениях они часто изогнуты пополам; *вторая* (длина 25—35 мм) — эллипсовидные образования с четкими срединной медианой и ребрами, причем ребра, приуроченные к окончаниям большой полуоси, четкие, а боковые — слабо выражены, их количество достигает 40—45, внешняя ребристая кайма отсутствует; *третья* (длина 35—60 мм) — крупные эллипсовидные формы, состоящие из симметричной внутренней части с четкими срединной медианой и ребрами в окружении асимметричной внешней ребристой каймы; кайма обычно приурочена к одному из окончаний большой полуоси эллипса, где отмечается продолжение внутренних ребер на внешнюю кайму и несовпадение внутренних и внешних ребер на окончании малой полуоси; для этой группы форм характерны деформации (или это морфологические признаки?) внешней ребристой каймы.

Распространение. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, левобережье Среднего Талакана (обн. 641, слой 30).

Материал. Всего отобрано 250 форм: из них мелких форм без медианы, ребер и каймы — 100 экземпляров, средних по размерам с внешней каймой — 80 и крупных с широкой каймой — 70.

INSERTAE SEDIS

Род *Krenfepetia Vilmova et Turanova, gen. nov.*

Название рода в честь геолога Ф.П. Кренделева.

Типовой вид. *K. butunensis* Vilmova et Turanova.

Диагноз. Выпуклый слепок удлиненного тела с нечеткой билатеральной симметрией, которая подчеркивается расположением коротких сегментов. Осевая часть рельефно выступает вдоль слепка и на ней видно сочленение сегментов почти под прямым углом. Местами сегменты как бы перекрывают друг друга. Захоронение в позитивном рельефе.

Видовой состав. Род монотипический.

Сравнение. Новый род напоминает представителей кольчатых червей (род *Opegia* Fedonkin, 1976) или древнейших членистоногих (*Vendomia* Keller, 1976) из вендских отложений р. Сюэзы Архангельской области, от которых отличается отсутствием головной лопасти, медианного валика, иным расположением сегментов.

Krenfepetia butunensis Vilmova et Turanova, gen. et sp. nov.

Табл. V, фиг. 8

Название вида от р. Бутун, правого притока р. Читканды.

Голотип. ГМ ЧитГУ, № 1041/5. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, чинейская серия, бутунская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, левобережье р. Бутун в приустьевой части.

Описание. Удлиненно-овальный выпуклый отпечаток (позитивный рельеф) сегментованного тела. В центральной части рельефно выступает зона сочленения узких коротких сегментов почти под прямым углом. Видимое их число достигает 6—8. Длина сегментов уменьшается к одной из частей остатка. Нечетко выделяется более широкая головная (?) часть шириной до 7 мм и противоположная узкая — шириной до 3 мм. На широкой стороне неясный овал, возможно, отпечаток головы (?). Местами сегменты как бы частично перекрывают друг друга.

Размеры (мм). Длина 20, ширина по краям 3—5, в центре до 7; длина сегментов 3—5.

Распространение. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, чинейская серия, бутунская свита; Икабья-Читкандинский район, левобережье р. Бутун в приустьевой части (обн. 745).

Материал. Голотип.

ИСКОПАЕМЫЕ СЛЕДЫ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ

ГРУППА *REPICHNIA* SEILACHER, 1953

Род *Planolites* Nicholson, 1873

Planolites crassus Vilmova et Turanova, sp. nov.

Табл. VI, фиг. 1

Название вида от лат. *crassus* — толстый.

Голотип. ГМ ЧитГУ, № 685/5. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, чинейская серия, бутунская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье Читканды, восточные склоны горы Бутун.

Описание. Субгоризонтальные толстые прямые, реже слабо изогнутые норки, гладкие, сечение овальное (позитивный рельеф). Перекрываний или пересечений не отмечалось.

Размеры (мм). Длина 50—100; диаметр 3—5, реже 10.

Распространение. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, чинейская серия, бутунская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье Читканды, восточные склоны горы Бутун (обн. 511); р. Средний Талакан, руч. Елин (652).

Материал. Около 5 следов.

Planolites longus Vilnova et Turanova, sp. nov.

Табл. VI, фиг. 2

Название вида от лат. longus — длинный.

Голотип. ГМ ЧитГУ, № 1042/4. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье Левого Талакана.

Описание. Плавно изогнутые субгоризонтальные тонкие норки округлого сечения, гладкие. Обычно они представлены в позитивном рельефе в виде валиков, редко — в негативном рельефе в виде желобка. Перекрываний, пересечений и ветвлений не наблюдалось.

Размеры (мм). Длина от 40—50 до 160—170; диаметр норок 1—3, иногда менее 1.

Сравнение. От близкого вида *P. serpens* [Webby, 1970] отличается более плавными, с широкой дугой, изгибами и меньшим диаметром сечения норок.

Распространение. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, кеменская серия, талаканская свита; Удоканский прогиб, Икабья-Читкандинский район, правобережье Левого Талакана (обн. 650, 655), левобережье Среднего Талакана (обн. 646), Южный Бутун (обн. 740), правобережье Читканды, верховье руч. Ветвистый (обн. 541, 542).

Материал. Свыше 20 длинных остатков и более 30 фрагментов.

ГРУППА FODINICHNIA SEILACHER, 1953

Род *Tasmanadia* Chapman, 1922

Tasmanadia ? naminensis Vilnova et Turanova, sp. nov.

Табл. VI, фиг. 3

Название вида от р. Наминга.

Голотип. ГМ ЧитГУ, № 1050/1. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, кеменская серия, намингинская свита; Удоканский прогиб, Намингинская структура, правобережье р. Правая Наминга.

Описание. Параллельные двойные цепочки коротких овальных, тесно прижатых друг к другу, почти одинаковых по ширине телец. Между цепочками имеются гладкие узкие промежутки до 3—5 мм. Эти пары цепочек, в свою очередь, отделены гладким пространством на расстояние до 1—1,5 см. Цепочки слегка изогнутые и иногда как бы ветвятся. Рельеф захоронения позитивный.

Размеры (мм). Длина цепочек 50—70, ширина телец менее 1, на 2 см насчитывается около 17—20 телец.

Распространение. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, кеменская серия, намингинская свита; Удоканский прогиб, Намингинская структура, правобережье р. Правая Наминга (обн. 668), левый берег р. Наминги (обн. 661, 662).

Материал. Свыше 30 цепочек телец.

Tasmanadia ? catenata Vilmova et Turanova, sp. nov.

Табл. VI, фиг. 4, 5

Название вида от лат. *catenatus* — цепочечный.

Голотип. ГМ ЧитГУ, № 1050/2. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, кеменская серия, намингинская свита; Удоканский прогиб, Намингинская структура, левый берег р. Наминги.

Описание. Цепочки коротких валиков, различных по ширине и часто разноориентированных по отношению к траектории следа. Форма валиков меняется от узких каплеобразных до неправильно-овальных или почти округлых (положительный рельеф). Валики отделены друг от друга узкими впадинками. Цепочки валиков слегка изогнуты и иногда наложены на знаки ряби.

Размеры (мм). Длина цепочек 50—150; ширина валиков 2—10, расстояние между цепочками 10—15.

Сравнение. От совместно встречаемого вида *T. ? namingensis* отличается несдвоенностью цепочек и морфологией валиков (телец).

Распространение. Нижний — верхний протерозой. Удоканский комплекс, кеменская серия, намингинская свита; Удоканский прогиб, Намингинская структура, левый берег р. Наминги (обн. 661, 662).

Материал. Свыше 25 рядов цепочек.

Палинологическая характеристика мезозойских отложений Севера Забайкалья

В Северном Забайкалье верхнемезозойские образования выполняют ряд мелких реликтовых впадин южно-якутского типа.

Угленосно-терригенные ритмично построенные образования чепинской и рыбачьей свит слагают Верхнекаларскую впадину. Сопоставляются они с кабактинско-беркайтским и нерюнгринским горизонтами Южной Якутии. Каменные угли, характерные для разрезов свит, образуют промышленные залежи. Позднеюрский возраст принят на основании определений макроостатков растений.

Споры и пыльца Севера Забайкалья исследовались А.А. Сиротенко. Анализ и ревизия палинологического материала из указанных свит позволяют сопоставить его с эталонными палинокомплексами Севера Сибири и условно расчленить эти отложения до яруса (рис. 1.9).

В палиносpectрах из отложений чепинской свиты споры преобладают над пылью голосеменных растений. Основной фон составляют *Lycopodium-sporites* spp., в том числе *L. intortivallus* (Sachanova et Pijina) Pijina, *Osmundacidites*

spp., *Cyathidites* spp. Постоянно присутствует *Stereisporites compactus* (Bolchovitina) Iljina, *S. conpegatus* (Bolchovitina) Schulz, *Neoraistrickia rotundiformis* (Bolchovitina) Iljina, *N. spp.* и *Salviniaceae*. Очень редки *Uvaesporites argenteiformis* (Bolchovitina) Schulz, *Camptotriletes cerebriformis* Naumova. Встречены единичные споры *Dicksoniaceae*. Пыльца малочисленна и представлена в основном *Podocarpidites* sp. и *Pinuspollenites* sp. Единичны *Pinus divulgata* Bolchovitina, *Sciadopityspollenites* sp., *Protoconiferus funarius* (Naumova) Bolchovitina и *Classopollis* sp.

Анализ палинологических спектров чепинской свиты позволяет сопоставить их с эталонным комплексом из отложений верхнего байоса Севера Сибири [Ильина, 1985]. Поэтому отложения свиты можно условно датировать поздним байосом.

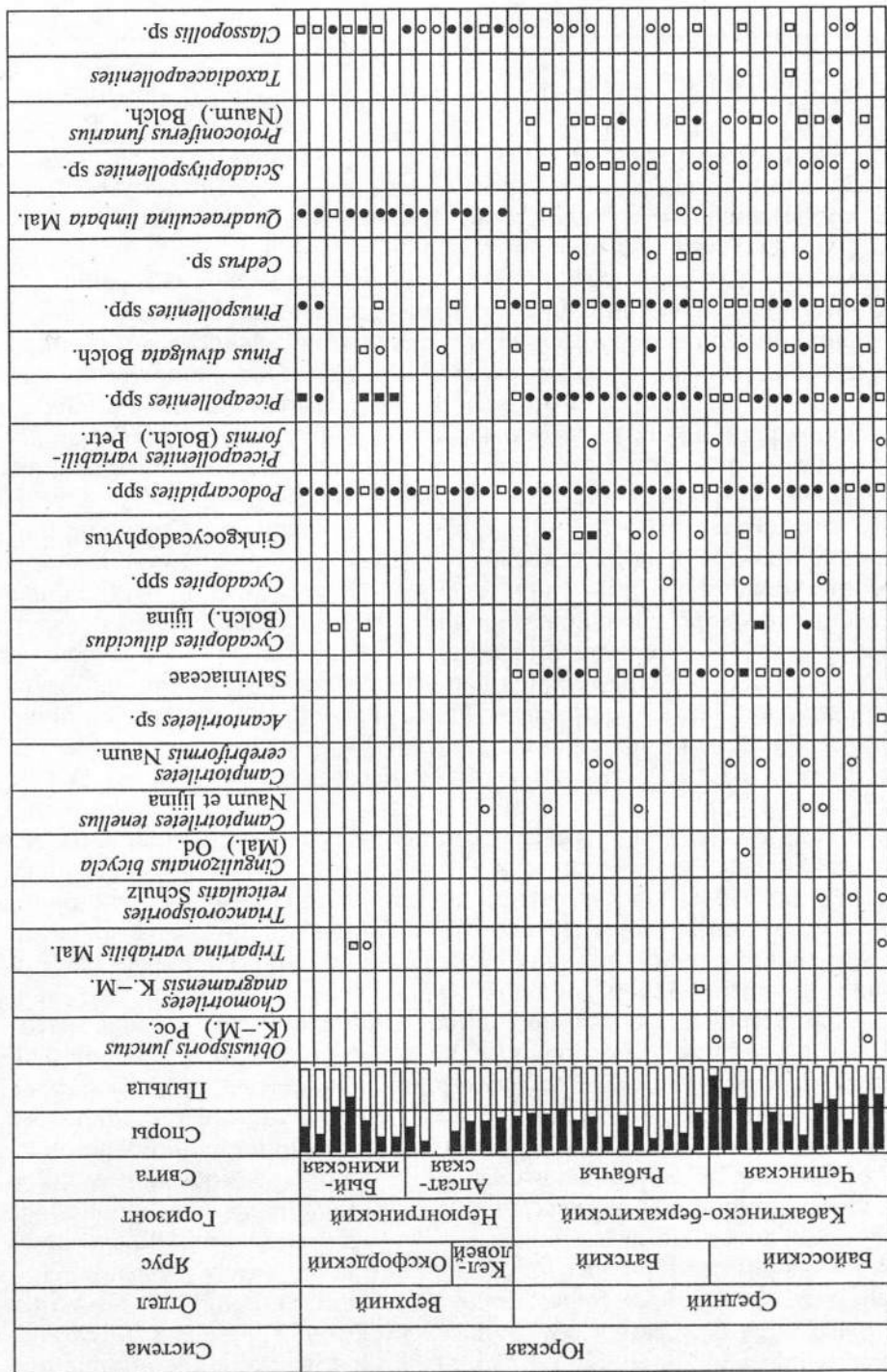
В палиносpectрах из отложений рыбацкой свиты напротив пыльца голосеменных растений преобладает над спорами папоротникообразных. Основной фон составляют *Podocarpidites* sp., *Piceapollenites* sp. и *Pinuspollenites* sp. Реже отмечены *Ginkgocycadophytus*, *Sciadopityspollenites* sp. и *Protoconiferus funarius* (Naumova) Bolchovitina. Споры немногочисленны и представлены в основном *Osmundacidites* spp., *Cyathidites* spp., *Salviniaceae* и *Leiotriletes* sp.; в меньшем количестве — *Lycopodiumsporites* sp. Мохообразные практически отсутствуют за исключением единичных *Stereisporites congregatus* (Bolchovitina) Schulz. Очень редки споры *Neoraistrickia rotundiformis* (Bolchovitina) Iljina, *Dicksoniaceae*, *Camptotriletes cerebriformis* Naumova и *C. tenellus* Naumova et Iljina.

Анализ комплекса спектров рыбацкой свиты позволяет сопоставить его с эталонным комплексом из отложений нижнего бата Севера Сибири [Ильина, 1985]. Отложения свиты можно условно датировать ранним батом.

Таким образом, анализ палинокомплексов чепинской и рыбацкой свит указывает на среднеюрский, байос-батский возраст отложений.

В позднем байосе максимально развиты плауновые и селлагинелиевые со спорами *Lycopodiumsporites* и *Neoraistrickia*, а также отмечаются вспышка сфагноидных и разнообразие папоротниковых. Широкое развитие получили гинкговые и сосновые, среди которых появились растения с пыльцой *Pinus divulgata* Bolchovitina. Все эти факторы указывают на ухудшение климата в сторону похолодания в позднем байосе [Ильина, 1985]. В раннем бате продолжается ухудшение климатических условий. Снижился видовой состав папоротников. Широко распространились осмундовые и папоротники рода *Cyathidites*, произрастающие на осушенных низменных равнинах, образовавшихся после регрессии моря. Байос-батская палинофлора состоит в основном из *Cyathidites*, *Lycopodiumsporites*, *Osmundacidites*, *Piceapollenites*. Они, вероятно, и дали промышленные залежи каменных углей, характерных для разрезов чепинской и рыбацкой свит. Гумидный климат на территории Сибирской фитогеографической области был наиболее развит в байосский век. Именно к этому моменту времени и приурочены расцвет среднеюрской флоры и максимум углеобразования [Ильина, 1985].

Апсатскую впадину слагают угленосно-терригенные образования апсатской и быйкинской свит. Сопоставляются они с холодниканским горизон-



■ Доминанты (более 20 %) ● Субдоминанты (5-20 %) □ Сопутствующие (2-5 %) ○ Единичные (2%)

Рис. 1.9. Палинологическая диаграмма мезозойских отложений Северного Забайкалья.

том Южной Якутии. Представлены угленосно-терригенными осадками мощностью до 1700 м с промышленными залежами каменных углей. Возраст принят по растительным остаткам как первая половина раннего мела.

Анализ палинологического материала апсатской и быйкинской свит позволяет сопоставить его с эталонными палинокомплексами Севера Сибири и также условно расчленить эти отложения до яруса.

В палиносpectрах из отложений апсатской свиты пыльца голосеменных растений преобладает над спорами папоротникообразных. Но состав голосеменных апсатской свиты резко меняется в сравнении с вышерассмотренными. Здесь преобладает *Quadraeculina limbata* Maljavkina. Несколько увеличивается (до 15 %) количество *Classopollis* sp. и уменьшается (до 8 %) *Podocarpidites* sp. Такие формы, как *Ginkgocycadophytus*, *Piceapollenites* sp., *Pinuspollenites* sp., *Sciadopityspollenites* sp. и *Protoconiferus funarius* (Naumova) Bolchovitina, присутствующие в предыдущих комплексах, отсутствуют в комплексе из апсатской свиты. Редко отмечается *Pinus divulgata* Bolchovitina. Споры немногочисленны и представлены в основном *Osmundacidites* spp., *Cyathidites* spp. Мохообразные отсутствуют. В одном спектре из семи доминируют споры *Neoraistrickia rotundiformis* (Bolchovitina) Iljina и *Dictyophyllidites harrisii* Couper. Единичны *Maratisporites scabratus* Couper и *Camptotriletes tenellus* Naumova et Iljina. Споровая часть спектра верхней части свиты характеризуется доминированием *Equisetites subteres* Verbickaja, *Eboraceae torosa* (Sachanova et Iljina) Timoschina и единичным присутствием таких форм, как *Aequitriradites* sp., *Lygodium gibberulum* Kara-Murza, *Pilosporites trichopapillosum* (Thierg.) Del. et Sprum.

Анализ палинокомплекса из апсатской свиты позволяет сопоставить его со спорово-пыльцевым комплексом из окфордских отложениями Енисей-Ленского прогиба [Ильина, 1985]. Сравним он и с комплексами из отложений континентальной верхней юры Ленского угольного бассейна, отвечающими предположительно келовой-оксфорду [Фрадкина, 1967; Петрова, 1983; и др.]. Отложения свиты можно условно датировать келовой-оксфордскими.

В палиносpectрах из отложений быйкинской свиты пыльца голосеменных растений преобладает над спорами папоротникообразных. Основной фон составляют *Podocarpidites* sp., *Piceapollenites* sp., но возрастает роль *Quadraeculina limbata* Maljavkina и *Classopollis* sp., в отдельных спектрах последний достигает 33 %. Реже отмечены *Pinuspollenites* sp., в том числе и *Pinus divulgata* Bolchovitina. Редки *Cycadopites dilucidus* (Bolchovitina) Iljina. Споры немногочисленны и представлены в основном *Osmundacidites* spp., *Cyathidites* spp. Мохообразные единичны, среди них появляется новый вид *Stereisporites incertus* (Bolchovitina) Semenova. Очень редки споры плауновидных *Uvaesporites argenteaformis* (Bolchovitina) Schulz и *Neoraistrickia rotundiformis* (Bolchovitina) Iljina. В единичных спектрах содержатся *Eboraceae torosa* (Sachanova et Iljina) Timoschina, *Dictyophyllidites harrisii* Couper и *Tripartina variabilis* Maljavkina. Споровая часть спектра верхней части свиты характеризуется единичным присутствием таких форм, как *Aequitriradites* sp. и *Lygodium gibberulum* Kara-Murza, что сближает его с комплексом апсатской свиты.

Анализ палиноспектров быйикинской свиты позволяет сопоставить его с эталонным комплексом из отложений оксфорда Енисей-Ленского прогиба [Ильина, 1985]. Отложения свиты можно условно датировать оксфордскими.

С позднего бата вследствие потепления климата произошла значительная перестройка флор Сибири. Наряду с сибирскими сосновыми в ней отмечено повышенное содержание *Quadraeculina limbata* Maljavkina и *Classopollis* sp. Среди папоротникообразных встречаются такие западно-европейские и южные виды-мигранты, как *Maratisporites scabratus* Couper и *Eboracia torosa* (Sachanova et Пjina) Timoschina.

С келловейского времени на территории Сибири происходит постепенное вытеснение папоротникообразных и влаголюбивых голосеменных растений ксерофильными хвойными с пыльцой *Classopollis*, которые с оксфорда становятся доминантом во флорах юга Сибири. Несмотря на появление видов-мигрантов и ксерофильных хвойных, на северо-востоке Восточной Сибири в поздеюрскую эпоху еще развивалась типично сибирская теплоумеренная флора. Растительность, как и в средней юре, формировалась в условиях влажного теплоумеренного климата. Об этом свидетельствует углеобразование в поздней юре на территории Ленского и Южно-Якутского угольных бассейнов [Ильина, 1985].

Литолого-структурные факторы рудогенеза

О влиянии литологического состава осадочных пород на их рудоносность на месторождениях типа медистых песчаников, в том числе Удоканском, хорошо известно. Причем, как полагают многие исследователи, имеет место литолого-фациальный контроль меденакопления, который положен в основу при прогнозировании новых объектов этого класса [Бакун и др., 1958; Медистые отложения..., 1966]. Действительно, наиболее значительные концентрации Cu сосредоточены в песчаниках, прежде всего в тех из них, которые характеризуются большей крупностью, лучшей сортированностью и низкой глинистостью кластогенного материала. Не все псаммиты с аналогичными особенностями одинаково богаты Cu . Более того, некоторые из них, например баровые песчаники, вообще не содержат медной минерализации. Следовательно, помимо литологического фактора распределением оруденения в рудовмещающей толще управляют и другие причины.

Важнейшей из них, по мнению многих исследователей [Бакун и др., 1958; Медистые отложения..., 1966; Кренделев и др., 1983а], являются фациальные условия образования меденосных отложений. Обосновывается это тем, что одновременное накопление меди и терригенного материала возможно только в определенной физико-химической и гидродинамической обстановке водного бассейна, что предопределяло связь медных руд только с отложениями определенного фациального типа.

Однако фактический материал, в том числе по Удоканскому месторождению, свидетельствует о концентрировании медных руд в отложениях, образовавшихся в различных условиях, хотя нельзя не признать, что одни разновидности пород более насыщены сульфидами меди (песчаники наземно-русловых потоков), другие — менее (отложения прирусловых кос, подводно-русловых отмелей), а третьи — практически не содержат ее (горизонты песчаников барового типа).

Напомним, что при обобщении материала по литолого-фациальным особенностям рудоносных отложений месторождений медистых песчаников в других регионах выяснилось, что оруденение в них развивается независимо от фациальной обстановки их накопления [Лурье, Габлина, 1978]. На основании этого был сделан вывод о том, что «...медь в красноцветных формациях приурочена к определенным фациальным обстановкам, позволяющим разделить месторождения на типы, хотя особая меденосная фация отсутствует. В осадках одинакового состава, образующихся в одних и тех же условиях, медь может концентрироваться в одних местах и полностью отсутствовать в других...».

Таким образом, избирательная концентрация Си в рудовмещающей толще месторождения обусловлена другими факторами. Одним из них, как показывает изучение распределения оруденения в отложениях Удоканского рудного поля совместно с анализом характера и степени тектонических деформаций медьсодержащих пород, является структурный, а точнее литолого-структурный фактор, определивший избирательный характер концентрирования медных руд на месторождении или, по крайней мере, его богатых скоплениях.

Геологическое строение и рудоносность Удоканского месторождения обусловлены его специфическим положением в Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоне, а именно: приуроченностью к области с повышенной тектономагматической активностью. Месторождение размещается в толще метаморфизованных терригенно-осадочных пород удоканской серии раннепротерозойского возраста. Оруденение локализуется в переходной части от существенно песчанистой сакуканской свиты к алевролито-глинистой намингинской. В рудовмещающей толще месторождения по характерным литологическим особенностям и рудоносности выделяются под- и надрудная пачки и рудоносный горизонт.

Меденосные отложения месторождения участвуют в строении брахиформной Намингинской синклинали, вытянутой в северо-западном направлении. На северо-восточном крыле последней они имеют нормальное залегание, на юго-западном — опрокинутое. Брахисинклиналь пересечена разломами субмеридионального, северо-восточного и субширотного простирания, которые часто маркируются протяженными, выдержанной мощности дайками габбро-, микродиабазового и микродиоритового состава. Кроме того, здесь же встречаются многочисленные субсогласные разломы, которые влияли на процесс распределения оруденения на месторождении (рис. 2.1).

Вблизи рудного поля встречаются разнообразные по составу и возрасту магматические образования. Наиболее древние из них — раннепротерозойские интрузии габбро-норитов чинейского и гранитоиды кодарского комплексов. Широко представлены позднепротерозойские магматиты основного состава (доросский комплекс), а также позднепалеозойские гранитоиды ингамакитского комплекса. Формирование интрузивных комплексов сопровождалось образованием жильных и дайковых серий, многие из них развиваются и на площади рудного поля.

Большая часть руд сосредоточена в средней и верхней частях рудоносного горизонта. Основными рудными минералами являются (в порядке их значимости в балансе руд) борнит, халькозин, халькопирит и пирит. Распределение их в рудовмещающей толще зонально. Наибольшую долю составляют борнит-халькозиновые руды (67,5%), подчиненное значение имеют халькопирит-пиритовые (6,5%) и вторичные малахит-брошантитовые (26,0%). По морфологии выделения они разделяются на четыре основных типа: вкрапленные, гнездовые, линзовидные, слоистые и слоисто-вкрапленные.

В плане реконструкции процесса медеобразования на месторождении чрезвычайно информативны два последних морфологических типа, которые составляют хотя и незначительную долю в общей массе руд, но достаточно

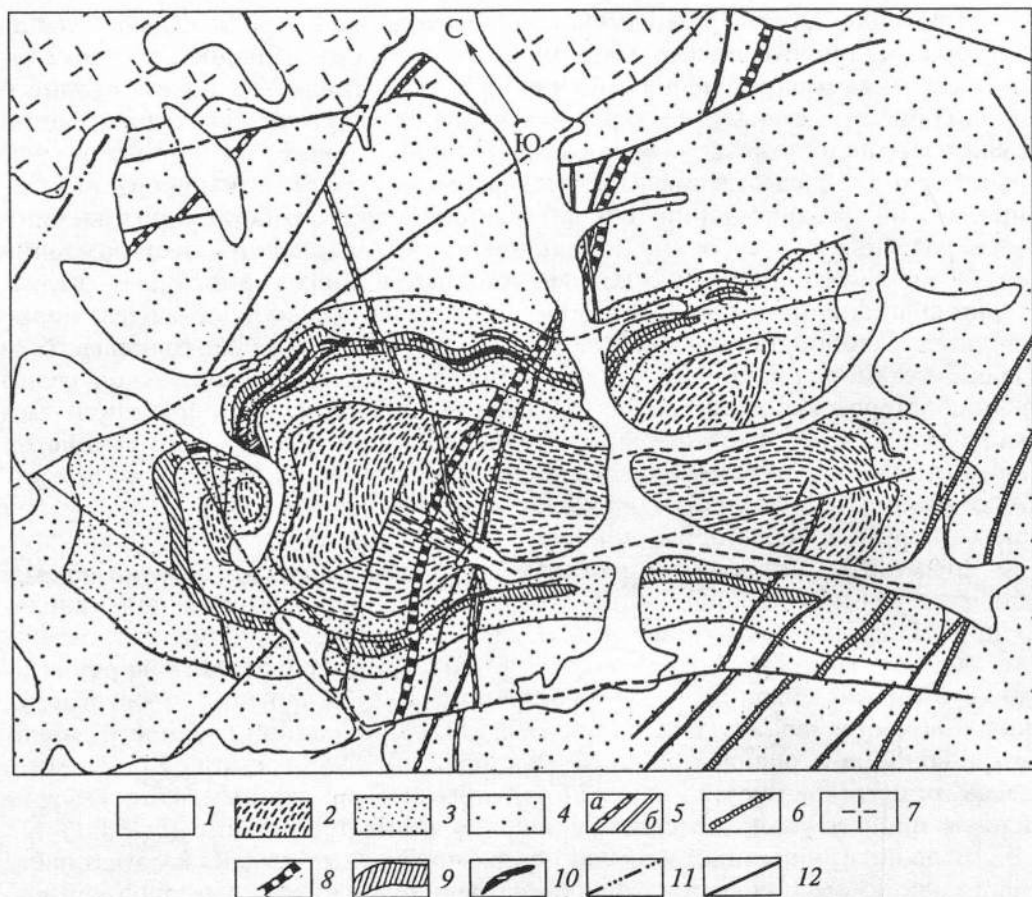


Рис. 2.1. Схема геологического строения Удоканского рудного поля.

1 — четвертичные отложения; 2 — намингинская свита (филлиты, алевролиты); 3 — верхняя подсвита сакуканской свиты (песчаники, редко алевролиты и филлиты); 4 — нижняя и средняя подсвиты сакуканской свиты (песчаники, в том числе мартитсодержащие); 5 — лампрофировые дайки мезозойского возраста (?), раннепротерозойские кварц-порфировые дайки кодарского комплекса (а); 6 — позднепротерозойские габбро-диабазовые дайки доросского комплекса; 7 — раннепротерозойские, рапакивиобразные граниты кодарского комплекса; 8 — раннепротерозойские габбро-диабазовые дайки чинейского комплекса; 9 — рудоносный горизонт; 10 — рудные тела; 11 — разломы второго порядка; 12 — разломы более высокого порядка.

богатую. Они наиболее часто встречаются в косослоистых песчаниках русловых фаций. В них выделения медьсодержащих сульфидов концентрируются по слойчатым элементам отложений с образованием рудных «слоек». При этом формируются обогащенные участки с аномально высокими содержаниями полезного компонента (до 40% Cu). Считается, что присутствие на месторождении руд такого морфологического типа — один из наиболее убедительных доказательств их первично-осадочной природы [Бакун и др., 1958].

Однако внешнее сходство геологических образований, особенно древних, учитывая широкое развитие в геологии конвергенции, не всегда является однозначным признаком идентичности процессов их формирования и всегда требует осторожности при их интерпретации. В еще большей мере это относится к рассматриваемым слоистым рудам, субстрат которых очень подвижен и часто просто унаследует элементы внутреннего строения рудовмещающей среды. Поэтому их внешнее сходство с типичными косослоистыми текстурами нельзя признать доказательным фактом их первично-осадочного происхождения, необходимо найти дополнительные аргументы, подтверждающие или, наоборот, опровергающие их предполагаемую природу. Остановимся более подробно на характеристике этих специфических образований и попытаемся произвести реконструкцию формирования оруденения в них.

Прежде всего отметим, что указанные медьсодержащие песчаники имеют особенности, которые выделяют их среди других отложений рудоносной толщи. Наиболее характерно широкое развитие в них косослоистых текстур. Их пространственная ориентировка, по мнению некоторых исследователей, свидетельствует о сносе терригенного материала в ЗЮЗ направлении, а область питания находилась на ВСВ от современного района размещения месторождения.

Другой не менее характерной особенностью является то, что в одном и том же слое песчаников совместно со слоями, сложенными кластогенным материалом, встречаются «слойки», представленные рудным веществом. Вторые, как правило, сопряжены с первыми, имея общую границу с ними. Этим они отличаются от безрудных косослоистых псаммитов, в которых слойки сложены исключительно кластогенным материалом и, как правило, с повышенными концентрациями обломочных минералов тяжелого шлиха, вплоть до образования мономинеральных мартитовых слоев. Присутствующие в медных «слоях» незначительные количества нерудных компонентов сложены аутигенными минералами — альбитом, мусковитом, кварцем, эпидотом, часто идиоморфной формы. Характерно, что в основании рудоносного горизонта место рудных «слоев» в косослоистых песчаниках занимают карбонатные «слойки», состоящие практически из одного карбонатного материала, который представлен главным образом кальцитом.

Третья особенность рассматриваемых меденосных пород заключается в следующем. Пространственная ориентировка их косых серий изменяется в достаточно узком диапазоне, с падением на северном крыле брахисинклинали в секторе ЮЗ 220—250° и более крутыми углами погружения относительно напластования и на южном — СВ 20—50°, а также с пологим падением по сравнению с литологическими границами. В отличие от этого пространственная ориентировка близких к ним по литолого-фациальным особенностям безрудных песчаников или песчаников с убогой вкрапленной минерализацией изменяется в относительно широком диапазоне. Причем на диаграммах пространственной ориентировки максимум (доминирующее направление) первых не совпадает с соответствующим максимумом вторых.

Косые серии, как правило, очень крупные, при этом отчетливо прослеживается тенденция к снижению содержания сульфидов меди с уменьшением их размеров и особенно с увеличением степени отклонения их пространственной ориентировки от преобладающего направления, что свидетельствует об определенной зависимости рудоносности песчаников от пространственного положения в них косых серий.

В рудоносных песчаниках выделяются два крайних типа косых серий, переходящих друг в друга: 1) относительно прямолинейные контуры в продольном разрезе с относительно выдержанным наклоном косых слоев, благодаря чему они образуют острый угол с нижней и верхней границами слоя псаммитов в месте сопряжения с последними; 2) с более сложной, чаще S-образной морфологией, которая проявляется в том, что угол наклона слойчатых элементов существенно изменяется вблизи почвы и кровли пласта песчаников, а сами слои в этих местах приобретают черты сложности относительно литологических границ.

Примечательно, что в поперечном разрезе рудные «слойки» косых серий первого типа чаще всего характеризуются относительно выдержанной мощностью, которая составляет 0,5—1,5 см. В местах их сопряжения с контактами слоя они имеют достаточно правильные геометрические формы. Нередко здесь отмечается увеличение их толщины, особенно заметное в области кровли псаммитов.

Несколько иная картина наблюдается во втором типе косых серий. Прежде всего следует отметить, что в них закономерно изменяется толщина рудных «слоек» в поперечном разрезе. Так, в области нижнего контакта она минимальна (0,1—0,5 см), к средней части слоя достигает наибольшей толщины (1,5—5 см, реже больше), а к верхней границе — снова снижается до минимальных значений (рис. 2.2). Вместе с тем разделяющие их безрудные или содержащие убогую вкрапленность сульфидов меди слои отличаются достаточно выдержанной толщиной (0,5—1,5 см) по всей их длине от почвы к кровле пласта. Причем вблизи кровли и почвы рудоносного слоя песчаника, где смежные им рудные «слойки» выклиниваются, они начинают соприкасаться друг с другом по общей границе, след которой в поперечном срезе представляет собой тонкую нитеобразную полосу темно-серого цвета.

При микроскопическом изучении срезов этой полосы установлено следующее. Во-первых, вдоль нее соприкасаются слои, отличающиеся минеральным составом кластогенного материала (например, мартитсодержащие от обычных, сложенных кластогенными зернами породообразующих минералов), структурой (среднезернистые от мелкозернистых), насыщенностью цементом, а также рядом других литологических особенностей. Во-вторых, она сама представляет собой систему мелких, в том числе субмикроскопических разно ориентированных трещинок со сложной морфологией, которая обусловлена их приспособлением к внешним формам кластогенных зерен терригенного материала. В связи с этим песчаники легко раскалываются вдоль таких границ на отдельные тонкие плитки, чем они выделяются среди других разновидностей псаммитов. В направлении к средней части слоя

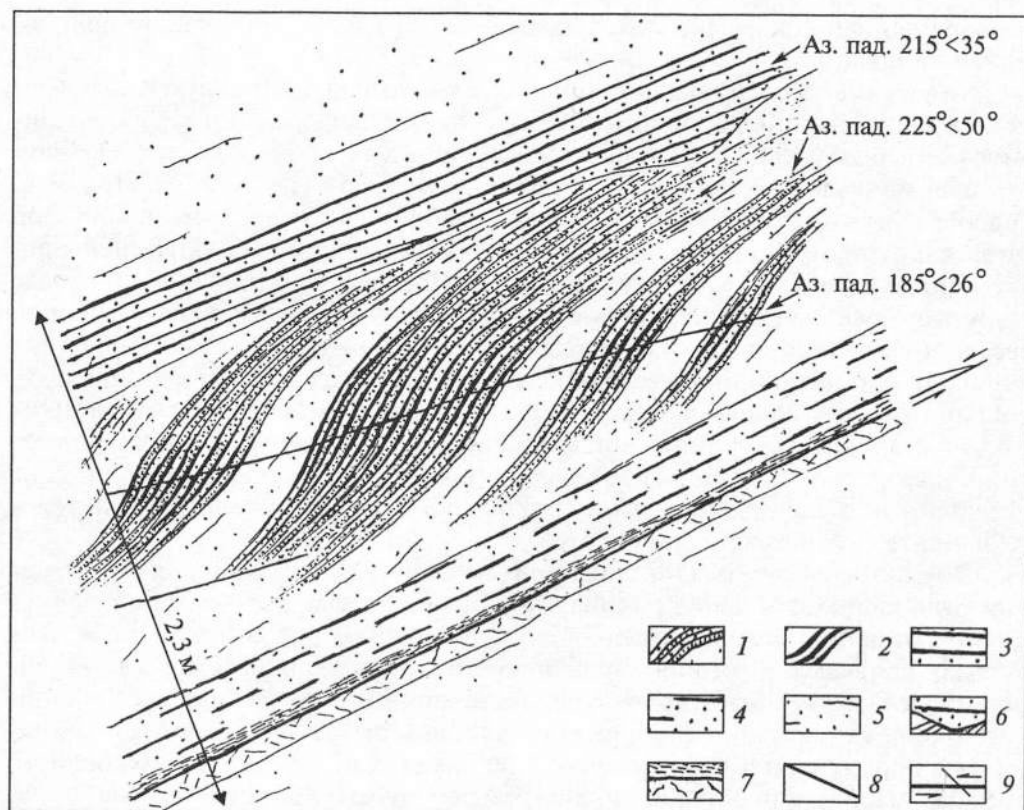


Рис. 2.2. Элементы отслоения в косых сериях песчаников и образование косых рудных «слояков».

1 — косослоистые серии песчаников, сложенные чередующимися мартитовыми слоями и слоями средне-мелкозернистых песчаников; 2 — зоны отслоения, выполненные рудным веществом; 3 — среднезернистые горизонтально-слоистые песчаники с мартитовыми слоями; 4 — мелкозернистый, тонкоплитчатый песчаник с редкими мартитовыми слоями; 5 — средне-мелкозернистый песчаник со слабо проявленными элементами слоистости; 6 — эрозионный врез; 7 — послыйное нарушение с деформированными боковыми породами; 8 — оперяющие послыйное нарушение трещины скола; 9 — схема, иллюстрирующая соотношение послыйных нарушений и оперяющих трещин скола и направление движения по ним.

зонки микротрещинок приобретают более выраженный характер, увеличивается их мощность, одновременно они начинают выполняться рудными минералами.

Характерной чертой косослоистых песчаников с рудными «слояками» является их более высокий уровень эпигенетических преобразований относительно вмещающих безрудных осадочных пород [Петровский, 1988], причем в них самих наибольшая степень изменений характерна для кластогенного материала вблизи рудных «слояков» и смежных с ними частей псаммитов. В косослоистых песчаниках с S-образной слоистостью отмечается постепенное снижение уровня эпигенетических преобразований к почве и кровле с

одновременным сокращением толщины рудных «слоёв» вплоть до полного их выклинивания.

Вторичные преобразования проявились в усложнении структурных элементов осадочных пород вплоть до полной их трансформации в регенерационно-метасоматические с выделением аутигенных минералов в виде двух ассоциаций: кварц + мусковит + эпидот и кварц + альбит + серицит. При этом новообразованные минералы, особенно альбит, мусковит и меньше кварц здесь часто приобретали идиоморфные формы, нередко захватывая в процессе роста отдельные кластогенные зерна. Последнее обстоятельство наряду с другими фактами свидетельствует об их формировании в разуплотненной среде. Кроме того, здесь отмечаются элементы эпигенетической зональности, особенно на северо-восточном фланге месторождения, которая проявляется в том, что вокруг выделений рудного «слоя» фиксируются тонкие зоны с кварц-мусковит-эпидотовой ассоциацией новообразованных минералов с характерным зеленовато-серым цветом, а по ее периферии — зона осветленных пород, где в результате перекристаллизации кварц-серицитового цемента происходит вынос железа.

Нельзя не обратить внимание еще на одну важную особенность строения рудоносных косослоистых песчаников, которая в дальнейшем поможет понять механизм меденакопления в них. Она состоит в том, что в этих породах отмечаются трещины сколового типа, ориентированные в противоположную сторону относительно направления падения рудных косых слоёв. Вдоль них нередко фиксируются малоамплитудные деформации косых серий с образованием притрещенных мелких флексуобразных изгибов (см. рис. 2.2). Причем пространственная ориентировка сколовых трещин и направление смещения по ним косых серий в разных слоях одного и того же участка месторождения имеют один и тот же тренд. Часть слоёв, находящаяся над плоскостью трещин, смещается относительно ее нижней — в сторону погружения поверхности скола и слоистости.

Наблюдения за характером распределения сульфидов меди в косослоистых песчаниках показывают, что развитие минерализации в них нередко ограничивается упомянутыми сколовыми трещинками. Вблизи поверхности скола нередко отмечаются рудные скопления бордюрного типа, часто имеющие правильные геометрические формы. Наибольшие концентрации рудных минералов отмечаются в мелких притрещинных складочках, особенно в их шарнирных частях, с существенным увеличением мощности рудных слоёв. При этом утолщения смежных с ними слоёв, сложенных обычным кластогенным материалом, не наблюдается. Примечательно, что сходный характер распределения, но еще более выраженный, имеет карбонатный материал в подрудной части меденосной толщи, где встречаются косослоистые песчаники с карбонатными прослойками.

К сказанному следует добавить, что пространственное положение сколовых трещин в рудовмещающей толще достаточно выдержано, оно существенно меняется при переходе с северо-восточного фланга, где азимут падения их большей части составляет ЮЗ 185—190°, а угол 10—15°, на юго-восточ-

ный. При этом на юго-западном крыле Намингинской брахисинклинали они часто развиваются по границам слоев в косослоистых сериях песчаников, элементы залегания которых совпадают или близки к таковым сколовых трещин (азимут падения СВ $50-70^\circ$ при угле $30-40^\circ$). Иногда верхние и нижние контакты песчаников с подобными косослоистыми сериями приобретают ребристое строение за счет смещения их вдоль границ слоев. Такие образования при беглом осмотре можно принять за знаки волновой ряби с асимметричными валиками. В силу этого сколовые трещины данного типа здесь хуже диагностируются при осмотре обнажений, поскольку они маскируются кривой слоистостью пород. Примечательно также, что такие косослоистые песчаники, как правило, не содержат рудной минерализации.

На границах рудоносных слоев песчаников с косослоистыми сериями постоянно фиксируются следы послонных деформаций. Чаще всего они выражаются в виде зон небольшой мощности (от 1—2 см до 1 м, реже больше) с повышенным уровнем динамометаморфизма, сопровождаясь интенсивным расщеплением пород, зеркалами скольжения и притертыми минералами. Нередко зоны минерализованы. Послонные тектонические деформации, очевидно, начали проявляться уже на ранних стадиях литификации терригенного материала, на что, в частности, указывают сохранившиеся следы послонных песчаных инъекций в виде диапировых жил и линз. С начала заложения они неоднократно подновлялись, при этом менялся и характер движения по ним от сбросово-сдвигового на начальном этапе формирования структуры рудного поля до взбросово-сдвигового на конечном. Причем в относительно однородных псаммитовых толщах наиболее крупные из них закладывались в породах, где проявились первичные седиментагенно-диагенетические деформационные образования, в частности оползневые структуры, отдельные из которых прослеживаются на сотни метров по латерали при мощности в десятки метров.

Вдоль послонных нарушений постоянно отмечаются смещения контактирующих пород, иногда достаточно значительные, что устанавливается по дайкам основного состава чинейского и доросского комплексов, размещающихся ортогонально относительно рудовмещающей толщи. При этом установленная амплитуда относительного перемещения по отдельным из них достигает 1200 м (например, по разлому, расположенному северо-восточнее месторождения вблизи контакта с гранитоидами кодарского комплекса (см. рис. 2.1)). Намного меньше смещения в рудоносном горизонте и соседних с ним над- и подрудной пачек, наиболее значительные из них не превышают 80—100 м, а чаще от метра до первых десятков метров. На рис. 2.1 показаны наиболее крупные послонные нарушения с амплитудой перемещения до 100 м, которые чаще фиксируются по границам литологических комплексов, существенно различающихся составом отложений (например, по контакту верхнесауканской и намингинской подсвет, рудоносного горизонта и надрудной пачки и т.д.). Образование послонных нарушений связано с разряжением тектонических напряжений, возникших в процессе формирования Намингинской брахисинклинали.

Учитывая изложенное, можно сделать предположение, что охарактеризованные выше два типа косослоистых текстур в рудоносных песчаниках являются в значительной степени деформированными послойными нарушениями. Первый тип — с прямолинейным текстурным рисунком представляет собой сохранившуюся часть первичной седиментогенной косослоистой серии, срезанной вдоль верхней и нижней границ слоя соответствующими субсогласными разломами. Второй тип — S-образный, также является преобразованной осадочной текстурой, в результате послойных деформаций ее приконтактные слоистые элементы изгибались, приспособляясь к поверхности сместителя.

При анализе взаимоотношения послойных срывов с ранее рассмотренными сколовыми трещинами обращает на себя внимание их закономерное пространственное сочетание, представляющее единую систему деформационных образований, состоящую из основного тектонического нарушения — послойного разлома и сопряженных сколовых трещин оперения, развивающихся под острым углом к плоскости разлома (см. рис. 2.2). Вместе с тем здесь нет еще одного элемента, который является их обычным спутником, — оперяющих трещин отрыва. Даже при тщательном изучении послойных нарушений и вмещающих псаммитов не удалось установить их в явном виде.

Если обратиться к изложенным выше данным по рудоносным косослоистым песчаникам и рис. 2.2, на котором представлена зарисовка типичного обнажения рассматриваемого вида меденосных пород с характерной комбинацией тектонических разрывных элементов, то нетрудно заметить, что границы слоев в косослоистых сериях псаммитов занимают положение оперяющих трещин отрыва. Логично предположить, что выявленные здесь и охарактеризованные выше деформационные образования по линии контакта слоистых элементов как раз и являются таковыми. Развитие оперяющих трещин отрыва в таких местах предопределено их изначальной литологической неоднородностью, поскольку разряжение тектонических напряжений энергетически наиболее выгодно как раз по границам слоистых элементов. Здесь и происходили их заложение и развитие, завершившееся образованием вытянутых параллельно слоистости разуплотненных участков и полостей.

Деформация косослоистых элементов отложений и их трансформация в оперяющие трещины отрыва в меденосной толще, безусловно, влияли на проницаемость и коллекторскую емкость пород, повышая их уровень относительно соседних. Последнее обстоятельство принципиально важно для понимания процесса образования медных руд рассматриваемого морфологического типа. Учитывая его, а также охарактеризованные выше особенности строения медьсодержащих песчаников с рудами, имеющими «косослоистые» текстуры, надо признать, что наиболее вероятный механизм формирования оруденения в них был механизм выполнения оперяющих трещин отрыва сульфидами меди (см. рис. 2.2) с образованием руд, имеющих своеобразный морфологический рисунок. Причем выполнение полостей происходило, оче-

видно, путем осаждения рудных минералов из высоко концентрированных медьсодержащих растворов, на что указывает повышенная эпигенетическая проработка рудоносных пород с элементами зональности.

Очевидна причина сосредоточения богатых медных руд в песчаниках с косослоистыми сериями определенного направления, диаграмма ориентировки которых представлена очень узким лучом. Такая исключительная избирательность локализации оруденения обусловлена тем, что именно пространственное положение границ слоев в косых сериях попадает в область разряжения тектонических напряжений отрывного характера с образованием полостей, которые затем выполнялись рудным веществом.

На северном фланге месторождения в этом отношении наиболее благоприятны песчаники русловых фаций с диагональной косою слоистостью с азимутом погружения слоев на ЮЗ 220—250° с острым и не изменяющимся углом их притыкания к кровле и почве слоя псаммитов. Те же разности пород, в которых косые серии имеют S-образную форму, менее благоприятны для концентрирования медных руд. В них границы слоев в нижней и верхней частях песчаников «уходят» из зоны влияния растягивающих напряжений. Поэтому в таких слоях отложение руд происходит в их средних частях, в которых прямолинейные участки косых серий пространственно совмещены с оперяющими трещинами отрыва и где происходит расщепление слоев в косослоистых сериях.

Что же касается южного крыла Намингинской брахисинклинали (имеется в виду ее не опрокинутая часть — участки Медный и Снежный), то те же направления косых серий песчаников потоковых фаций уже неблагоприятны для формирования полостей вдоль границ их отдельных слоевых элементов и, следовательно, для образования в них значительных концентраций медных руд. Здесь они, если их рассматривать в плане соотношения с межслоевыми нарушениями сбросового характера в этой части месторождения, должны быть пространственно совмещены со сколовыми трещинами отрыва (рис. 2.3). Действительно, при их изучении выявляются мало амплитудные перемещения вдоль плоскостей контактов слоев в косослоистых сериях, которые деформировали последние с образованием мелких асимметричных складочек, внешне похожих на знаки волновой ряби.

Вместе с тем среди песчаников этой части месторождения встречаются, хотя и меньше относительно северного фланга, псаммиты с косослоистыми сериями, пространственное положение границ слоев которых благоприятно для развития вдоль них оперяющих трещин отрыва. Именно в них, как показывает изучение меденосных отложений, концентрируются наиболее богатые руды, причем чаще всего в виде рудных «слоев».

С учетом изложенного вполне объяснима пониженная рудоносность южного фланга месторождения (участки Медный, Снежный и др.). Она обусловлена неблагоприятным положением здесь в структуре рудного поля преобладающих в количественном отношении горизонтов песчаников с косыми сериями доминирующего юго-западно-западного направлений, что не способствовало формированию в них литолого-структурных ловушек.

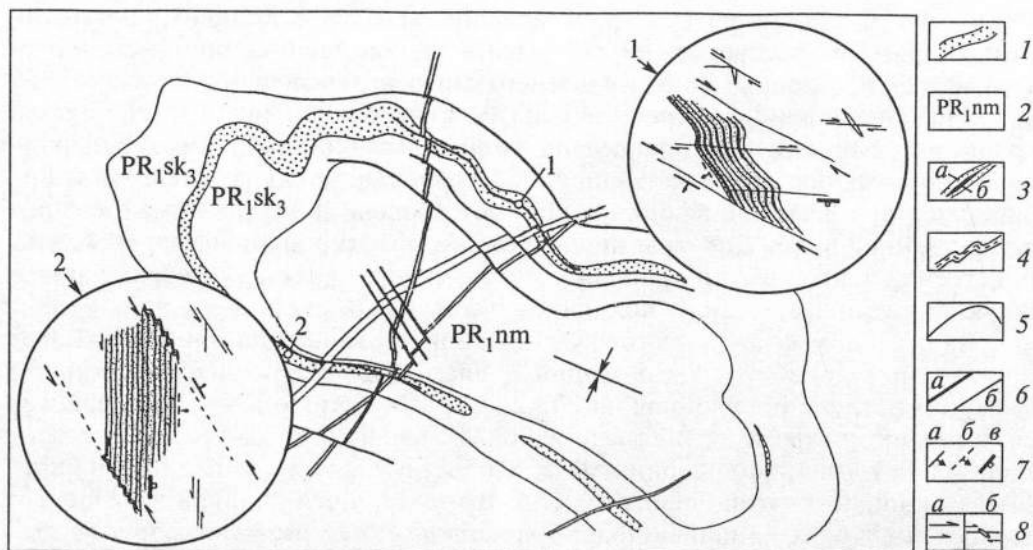


Рис. 2.3. Пространственное соотношение послойных нарушений, оперяющих трещин скола и отрыва и косой слоистости преобладающего направления на СВ и СЗ флангах месторождения.

1 — рудоносный горизонт; 2 — стратиграфические подразделения рудовмещающей толщи: (PR₁nm — намингинская свита, PR₁sk₃ — верхнесакуканская подсвита); 3 — рудоносные косослоистые песчаники (а — полости отслоения в косых сериях с рудой, б — слои песчаников в косых сериях); 4 — деформация внешних границ слоев песчаников сколовыми трещинами оперения, совпадающими с косыми сериями; 5 — стратиграфические границы; 6 — нарушения (а — послойные, б — оперяющие скола); 7 — элементы залегания (а — послойных нарушений и слоев, б — косых серий, в — сколовых трещин оперения); 8 — направления движения блоков (а — по послойным срывам и сколовым трещинам оперения, б — схема тектонических деформаций).

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1) осадочные текстуры и прежде всего косая слоистость при формировании Намингинской брахисинклинали под действием тектонических напряжений претерпели изменения, которые особенно значительны в косых сериях только определенного направления, причем последние фактически трансформировались в серию трещин отрыва, оперяющих послойные нарушения;

2) горизонты песчаников с косослоистыми текстурами в результате таких изменений становились более проницаемыми относительно соседних терригенных пород для рудоносных растворов, при этом образовавшиеся полости вдоль границ слоев в косых сериях заполнялись рудным веществом с образованием рудных «слоек» морфологически сходных со смежными слоями, сложенными терригенным материалом и имеющими седиментогенную природу;

3) приведенные данные о распределении рудной минерализации в косослоистых песчаниках, безусловно, свидетельствуют о выделении или, по крайней мере, о перераспределении большей части сульфидов меди после

заложения рассмотренной системы трещин, так как последние во многих случаях контролируют их пространственное размещение. В свою очередь, это указывает на эпигенетичность оруденения относительно вмещающих пород на участках месторождения с рассматриваемым типом руд;

4) выявленный механизм формирования богатых концентраций медных руд с учетом роли деформационных и литологических особенностей песчаников свидетельствует о значительном влиянии литолого-структурного фактора на распределение рудной минерализации на Удоканском месторождении.

Проблема генезиса медных руд Удоканского месторождения

Со времени открытия Удоканского месторождения (1949 г.) на происхождение его руд высказывались разные точки зрения. Несмотря на то что в 50-е годы XX столетия в теории рудообразования господствовала гидротермальная гипотеза, к объяснению генезиса руд Удоканского месторождения геологами-разведчиками (Л.М. Корольков, Э.Ф. Гринвальд, В.С. Четкин, Н.Н. Кучеренко, Ю.В. Быков, Ю.Я. Кошелев, В.Л. Виноградов, В.М. Мельниченко и др.), а затем и учеными (Ф.П. Кренделев, Н.Н. Бакун, Р.Н. Володин, В.С. Домарев, Ю.В. Богданов, Г.Г. Кочин, Э.И. Кутырев, В.П. Феоктистов, Л.Ф. Наркелюн, Ю.П. Безродных, Г.А. Юргенсон, А.И. Трубачев, А.М. Лейтес, М.Е. Бердичевская, Н.С. Скрипченко и др.) стали привлекаться идеи осадочной гипотезы. Более того, осадочная гипотеза на материалах изучения Удоканского месторождения и его спутников получила весьма важные факторы и закономерности, подтверждающие ее достоверность и справедливость, а также дальнейшее развитие и углубление.

За последующие годы предложены различные гипотезы по происхождению медных руд Удоканского месторождения.

Гипотеза осадочного происхождения руд. По мнению Ф.П. Кренделева, Н.Н. Бакуна и Р.Н. Володиной, Удоканское месторождение имеет все признаки, характеризующие медистые песчаники осадочного типа. К ним, согласно данным многочисленных исследователей и в первую очередь результатам геолого-разведочных работ, относятся следующие:

1. Наличие в отложениях удоканской серии нескольких меденосных горизонтов на большом интервале по мощности и на большой площади, что свидетельствует о неоднократно возникавших благоприятных условиях для образования медьсодержащих осадков.

2. Медистые песчаники сохраняют свое стратиграфическое положение и имеют резко выраженный ритмичный характер; секущие рудные тела отсутствуют.

3. Горизонт медистых песчаников участвует в строении складчатых структур согласно с вмещающими породами.

4. Геохимически медистые песчаники представляют собой единое целое с рудовмещающей толщей, что доказывается тождеством состава элементов-примесей в рудных телах и во вмещающих породах; состав элементов-примесей из вмещающих пород, сульфидов меди из руд, контактирующих с меди-

стыми песчаниками магматических пород и гидротермальных жил один и тот же, что может свидетельствовать об отсутствии геохимической связи оруденения с каким-либо комплексом магматических пород.

5. Медное оруденение на месторождении гораздо древнее, чем магматические породы, развитые в районе месторождения.

6. Мощность меденосного горизонта изменяется в зависимости от изменения мощности вмещающих дельтовых отложений; направление изменения мощности медистых песчаников совпадает с направлением переноса обломочного материала.

7. Распределение оруденения внутри меденосного горизонта определяется фаціальными условиями их формирования; оруденение приурочено к отложениям дельты и лагун; прибрежные и пойменно-озерные отложения содержат лишь рассеянное оруденение.

8. Выделения сульфидов меди повторяют детали осадочных пород: в обломках глинистых пород в прослоях конгломератов отмечается вкрапленность сульфидов меди, что указывает на присутствие их в глинистых осадках до размыва; сульфиды меди установлены в песчаниках, заполняющих трещины усыхания в глинистых породах.

9. Парагенезы рудных и породообразующих минералов, их формы и параметры характеризуют и отражают весь сложный характер рудообразования, начиная от осадконакопления и диагенеза через катагенез, все виды метаморфизма до процессов выветривания в зоне окисления.

10. Наличие внутри метакристаллов магнетита, образованных в результате регионального метаморфизма, реликтов цемента песчаников с включениями сульфидов меди.

11. Преобладание легких изотопов серы в халькопирите и пирите.

12. В составе многочисленных и разных по составу прожилков сульфиды меди встречены только в тех, которые находятся в меденосном горизонте; в прожилках над- и подрудного горизонтов сульфидов меди нет.

13. Мелкие зоны дробления и трещины в подрудных слоях безрудны; только в меденосном горизонте и частично надрудном в брекчиях цементом являются сульфиды меди.

14. Нет связи между интенсивностью оруденения и метаморфизма, наибольший метаморфизм проявлен в подрудных слоях.

15. Наблюдается смена железистых кварцитов медистыми песчаниками, что обычно отмечается для всех районов развития стратиформных месторождений.

16. Косая рудная слойчатость: установлена прямая зависимость масштабов рудной слойчатости, протяженности и наклона рудных слоев от густоты сульфидной вкрапленности — прямое доказательство формирования сульфидных руд в руслах наиболее активных водных потоков посредством отмывки тяжелой сульфидной фракции. В слоях нет ничего, что указывало бы на избирательное замещение обогащенным кальцитом или другим материалом слоев, причем косая рудная слоистость есть и в известковистых песчаниках.

17. Не установлено каких-либо ответвлений или апофиз от основных пластов, секущих их, хотя в процессе метаморфизма и неоднократных тектонических движений возникало множество разломов и трещин разной ориентировки и они не заполнены рудным веществом.

18. Лентовидные сплошные сульфидные руды залегают в руслообразных размывах, нижние контуры их повторяют конфигурацию углублений, а верхние — ровные и не обнаруживают ни погружения, ни воздымания.

19. Рудные линзы, ленты, полосы своим удлинением подчиняются общему (западному, юго-западному) направлению сноса при осадконакоплении обломочного материала, определенному замерами косой слоистости и путем сопоставления минерального состава рудовмещающих толщ и размываемых пород Алданского щита.

20. Ритмичность, цикличность, многоярусность (4 уровня меденакопления) в расположении пород и руд, возрастное скольжение (снизу вверх и с севера на юг) оруденения в соответствии с перемещением фаций от области сноса в сторону бассейна седиментации.

21. Четкая связь минеральной зональности с фациями: борнит-халькозиновое оруденение связано с дельтовыми фациями, пирит-халькопиритовое — с лагунными.

22. Элементы-примеси четко распределяются по главным рудообразующим минералам, составляющие в пространстве месторождения латеральные и вертикальные зональные ряды разных типов (роанантелопский, чамбишский, удоканский), зависящие от направления сноса рудного вещества, палеогеографической, фациальной и геохимической обстановки среды рудообразования.

Гипотеза гидротермально-магматогенно-метасоматического происхождения руд (И.П. Резников, Ф.И. Вольфсон, В.В. Архангельская, частично П.П. Петровский и др.) базируется на следующих положениях:

1. Контроль оруденения зонами глубинных разломов, с конца архея неоднократно активизировавшихся и служивших путями для проникновения магматических расплавов и флюидов.

2. Наличие типичных гидротермальных и метасоматических жильных месторождений в образованиях нижнего структурного яруса удоканской серии и отдельных жильных рудопроявлений в кеменской серии; все эти месторождения аналогичны по составу руд с Удоканом и есть идентичность околорудных гидротермальных метасоматитов.

3. Эпигенетичный характер руд по отношению к вмещающим породам.

4. Локализация рудных тел: а) в деформационных структурах; б) в складчатых дорудных тектонических срывах, развитых в фациально изменчивых породах под глинистыми толщами.

5. Прожилковый, жильный, брекчиевый характер некоторых руд; контроль околорудных метасоматитов теми же разрывами, которые вмещают и контролируют рудные тела.

6. Наличие сульфидов меди в разной форме в интрузиях и дайках, прорывающих осадки сакуканской свиты.

7. Концентрация рудных тел в пределах наиболее тектонически нарушенных крыльев брахискладки при отсутствии руд в ее днище.

8. Вертикальная зональность парагенезисов минералов близка к таковой на других жильных месторождениях меди.

9. Отсутствие строгой приуроченности рудных тел к определенным стратиграфическим горизонтам и развитие оруденения в осадочных и интрузивных породах различного состава, возраста и фациальной принадлежности.

10. Наличие в рудах Co, Ni, Pt, Cr — элементов, свойственных основным и ультраосновным породам.

11. Развитие медно-сульфидных жил в породах, перекрывающих намингинскую свиту.

12. Относительно высокие температуры формирования руд (выше 90 °С, когда образуется кубический высокотемпературный халькозин).

Гипотеза гидротермально-осадочного генезиса руд [А.В. Сочава, 1979] основана на следующих наблюдениях и предположениях:

1. Медь и другие металлы выносились на аллювиальную равнину из глубины в виде металлоносных минерализованных растворов, которые содержат какое-то количество сероводорода, что приводило к формированию в отложенных осадках пласто- и плащеобразных залежей.

2. Механическое переотложение сульфидов в процессе эрозионно-аккумулятивной деятельности речных потоков, что приводило к образованию лентовидных залежей с повышенным содержанием рудного компонента за счет концентрации его в виде естественного шлиха.

3. Частичное растворение сульфидов и новые отложения их грунтовыми водами в русловых осадках, обогащенных органикой с последующим новым механическим переотложением.

4. В стадию диагенеза и катагенеза идет регенерация сульфидных зерен, приводящая к утрате своих первичных обломочных структур.

5. Перераспределение рудного вещества при деформациях на стадиях позднего катагенеза и метаморфизма, ведущих к образованию рудных жил и других форм, подчиненных структурному контролю.

6. Основной фактор, создающий в зоне рудообразования неоднородность геохимических параметров, — сами гидротермальные растворы или механически переотложенные сульфиды.

7. При энергичном направленном перемещении аллювиальных осадков и грунтовых вод вниз по аллювиальной равнине могла образоваться асимметричная зональность: пирит у источника рудоносных растворов, а халькозин — по фронту перемещения зоны сульфидного заражения осадков. Образование этого месторождения могло происходить только при благоприятном сочетании эндогенных и экзогенных факторов.

Гипотеза гидрогенного происхождения руд (И.Ф. Габлина, частично В.П. Феоктистов, П.П. Петровский) базируется на следующих посылках:

1. Оруденение контролируется областью смены окислительных фаций вмещающих пород восстановительными; формирование руд регулировалось единым геохимическим законом: подвижностью меди в окислительной среде и осаждением ее на сероводородных геохимических барьерах.

2. Геохимическими барьерами являлись линзы и прослои пиритсодержащих пород, вокруг которых формируется концентрическая минералогическая зональность — пирит в центре, а по периферии от него — халькопирит — борнит — дигенит — халькозин.

3. Каждой стадии формирования и преобразования пород соответствуют типоморфные сульфидные минералы и их парагенезисы, устойчивые в условиях данной стадии.

4. Медепроявления в удоканской серии приурочены к зоне смены первично-окрашенных образований первично-сероцветными комплексами или расположены непосредственно в красноцветных породах; красноцветная окраска исчезает на стадии зеленосланцевой фации метаморфизма в результате раскристаллизации тонкодисперсного гематита и замещения его магнетитом; условием такого перехода является присутствие в породах восстановителей: углеводородов, водорода, угарного газа, сульфидов и др.

5. В результате твердофазных реакций взаимодействия сульфидов системы медь — сера с пиритом и халькопиритом в составе руд возрастает роль борнита и халькопирита и снижается содержание сульфидов халькозинового ряда.

6. В истории формирования медистых песчаников на основе анализа ассоциаций породообразующих минералов и парагенезисов сульфидов разных генераций выделены следующие стадии: 1) диагенез — ранний катагенез: в слаболитифицированных водонасыщенных породах в области перехода красноцветных пород в сероцветные сероводородсодержащие породы на барьерах начинают формироваться руды, условием рудообразования является присутствие меди в поровых растворах красноцветных пород; 2) поздний катагенез — метагенез — протекает в условиях элизионного режима осадочно-породных бассейнов; вблизи границы красноцветы — сероцветы на восстановительном барьере формируется полная линейная зональность, состоящая из равновесных парагенезисов: халькозин — борнит — халькопирит; 3) в зеленосланцевую стадию метаморфизма идет переотложение ранее выделившихся сульфидов горячими метаморфогенными растворами и образуется высокотемпературный парагенезис: халькозин тетрагональный — борнит стехиометрический — халькопирит — пирротин; исчезает мономинеральная халькозиновая зона, формируются концентрическая зональность и биминеральные зоны: борнит — халькозин, борнит — халькопирит, идет обогащение сульфидов элементами-примесями; 4) в эпидот-амфиболитовую фацию медь частично рассеивается, состав сульфидов сокращается до парагенезиса халькопирит — пирит — пирротин, иногда борнит; 5) при гипергенезе окисляется медь и вытесняется железо в сульфидах.

Гипотеза рифтогенно-флюидного генезиса руд [Салихов, 1995] базируется на следующих наблюдениях и предположениях:

1. Удоканское месторождение располагается в пределах задугового рифтогенного прогиба, в котором происходили неоднократные деформации, сопровождавшиеся динамическими эффектами в зонах разломов; таким разломом является Центральный раздвигового типа, залеченный Главной дайкой габбро-диабазов.

2. Наличие послойных зон интенсивной трещиноватости, выполненных рудным материалом, что создает рисунок ложной горизонтальной слоистости; по латерали зоны дробления сменяются зонами сжатия, которые способствовали миграции рудного вещества и образованию рудных гнезд и линз.

3. Развитие оруденелых трещин кливажа, косо ориентированных к слоистости, что создает рисунок ложной косой слоистости.

4. Насыщенность района магматическими и дайковыми комплексами, связанными с тектоническими нарушениями.

5. Источником рудного вещества является флюидно-магматическая система.

6. Стратиформное медное оруденение в рифтогенных сопряжено с другими его типами: медно-никелевым, медно-колчеданным, медно-порфировым, причем стратиформное оруденение располагается в верхней части рифтов. Эти четыре типа и уровня медного оруденения представляют собой различные состояния единой геологической формы движения материи, находящей отражение в саморазвивающихся рудно-магматических системах.

7. Образование Удоканского месторождения с элементами катастрофичности, доказательством чего являются следующие наблюдения:

а) внедрение габбро-анортозит-рапакиви-гранитного комплекса; б) резкое угловое несогласие между чинейской и кеменской подсериями; в) различный изотопный состав серы: тяжелые — в сульфидах чинейской и легкие — в сульфидах кеменской серии; г) разные плотностные характеристики пород указанных серий: чинейская — $2,72 \text{ г/см}^3$ и кеменская — $2,65 \text{ г/см}^3$; д) наличие тиллитов в сакуканской свите как продукт оледенений, которые можно связать с катастрофами внеземного происхождения.

Кроме перечисленных гипотез, есть еще точки зрения Б.И. Гонгальского и Э.Г. Конникова по генезису руд Удокана, которые рассматривают разные стороны связи меди Удокана и Чинейского габбро-анортозитового плутона.

Не вдаваясь в дискуссию о том, какая из рассмотренных гипотез достовернее, отметим главное: все они имеют право на жизнь и дальнейшую разработку и основываются на закономерностях или фактах, которые в одних случаях являются вполне достоверными, в других — слабо обоснованными, в третьих — тенденциозно истолкованными, а в четвертых, как сказал Э.Ф. Гринваль [1968], — вообще не существующими.

В чем же кроются разногласия, противоречия и сходство рассмотренных гипотез и как их можно использовать на практике?

1. Источник меди и других металлов. По этому признаку все гипотезы делятся на две группы: а) с глубинным источником, когда металлы привносятся флюидами, магмой, гидротермами, минерализованными растворами в разной форме (хлориды, истинные растворы, коллоиды, сульфиды, карбонаты и др.) и с разной глубины, начиная от мантии и кончая земной корой; б) с поверхностным источником, в основном из областей сноса вместе с терригенным материалом. У осадочной гипотезы есть масса доказательств о петрографическом, минералогическом, геохимическом сходстве рудоносных толщ с разрушающимися комплексами пород из областей сноса [Юргенсон,

1965, 1968б; Безродных и др., 1968; Наркелюн, Юргенсон, 1968; Юргенсон, Абрамов, 2000], чего нет у гидротермальной гипотезы. Более того, типоморфные признаки аутигенных минералов переменного состава областей сноса (турмалин, группа эпидота, магнетит, серендибит) очень близки их обломочным разностям в рудовмещающей толще Удоканского месторождения.

По источнику металлов гидрогенная гипотеза приближается к осадочной, потому что, согласно ее версии, медь извлекалась из красноцветов и сероцветов, переносилась элизионными водами и осаждалась на геохимических барьерах. Прямых и даже косвенных доказательств участия глубинных источников металлов в рудообразовании на Удоканском месторождении не приводится.

Кроме привноса меди с областей сноса (с Алданского щита и Чарской глыбы), в последнее время появились высказывания о возможном поступлении меди и других металлов при разрушении меденосных горизонтов, развитых в отложениях икабийской, читкандинской и александровской свит, расположенных по разрезу ниже Удоканского месторождения. Есть мнение о привносе металлов в виде пыли и газа из Муйской зоны, где в протерозойское время отмечалась вулканическая деятельность.

Вероятнее всего, источников меди и других металлов при формировании Удоканского месторождения было несколько: а) разрушающиеся комплексы различных пород из областей сноса, которые, как хорошо доказано, находились в пределах Алданского щита и Чарской глыбы; б) разрушающиеся меденосные горизонты чинейской серии; в) продукты вулканизма; г) некоторые элементы (Pt, Co, Ni, Mo, Sn и др.) могли поступать из магматических очагов и образовывать в медных рудах редкие примеси в форме самостоятельных минералов.

2. Механизм формирования руд. Здесь тоже отмечаются разнообразие и несовпадение взглядов. По гидротермально-магматической и рифтогенно-флюидной гипотезам он заключался во внедрении гидротерм и флюидов в зоны разломов, трещин, расланцевания, кливажа, хорошо проницаемых и пористых пород и сопровождался окolorудными изменениями. По осадочной гипотезе распределение оруденения подчинялось законам осадочной дифференциации, учитывающим все факторы седиментогенеза, диагенеза и последующего влияния катагенеза и метаморфизма, что нашло отражение в морфологии, параметрах, пространственном распределении рудных минералов и парагенетических ассоциаций в пределах рудоносных горизонтов. О механизмах формирования руд согласно гидротермально-осадочной и частично рифтогенно-флюидной гипотезам судить трудно, поскольку они в первоисточнике не рассмотрены.

3. Доказательства, различно интерпретируемые в предложенных гипотезах:

а) литолого-фациальный контроль оруденения. Этот фактор полностью отрицается или даже вообще не рассматривается сторонниками гидротермальной, гидрогенной, рифтогенно-флюидной гипотез и находит четкое подтверждение у «осадочников». Объясняется это разными подходами к ис-

точнику и механизму формирования руд. Исходя из приведенных выше фактов, такой контроль в размещении руд и минеральной зональности на Удоканском месторождении установлен и им необходимо пользоваться в практической работе, особенно при прогнозировании и направлении геолого-разведочных работ. Один из главных факторов — связь медного оруденения с ритмообразованием [Юргенсон, 1968б] и сугубо осадочной природой косой слоистости [Кутырев, 1968];

б) структурный контроль оруденения в особом почете у «гидротермалистов» и «рифтогенщиков». Не будь разломов, зон кливажа, рассланцевания не было бы вообще никакой руды, ибо поступающим гидротермам и флюидам негде бы было отлагать свой полезный груз. По мнению «осадочников», тектонические нарушения играют двоякую роль: 1) рудоуничтожающую, когда единые рудные тела в результате такой деятельности были растащены, разбиты на более мелкие блоки, участки, нередко смещенные относительно друг друга на значительные расстояния. Достаточно отметить, что по Главной дайке (бывшем разломе) Восточный и Западный блоки смещены относительно друг друга на 1500 м, а по многим послынным и секущим трещинам и нарушениям интенсивно проявились процессы окисления, приведшие к ухудшению качества руд; 2) рудообразующую, когда в зонах нарушения формируются сравнительно богатые рудные тела, прожилки, гнезда, линзы; но эти перераспределения происходят лишь в пределах отдельных пластов или ритмично сложенных пачек и за счет вкрапленно-слоистых рядовых и даже бедных руд; однако доля таких рудных образований на месторождении невелика;

в) «монометальность» и «полиметальность» руд, служащих для «гидротермалистов» одним из доказательств их правоты, на самом деле таковым не является. Последними работами доказано, что комплексность руд определяется минерагенической специализацией разрушаемых пород в области сноса [Наркелюн и др., 1983].

4. Слабо обоснованные и тенденциозно истолкованные факты. По модели гидрогенной и осадочно-гидротермальной гипотез на Удокане предполагается концентрическая зональность с пиритовым ядром в центре и халькозином на периферии. Большинство исследователей установили три типа зональности: а) на северном крыле — регрессивный тип зональности (снизу вверх): пирит — халькопирит — борнит — халькозин; б) на южном крыле — трансгрессивный — обратное расположение указанных минералов; в) в центре месторождения — трансгрессивно-регрессивный — симметричное расположение этих минералов [Трубачев, 1987]. К этим же фактам относится и якобы существующая связь оруденения с дайками, хотя однозначно доказана их пострудность [Юргенсон, 1967].

5. Несуществующие факты по модели гидротермальной гипотезы:

а) утверждается наличие в низах удоканской серии и отдельных местах кеменской серии гидротермальных и метасоматических жильных месторождений, аналогичных по составу с Удоканом. На самом деле таких месторождений в пределах Удоканского рудного поля не известно;

б) утверждается, что имеет место концентрация рудных тел в пределах наиболее тектонически нарушенных крыльев брахисинклинали при отсутствии руд на ее днище. Картина распределения концентрации оруденения на месторождении как раз обратная — на южном крыле брахисинклинали тектонически нарушенной, руды самые бедные, параметры рудных тел наименьшие по сравнению со слабо нарушенным северным крылом; что касается днища Намингинской брахисинклинали, то там руды также установлены;

в) утверждается наличие медно-сульфидных жил в породах, перекрывающих намингинскую свиту. В пределах месторождения на отложениях намингинской свиты расположены рыхлые отложения четвертичного возраста, среди которых никаких рудных жил не установлено.

6. Практическое применение рассмотренных гипотез. Не углубляясь в эту проблему, можно отметить, что самые достоверные факты каждой гипотезы необходимо использовать в практической деятельности. Такими факторами можно назвать: стратиграфический, литолого-фациальный, минералого-геохимический, геолого-структурный контроль в размещении оруденения. Определенный интерес представляют предположения в рифтогенной системе.

Рассмотренные гипотезы отражают в целом извечную борьбу двух течений в теории рудообразования — плутонизма и нептоунизма. И если в целом для большинства полезных ископаемых выявились множественность и разнообразие геологических процессов их формирования, то для стратиформных месторождений меди и других цветных металлов разногласия между этими течениями остаются еще довольно острыми [Смирнов, 1987] и для их разрешения потребуется много времени, а также проведения длительных и углубленных исследований.

О некоторых проблемах локализации, условиях и процессах образования крупных и уникальных месторождений медистых песчаников

Удоканское месторождение — крупнейшее и уникальное скопление меди типа медистых песчаников. Поэтому оно привлекало и привлекает внимание многих исследователей. К числу наиболее сложных и дискуссионных относится проблема генезиса Удоканского и других месторождений типа медистых песчаников.

Большинство исследователей относит его к осадочно-диагенетическому с последующим преобразованием в процессе регионального и контактового метаморфизма [Бакун и др., 1958; Богданов, 1963; Медистые отложения..., 1966; Юргенсон, 1967, 1968б, 1990; Наркелюн и др., 1968; Кренделев и др., 1983б; Чечеткин и др., 1984, 1995, 2000]. Обоснование этого доминирующего взгляда широко освещено и не нуждается в повторении.

Для обоснования гипотезы об источнике рудного вещества приведем новые данные и модели его концентрирования.

В результате завершения геологических съемок масштаба 1:50 000 и составления на этой основе новой серии геологических карт масштаба

1 : 200 000 Кодаро-Удоканской зоны установлено, что удоканская серия имеет, как минимум, двучленное строение и объединяет две разновозрастные и формационно отличные подсерии [Чечеткин и др., 2000]. Нижняя часть (кодарская и чинейская подсерии) представляет собой флишоидную формацию предплатформенного прогиба, закономерно завершившуюся карбонатными отложениями бутунской свиты. Меденосные горизонты в составе читкандинской и александровской свит представляют собой медистые сланцы с большим спектром попутных компонентов (Co, Mo, U, Au и др.), характеризующих архейскую область сноса обломочного материала. Залегающая выше с размывом кеменская подсерия, сложенная молассоидной формацией, образовалась после отчленения морского бассейна в связи с инверсией Кодаро-Удоканского прогиба [Чечеткин и др., 2000]. В краевых частях прогиба (верховья р. Сюльбан) конгломераты сакуканской свиты удоканской свиты залегают с несогласием на всех нижележащих свитах удоканской серии. Они содержат гальки и валуны медистых песчаников и сланцев.

Приведенные данные позволяют предположить, что происходило неоднократное переотложение исходного архейского рудного материала сначала в составе флишоидной формации с образованием меденосных толщ типа медистых сланцев, затем после отчленения прогиба с их интенсивным размывом в краевых частях заполнение внутреннего бассейна молассоидными отложениями кеменской подсерии и формированием медистых песчаников с высокими концентрациями меди в дельтовых фациях [Юргенсон, Абрамов, 2000]. При этом происходили геохимическая дифференциация и концентрирование рудного вещества. Обстановка крупных дельт с переменной и мобильной гидродинамикой способствовала формированию богатых рудных залежей за счет многочисленных перемылов и переотложения медьсодержащих осадков. Поэтому в медистых песчаниках Удоканского и других месторождений и рудопроявлений кеменской подсерии отмечается удивительная стерильность от попутных компонентов и концентрированность практически только Cu и Ag, обладающих геохимическим родством.

Подобная же ситуация отмечается на Айнакском месторождении в Афганистане, где вследствие многократных переотложений образуются высококонцентрированные монометалльные медные руды [Юргенсон, 1990].

Приведенные данные подкрепляют существующую гипотезу об осадочно-диагенетическом происхождении руд, указывая на экзогенные источники рудного вещества, первичная природа которых в области сноса может быть также и эндогенной.

Тем не менее следует отметить, что в ряде публикаций [Резников, 1965; Конников, 1986; Вольфсон, Архангельская, 1987; Гонгальский, 1993] на основании некоторых особенностей разрывных нарушений, наличия медного оруденения в приконтактных зонах даек, проявления метасоматических преобразований меденосных песчаников, близости медного оруденения на Удокане и в Чинейском массиве предполагается только эндогенный источник медного оруденения и гидротермальный или гидротермально-метасоматический механизм рудоотложения.

Открытие, изучение и подготовка к освоению Удоканского месторождения Си позволили получить новые фундаментальные знания в области закономерностей размещения, геолого-структурной позиции и условий образования крупных и уникальных месторождений медистых песчаников.

Выявлена сопряженная ритмичность осадконакопления и рудоотложения на различных уровнях организации минеральных тел от микроритмов и их сообществ до рудовмещающей толщи в целом на фоне общего трансгрессивного мегаритма. Эта генеральная закономерность типична и для других крупных месторождений типа медистых песчаников (Айнак [Юргенсон, 1990], Джеккаган, Медный пояс южной Африки [Наркелюн и др., 1983]). Независимо от их возраста ритмичности осадконакопления соответствует ритмичная рудная и геохимическая зональность. Крупные и уникальные месторождения медистых песчаников приурочены к крупным долгоживущим рудогенерирующим структурам и сопровождаются зонами и поясами меденосных осадочно-метаморфических и магматических формаций [Чечеткин и др., 1984], свидетельствующих о существовании геохимически специализированных минерагенических провинций. Прослеживается пространственная связь поясов медистых песчаников с периферическими частями зон рифтогенеза. Например, Удоканская меденосная провинция соотносится с СВ частью Байкальского рифта, Айнакская — с рифтогенным обрамлением Кабульского мегаблока [Юргенсон, 1990], Заир-Замбийский пояс — с Катангским авлакогеном, месторождения медистых песчаников и сланцев Уайт-Пайн (США) связаны с рифтогенным синклинорным прогибом Кивино и т.д. [Чечеткин и др., 2000]. Все крупные месторождения медистых песчаников локализованы в наложенных мульдах, представляющих собой относительно древние дислоцированные останцы меденосных толщ среди молодых орогенных альпийских структур, развитых по периферии рифтогенных зон [Юргенсон, 1990].

Важнейшие факторы формирования уникальных месторождений медистых песчаников — минерагеническая специализация, длительная тектоническая активность, масштабы рудно-магматической активизации, а также сочетание различных источников рудного материала, одновременно поступающего в область седиментогенного рудоотложения. Последнее отчетливо отражается в локализации оруденения и его минерального состава в зависимости от распределения литолого-фациальных типов рудовмещающих пород.

Золотоносность медистых песчаников Удоканского месторождения

Рудовмещающая толща Удоканского месторождения представлена монотонной толщей песчаников кварц-полевошпатового состава верхнесакуканской подсветы, слагающей центральные части Намингинской брахисинклинали.

В пределах рудоносной толщи выделяются три основных рудных горизонта (рис. 2.4). В рудах месторождения, как уже указано, отмечается широкий набор элементов-примесей.

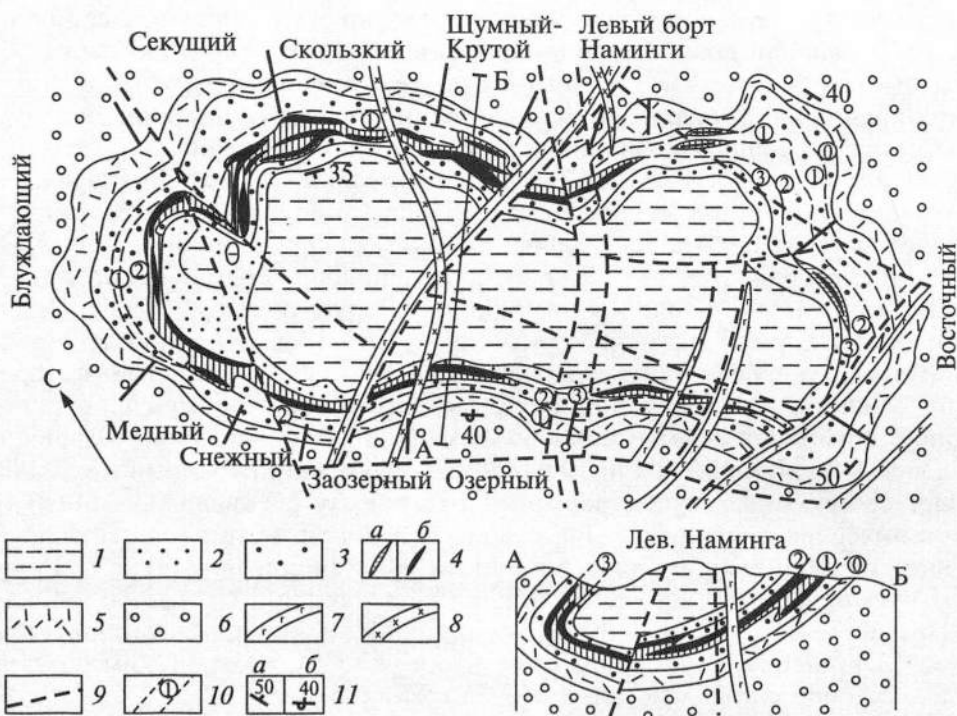


Рис. 2.4. Геолого-структурная схема Удоканского месторождения (по: [Чечеткин и др., 1995]).

1 — песчано-аргиллито-алевритовые отложения намингинской свиты; 2–5 — алевритито-аргиллит-песчаные отложения верхней сакуканской подсвиты (2 — надрудная толща, 3 — рудная толща, 4 — горизонт медистых песчаников (а) и рудные тела (б), 5 — подрудная толща); 6 — песчаные отложения средней сакуканской подсвиты; 7, 8 — дайки (7 — габбро-диабазов, 8 — лампрофиров и кварцевых порфиров); 9 — разрывные нарушения; 10 — рудоносные стратиграфические уровни и их номера; 11 — залегание пород (а — нормальное, б — опрокинутое).

Анализ распределения элементов-примесей в разрезе меденосной толщи показывает, что концентрации литофильных элементов в безрудных песчаниках примерно соответствуют таковым для медистых песчаников. Из сидерофильных элементов отмечается в 1,5–2 раза увеличение концентрации Со в рудоносных песчаниках относительно безрудных (табл. 2.1). Наибольшими изменениями концентрации характеризуются халькофильные элементы. Содержания всех элементов данной группы, за исключением Мо, увеличились. Это косвенно может свидетельствовать о том, что формирование медного месторождения происходило преимущественно за счет корового источника, так как халькофильная группа элементов является типоморфной для сульфидных месторождений. Это подтверждается данными Ю.В. Богданова и М.Н. Голубчиной [1969], исследовавших изотопный состав серы сульфидов Удоканского месторождения, где ими отмечено преобладание легких изотопов серы, свидетельствующих об их биогенном происхождении.

Таблица 2.1

Распределение элементов-примесей в разрезе меденосной толщи, г/т

Элемент	Подрудный горизонт			Меденосные уровни								
				I			II			III		
	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>
Литофильные элементы												
Li	17	6,8	9	22	9,3	10	28	9,2	8	45	7,4	9
Be	17	104,1	115	22	90,9	105	28	89,1	49	45	106	100
Nb	17	4,1	3	22	6,8	4	28	5,3	2	45	5,2	4
Ti	17	2871	1126	22	2887	1301	28	3464	1591	45	3029	300
V	17	43,5	25	22	48,6	10	28	51,4	16	45	46,6	16
Cr	17	125,8	179	22	85,9	45	28	73,9	25	45	87,1	110
Сидерофильные элементы												
Co	17	7,8	6	22	15,1	6	28	17,3	9	45	9,1	6
Ni	17	26,2	12	22	26,4	16	28	34,3	13	45	23,7	12
Халькофильные элементы												
Zn	17	17,6	17	22	38,6	32	28	38,9	20	45	23,6	16
Pb	17	14,5	7	22	16,6	9	28	20,0	7	45	17,4	9
Bi	17	0,8	2	22	15,3	26	28	3,2	3	45	9,4	16
Ga	17	12,3	8	22	14,4	5	28	13,5	4	45	13,7	5
Ge	17	0,5	1	22	1,1	1	28	1,5	1	45	1,7	6
Mo	17	31,5	117	22	6,5	11	28	2,2	1	45	5,2	11
Ag	17	0,8	1	22	15,3	21	28	23,5	23	45	42,1	67

Примечание. *n* — число анализов; *x* — среднее арифметическое; *s* — среднеквадратичное отклонение.

Распределение халькофильных и сидерофильных элементов в различных типах медных руд показывает, что концентрации большинства из них отличаются незначительно, за исключением Ag, Bi и Ge, количество которых в борнит-халькозиновых рудах резко возрастает (табл. 2.2).

По данным многих исследователей, в медных рудах Удоканского месторождения отмечена золоторудная минерализация [Безродных и др., 1968; Юргенсон, 1968б; Безродных, 1969; Наркелюн и др., 1977; Володин и др., 1994]. Обломочное золото в косослоистых песчаниках впервые в 1964 г. было установлено Г.А. Юргенсоном (2,58 г/т).

Наиболее детально геохимия Au в рудах месторождения изучалась Ю.П. Безродных и др. [1968; Безродных, 1969]. Были установлены связи золота с другими элементами (Ag, Bi, Cu). Выявлено, что Au в своем распределении подчиняется зональному ряду: халькозин — борнит — халькопирит — пирит. Впервые было сделано заключение, что наряду с медью и серебром золото представляет практический интерес. Этот вывод впоследствии был подтвержден при подсчете запасов руд месторождения геологами Удоканской экспедиции. По этим данным содержания Au в технологических типах руд таковы: сульфидных — 0,046, смешанных — 0,50, окисленных — 0,054 г/т, в концентратах из тех же руд соответственно 0,27—0,39, 0,32—0,50, 0,3—0,50 г/т. При этих содержаниях подсчитанные запасы Au в балансовых рудах составляют около 14 т, прогнозные — 8 т, что в сумме соответствует среднему по масштабам месторождению Au.

Таблица 2.2

Элемент	Распределение элементов-примесей в различных типах руд								
	Тип руд								
	Борнит-халькозиновый			Пирит-халькопиритовый			Брошантит-антлерит-малахитовый		
	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>
Сидерофильные элементы									
Co	45	13,9	6,4	18	14,2	11,7	31	10,6	6
Ni	45	28,4	12,7	18	28,0	13,2	31	25,6	15,9
Халькофильные элементы									
Zn	45	31,8	19,4	18	34,4	26,5	31	29,7	25,9
Pb	45	18,1	7,7	18	20,3	10,2	31	16,2	8,5
Bi	45	13,1	22,0	18	7,4	12,1	31	4,1	10,1
Ga	45	14,0	3,9	18	15,2	13,7	31	12,9	5,8
Ge	45	10,9	5,9	18	1,1	6,0	31	2,1	6,9
Mo	45	6,4	12,3	18	4,8	6,9	31	2,3	0,9
Ag	45	44,6	61,8	18	0,3	3,0	31	1,3	1,5

На Удоканском месторождении было выявлено сложное полимодальное распределение Au, свидетельствующее о нескольких уровнях его концентрации. Отмечена тенденция обогащения медных руд Au в нижних меденосных горизонтах месторождения. Эта же закономерность отмечена нами в целом для разреза удоканской серии — золотоносность медных руд увеличивается от верхнего меденосного уровня (сакуканская свита) к нижнему (читкандинская свита).

Золото в рудах Удоканского месторождения образует овальные, таблитчатые, пластинчатые, крючковатые формы размерами от тысячных до сотых долей миллиметра. Эти золотины приурочены к цементу вмещающих пород, а также к халькозину, борниту, халькопириту, магнетиту; в окисленных рудах оно встречается в малахите, азурите, брошантите, лимоните. Золото также встречается в виде неправильных зерен размерами сотые — десятые доли миллиметра в кварцевых, кварцево-карбонатных, кварцево-сульфидных прожилках, располагающихся в пределах рудных тел месторождения. Иногда отмечались тонкие каемки Au более ярко-желтого цвета вокруг светло-желтых окатанных золотинок.

Наиболее достоверные сведения по золотоносности медных руд месторождения дают результаты технологических испытаний руд. Всего за весь период изучения месторождения было проанализировано 14 технологических проб, отобранных главным образом из третьего рудоносного горизонта. Вес технологических проб варьирует от 86 т (проба 6ПП) до 435 т (проба 7 ПП).

Анализ распределения Au по данным технологического опробования показывает, что содержание Au в медных концентратах более чем на порядок превышает таковое в рудах. Это свидетельствует о концентрировании Au в медных рудах.

Кроме того, Удоканской геолого-разведочной экспедицией были отобраны малообъемные технологические пробы весом 0,5—3,0 кг из всех руд-

ных тел месторождения для изучения вещественного состава и технологических свойств руд. При этом содержания Au и Ag определялись пробирным методом в центральной лаборатории ПГО «Читагеология» в рудах и концентратах (табл. 2.3).

Анализ распределения Au показывает, что в рудах и медных концентратах I и II меденосных уровней содержания Au более чем в 2 раза превышают таковые III меденосного уровня. Серебро в рудах и концентратах распределено более равномерно, повышенным его содержанием характеризуются только руды II меденосного уровня.

Анализ распределения Au в медных рудах месторождения (см. табл. 2.3, 2.4) свидетельствует об увеличении содержания Au в нижних меденосных уровнях. При этом наибольшим содержанием Au характеризуются борнит-халькозиновые типы руд, наименьшим — брошантит-малахитовые.

Корреляционный анализ отмечает усиление связей Au с сидерофильными и литофильными элементами — Cr, Y, Ni (табл. 2.5) к нижнему меденосному уровню. Одновременно с этим в меденосном горизонте I наблюдается увеличение числа проб с повышенными концентрациями Au. Упомянутое косвенно свидетельствует о том, что в нижнем меденосном уровне более широко развиты, относительно верхних меденосных уровней, самородные выделения Au, находящиеся в тесном парагенезисе с осадочными образованиями, формирование которых происходило за счет разрушения основных

Таблица 2.3

Содержание Au и Ag (г/т) в рудах различных меденосных уровней
(по данным исследования технологических проб)

Номер технологических проб	Тип руд	Содержание в руде		Содержание в концентрате	
		Au	Ag	Au	Ag
Рудоносный уровень I					
9ПП	Халькозин-борнитовый	Н. д.	1,34	Н. д.	319,5
11ПП	Брошантит-малахитовый	0,024	12,8	»	433,5
Рудоносный уровень II					
7	Борнит-халькозиновый	0,023	16,0	0,07	200,0
1-В	»	0,040	21,1	0,72	Н. д.
2ПП	Брошантит-малахитовый	0,010	Н. д.	0,50	»
3ПП	Борнит-халькозиновый	0,010	»	0,50	»
4ПП	»	0,030	»	0,50	»
5ПП	»	0,010	»	0,50	»
7ПП	Брошантит-халькозиновый	Н. д.	18,6	Н. д.	544,0
8ПП	»	»	Н. д.	»	322,2
Рудоносный уровень III					
6ПП	Брошантит-малахитовый	Н. д.	5,35	0,50	Н. д.
10ПП	Пирит-халькопиритовый	»	Н. д.	Н. д.	125,0
Среднее...		0,020	12,8	0,47	324,4

Примечание. Н. д. здесь и далее — нет данных.

Таблица 2.4

Распределение Au, Ag в рудах и концентратах различных меденосных уровней (по данным изучения малообъемных групповых проб)

Меденосный уровень	Проба	Au, мг/т			Ag, г/т		
		<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>x</i>	<i>s</i>
I	Руда	29	12	14	29	7,58	6,67
	Концентрат	8	410	410	8	233,75	191,69
II	Руда	181	13	26	181	13,94	11,58
	Концентрат	67	310	450	67	250,57	158,99
III	Руда	35	4	3	35	8,05	7,14
	Концентрат	29	150	90	29	222,32	166,41
Среднее...	Руда	245	12	23	245	12,39	12,31
	Концентрат	104	270	390	104	237,88	159,19

Примечание. *n* — число анализов; *x* — среднее арифметическое; *s* — средне-квадратичное отклонение.

Таблица 2.5

Значение корреляционных связей Au в медных рудах различных рудоносных уровней

Тип руд	Рудоносный уровень	Коэффициент корреляции Au с элементами								
		Cr	V	Ni	Sn	Mo	Bi	Cu	Pb	Ag
Борнит-халькозиновый	I	0,68	0,85	0,66	0,63	0,40	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4
	II	0,15	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4
	III	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	0,61	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4
Пирит-халькопиритовый	I	< 0,4	0,79	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4
	II	< 0,4	0,46	0,45	< 0,4	0,78	0,79	< 0,4	< 0,4	< 0,4
	III	< 0,4	< 0,4	< 0,4	0,36	0,53	0,76	0,72	0,53	0,46
Брошантит-малахитовый	I	0,91	0,89	0,89	< 0,4	0,43	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4
	II	0,82	0,83	0,82	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4
	III	0,28	0,35	< 0,4	< 0,4	0,55	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4

пород. В пользу этого также свидетельствуют находки кластогенного Au в железистых песчаниках Удоканского месторождения, формирование которых происходило за счет основных и ультраосновных пород областей сноса.

Корреляционным анализом также установлена тесная связь Au ($r > 0,5$) с оксидом Si и K. Это может свидетельствовать о том, что процессы окварцевания и калишпатизации приводили к концентрированию Au.

Основным источником Au в медных рудах, так же как и Cu и многих других сопутствующих элементов, служили различные комплексы пород (сланцы, гнейсы, кварциты, гранитоиды, базиты, амфиболиты и др.), находящиеся в областях сноса, коими являются Чарская глыба и Алданский щит [Наркелюн, Юргенсон, 1968; Юргенсон, 1968б; Юргенсон, Абрамов, 2000]. Дополнительным источником Au могли служить гидротермально-метасоматические растворы и флюиды различных интрузий и даек, пересекающих рудоносный горизонт или находящихся вблизи месторождения. Доказатель-

ством этому может служить находка Au в дайке гранит-порфира, секущей рудоносный горизонт на участке Висячий — Розовый [Юргенсон, 1967]. Процессы катагенеза, метаморфизма и гипергенеза приводили к перераспределению его в различных минералах и типах руд, но все в пределах рудоносных горизонтов.

Генезис зоны окисления

Главную массу минералов в зоне окисления составляют халькозин, минералы типа антлерита, брошантит, малахит, гипс, хризоколла, гидроксиды Fe. Другие минералы существенных скоплений не образуют и не являются важными рудоформирующими компонентами.

Из большого числа развитых на месторождении минеральных парагенезисов наиболее четко выделяются два: существенно малахитовый и существенно сульфатный [Юргенсон и др., 1968]. Оба типа характеризуются присутствием вторичного халькозина, ковеллина и мартита. Меньшее значение имеет гетит-гидрогетит-ярозит-пирит-халькопиритовый тип руд.

Наряду с анализом большого числа частных задириковых проб (около 1000), вещественный состав карбонатного типа руд изучался также на примере технологической пробы № 24, отобранной из штольни 2 (квершлаг 6). Среднее содержание Cu по пробе составляет 1,47 %, Ag — 16 г/т (по данным пробирного анализа). Фазовый анализ пробы, проведенный в отделе обогащения и химической лаборатории ЗабНИИ, показал, что степень окисленности пробы достигает лишь 15,6 %. Это позволяет отнести ее к слабо окисленной. Количественный минералогический анализ пробы показал, что главными рудообразующими минералами являются халькозин, борнит, ковеллин, малахит. Антлерит и другие сульфаты содержатся в небольших количествах и не играют существенной роли. По данным отдела обогащения ЗабНИИ [Безродных и др., 1967], извлечение Cu из этого типа руды составляет 93,1 %, Ag — 89,4 %. Серебро находится главным образом в самородном виде, а также в форме аргентита и хлорида серебра, минеральная природа которого еще недостаточно ясна.

Сульфатный тип окисленных руд охарактеризован 200 задириковыми пробами и двумя технологическими, отобранными с поверхности (проба № 25, канава 2) и из штольни 5 (проба № 23). Вес проб 300—400 кг. Они характеризуют руды как в различной степени окисленные, так и разные по соотношению основных рудообразующих компонентов. Степень окисления пробы № 23 составляет 74,3 %, а пробы № 25 — 72 %.

Количественный минералогический и фазовый анализ описываемых проб показал, что главная масса Cu содержится в халькозине, борните и антлерите.

Особенности распределения окисленных руд по вертикали. Характерно, что отношение суммы борнита и халькозина к сумме антлерита и малахита в пробах, взятых с поверхности, составляет 0,07, в рудах штольни 5 — 0,1, а в штольне 2 — 0,91—0,96, что вполне определенно указывает на преимуще-

ственное развитие кислородных соединений Cu в приповерхностных частях месторождения. Весьма интересно в этом аспекте и сопоставление соотношений борнита к халькозину и малахита к сульфатам Cu . На поверхности отношение борнита к сумме халькозин + борнит близко к 0, в штольне 5 — 0,41, а в штольне 2 — 0,48—0,54, что указывает на падение интенсивности халькозинизации борнита с глубиной. В то же время отношение малахита к сумме сульфаты + малахит на поверхности почти равно 0, тогда как на глубине оно 0,01 (шт. 5) и 0,81 (шт. 2). Это указывает на преимущественное развитие малахита в глубоких горизонтах месторождения.

Исследование форм Ag , проведенное Ю.П. Безродных [1969], показало, что оно связано главным образом с халькозином и борнитом, тогда как в сульфатной ее части относительно содержание Ag составляет лишь 11—36%. Это свидетельствует о значительной миграции Ag в условиях развития сульфатных руд. Извлечение Cu и Ag из проб в различной степени окисленных руд по данным опытов, проведенных В.П. Безродных в 1966 г., составляло соответственно: из пробы сульфидной с малахитом — 93,1% (Cu) и 89,4% (Ag); из окисленной сульфатной пробы, содержащей примесь малахита (шт. 5), — 83,9% (Cu) и 89,4% (Ag). Из сульфатной пробы (поверхность) извлечение Cu составляло 77,6%, а Ag — лишь 56,4%. Сопоставление минерального состава, характера распределения и степени извлечения Cu из выделенных главных типов руд показывает, что они представляют собой кондиционные руды, имеющие промышленное значение.

Большое число наблюдений и сопоставлений уже вполне определенно свидетельствует о четком различии в развитии сульфатных и карбонатных окисленных руд в связи с глубиной относительно уровня современной дневной поверхности. Для получения объективного представления о характере распределения окисленных руд по вертикали, отобранные в поле и затем проанализированные методом полуколичественного минералогического анализа, пробы сгруппированы по преобладанию сульфатов или карбонатов меди и по горным выработкам, находящимся на различных гипсометрических уровнях. По этим данным, с учетом степени окисленности, построен рис. 2.5, из которого видно, что, во-первых, сульфатные руды развиты на поверхности и на горизонтах штолен 1 и 5, тогда как на глубине на горизонтах штолен 2, 4 и в целом ряде глубоких скважин развиты преимущественно малахитовые руды. Тем не менее сульфатные ассоциации нередко накладываются на карбонатные с образованием смешанных сульфатно-карбонатных окисленных руд (рис. 2.5). Характерно, что это наложение наблюдается главным образом в крупных зонах тектонической активности: вдоль главной дайки габбро-диабазов, в кварцшлагге 9 штольни 2 и др.

Таким образом, устанавливается вертикальная смена сульфатных руд карбонатными. В распределении по вертикали различных типов окисленных руд играют роль два фактора: расстояние от дневной поверхности и зоны тектонической активности.

Особенности распределения типов окисленных руд в плане. Наряду с особенностями распределения типов окисленных руд по вертикали, устанавли-

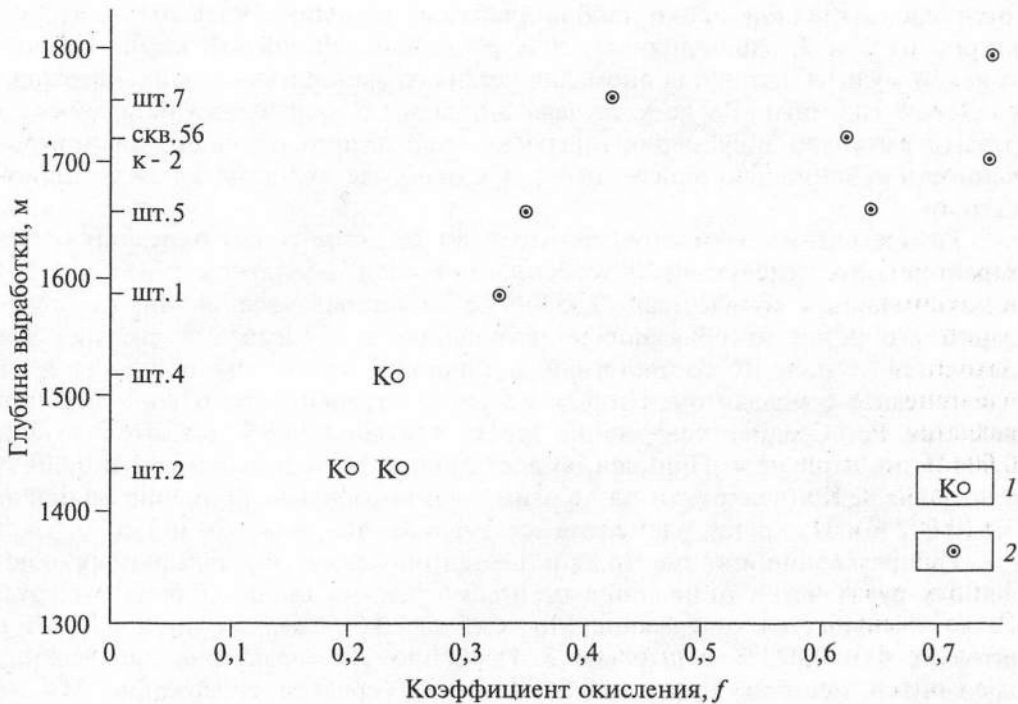


Рис. 2.5. Характер распределения типов окисленных руд и коэффициента окисления в зависимости от глубины.

1 — существенно карбонатные руды; 2 — существенно сульфатные руды.

вается закономерная смена существенно малахитовых руд сульфатными в плане в зависимости от глубины эрозионного среза и положения в пространстве зон тектонической активности. Пространственное положение в плане окисленных руд с малахитом имеет тенденцию к площадному характеру. Интенсивность проявления их зависит от трещиноватости.

Наиболее полные данные по интенсивности окисления имеются по штольням 1, 2, 4 и 5. Для штолен 3 и 7 данные недостаточно полны. Для характеристики глубоких частей рудоносного горизонта использованы данные по глубоким скважинам. Анализ данных показывает, что уменьшение коэффициента окисления наблюдается по мере удаления рудоносного горизонта от дневной поверхности (по падению рудоносного горизонта в южном направлении). Если на дневной поверхности коэффициент окисления равен 0,70, то по глубокой скв. 221, пересекающей рудоносный горизонт в замыкании Намингинской брахисинклинали, он едва достигает 0,1—0,2.

Установлена четкая линейность в распределении интенсивно окисленных руд в местах развития зон дробления. Как правило, к этим аномально интенсивно окисленным участкам рудного тела приурочено наибольшее развитие сульфатных руд. Вытянутые аномалии на северном крыле устанавлива-

ются вдоль главной дайки габбро-диабазов, в долине кл. Скользкого, по кваршлагу 5 и 9, вдоль долины кл. Нерунгнакан. На южном крыле Намингинской мульды вытянутая аномалия устанавливается вдоль долины верховьев Левого Наминги. Во всех случаях аномалии с интенсивно окисленными рудами вытянуты в субмеридиональном направлении, подчеркивая приуроченность максимально окисленных руд к наиболее молодым зонам трещиноватости.

Распределение элементов-примесей по главным типам окисленных руд характеризуется следующими особенностями. В карбонатном типе (рис. 2.6) в максимальных количествах (0,053—0,08 %) устанавливается Mn. Концентрации его резко преобладают по сравнению с другими элементами. Это находится в полном соответствии с широким развитием псиломелана в парагенезисе с малахитом. Вторым по распространенности и концентрации является Pb. Среднее содержание его составляет 0,006 % по штольне 2 и 0,004 % по штольне 4. Примеси Ni достигают 0,003 % в штольне 2 и 0,001 % в штольне 4. Концентрации Ag по этим двум выработкам примерно одинаковы (0,002 %). Из других элементов устанавливаются лишь Co и Mo.

Распределение и концентрации элементов-примесей в сульфатных окисленных рудах четко отличаются от рассмотренных выше карбонатных руд. Резко уменьшается содержание Mn (см. рис. 2.6), едва достигая 0,014 % в штольне 4 и 0,029 % в штольне 2. Особенно это характерно для верхних горизонтов месторождения (шт. 1 и 5), где среднее содержание Mn не выходит за пределы 0,003 %, хотя известковистые песчаники, к которым он приурочен в первичных рудах, распределены примерно одинаково в штольнях 1 и 2. Характер распределения Mn в различных типах окисленных руд на различных участках не случаен и связан с особенностями геохимических процессов второго, позднего, этапа формирования зоны окисления.

Наряду с уменьшением содержания Mn наблюдается некоторое увеличение (в 2 раза) содержания Pb (до 0,012 % против 0,006) в штольне 2, тогда как в штольне 4 он накапливается в обоих типах руд примерно в равных количествах, а в самых верхних горизонтах (шт. 1 и 5) содержание его резко сокращается. По-видимому, такое распределение Pb, учитывая его весьма малую миграционную способность в условиях развития сульфатных вод, связано с распределением его в первичных рудах.

Весьма показательное распределение Ag в сульфатных рудах. Во-первых, по сравнению с карбонатным типом, содержание его по штольне 2 в 2 раза меньше. В штольне 5 содержание Ag в сульфатных рудах меньше. Резкое уменьшение концентраций Ag в сульфатных рудах по сравнению с карбонатными связано с миграцией и рассеиванием Ag в условиях формирования сульфатных минералов, тогда как в карбонатных рудах оно устойчиво в форме самородного Ag и, возможно, кераргирита.

Полученная закономерность нарушается резким скачком в содержании Ag в сульфатных рудах штольни 1. Этот скачок закономерен и связан с развитием существенно халькозиновых руд, с которыми связаны наиболее высокие концентрации Ag.



Рис. 2.6. Средние содержания элементов-примесей по типам руды по участкам.

Таким образом, распределение элементов-примесей в различных типах окисленных руд характеризуется следующим: наибольшие концентрации Mn, Pb и Al и др. наблюдаются в малахитовых рудах, наименьшие — в сульфатных. В условиях образования сульфатных руд главная масса элементов-примесей мигрирует. Наряду с дифференциальной подвижностью элементов-примесей в условиях формирования карбонатных и сульфатных руд определяющим в характере распределения Mn, Pb, Ag и других элементов является обогащенность или обедненность ими первичных пород и руд.

Факторы, контролирующие распределение окисленных руд. Приведенный материал позволяет сделать следующий вывод: выделяются два главных фактора, контролирующих распределение окисленных руд. Первый — расстояние от уровня дневной поверхности и второй — трещиноватость. Развитие определенных минеральных типов руд определяется также минеральным составом первичных руд: карбонатные руды развиваются главным образом по борнит-халькозиновым рудам, сульфатные (антлерит-брошантитовые) — как по карбонатным, так и по борнит-халькопиритовым. Халькантит-язозит-мелантеритовые руды развиты только по первичным пирит-халькопиритовым.

Глубина залегания и состав первичных руд определяют минералогию окисленных руд. Интенсивность трещиноватости регулирует интенсивность развития процесса окисления.

В связи с глубиной появляется вертикальная минеральная зональность: борнит-халькозиновые руды с мартитом и гидрохлоритом; малахит — хризокolla — монтмориллоиты — гидроксиды железа, меди и марганца; халькантит — антлерит — удоканит — гидроантлерит — брошантит — гидроброшантит.

В связи с трещиноватостью наблюдаются многочисленные случаи горизонтальной зональности в результате наложения сульфатных парагенезисов на более ранние — карбонатно-силикатные.

Особенностью минералогии зоны окисления Удоканского месторождения, как это вытекает из всего изложенного материала, является обратная стадийность в появлении минеральных парагенезисов: сульфаты накладываются на карбонаты, силикаты и оксиды, которые, как правило [Смирнов, 1955; Петров, 1967], должны стать одними из наиболее поздних минералов в зонах окисления. Специфическая черта Удоканского месторождения — широкое развитие на нем многолетней мерзлоты.

На месторождении устанавливается разорванное во времени развитие двух главных парагенетических ассоциаций: сульфидно-окисно-карбонатно-силикатной и сульфатной.

Характеристика обеих ассоциаций была приведена ранее. Здесь следует только еще раз отметить, что первая ассоциация является древней и характеризует вполне сформированную зону окисления, в которой могут быть выделены зоны (снизу вверх):

1) первичных сульфидов (белый халькозин, борнит, халькопирит, слабо мартитизированный магнетит и биотит, нередко замещенный гипогенным хлоритом);

2) вторичных сульфидов (голубой халькозин по борниту, ковеллин по халькозину, мартит, гидробиотит и вермикулит по биотиту);

3) малахитовые руды с хризоколлой, монтмориллонитом, реликтовыми сульфидами, с оксидами и гидроксидами Fe, Mn и Cu;

4) гидроксиды Fe и Mn с реликтами сульфатов Cu и Fe.

Эта зональность характерна для абсолютного большинства нормальных зон окисления, развитых на сульфидных месторождениях. Сульфатная минеральная ассоциация, характеризующаяся развитием преимущественно в верхних частях месторождения по зонам тектонической активизации, является наложенной и более молодой.

Таким образом, наряду с обычной зональностью и стадийностью зона окисления Удоканского месторождения характеризуется наличием двух этапов минералообразования.

Древняя кора выветривания и зона вторичного сульфидного обогащения на Удоканском месторождении. Зоны окисления сульфидных месторождений рассматриваются как коры выветривания со спецификой минерального состава, связанной с присутствием сульфидов [Чухров, 1964; Петров, 1967]. Наряду с рудными минеральными парагенезисами целесообразно параллельное рассмотрение минералов коры выветривания, чутко реагирующих на изменение химизма и климатических особенностей среды. Процессы выветривания слоистых силикатов на Удоканском месторождении дошли лишь до монтмориллонитовой стадии. Известно [Гинзбург, 1947; и др.], что железистые монтмориллониты связаны преимущественно с нейтральными и щелочными средами, существующими при полусухом и теплом климате среди трудно выщелачиваемых пород, содержащих Ca, Mg и Fe. Известно также, что существенно карбонатные (малахит, азурит) зоны окисления характеризуют условия с полусухим и теплым или жарким климатом.

Таким образом, рудный и нерудный парагенезисы, образующие единую минеральную ассоциацию, свидетельствуют об одних и тех же физико-химических условиях их возникновения.

Параллельно этим процессам устанавливаются сопряженные пары минералов: магнетит — гематит, борнит — халькозин, биотит — гидробиотит-вермикулит. Процессы мартитизации в условиях гипергенеза доказаны для Кривого Рога [Коржинский, 1956], железорудных месторождений Южной Якутии [Железные руды..., 1960]. Наряду с мартитизацией Д.П. Сердюченко и др. [1960] описаны гипергенная гидратация и хлоритизация слоистых силикатов. Как правило, зоны мартитизации магнетита, гидратации и окисления слоистых силикатов развиты на уровнях, располагающихся ниже уровня грунтовых вод, и являются аналогами зон цементации и вторичного сульфидного обогащения. Это, по данным В.П. Петрова [1967], обусловлено процессами обессеривания железных руд на КМА и в Кривом Роге в зоне выветривания и наиболее четко проявлено на Удоканском месторождении, где процессы мартитизации магнетита и глубинного выветривания слюд сопряжены с халькозинизацией борнита. Для течения указанных процессов необходимо присутствие свободного кислорода. Прямые определения содер-

жания кислорода, выполненные А.И. Германовым [1956] на рудных месторождениях Средней Азии, Казахстана и Кавказа, показали, что присутствие его устанавливается на глубинах до 200—300, а иногда до 900—1000 м от поверхности. Приведенные данные вполне определенно свидетельствуют о принципиальной возможности процессов окисления на значительных глубинах. Интенсивность окисления сульфидов и магнетита, как показано В.П. Петровым [1967], контролируется также тектоникой и нередко в этой связи имеет линейный характер на фоне площадных кор выветривания. Приведенный выше материал по Удокану также свидетельствует об усилении процессов окисления в связи с зонами тектонической активности.

В свете современных представлений о корах выветривания, участки борнит-халькозиновых руд с вторичным халькозином, в которых присутствуют гидратированные и окисленные слоистые силикаты, следует рассматривать как части своеобразной зоны вторичного сульфидного обогащения, в отдельных местах приближенные к дневной поверхности в связи с эрозией и тектоническими процессами. Формирование зоны вторичного сульфидного обогащения можно представить как окисление магнетита до гематита и борнита до халькозина. Освобождающееся при этом Fe частично выносится в сульфатной форме. Часть Fe фиксируется в халькопирите, образуя в результате избытка Fe при халькозинизации борнита. При этом образуются решетчатые структуры борнит-халькопиритового и борнит-халькопирит-халькозинового составов.

Возраст древней коры выветривания на Удоканском месторождении может быть определен лишь как доледниковый. Нижняя ее граница неизвестна.

Современное минералообразование в условиях криолитозоны

В предыдущем разделе показаны существование двух этапов в формировании зоны окисления на Удоканском месторождении и соответствие преимущественного развития сульфатного типа окисленных руд позднему этапу с разрывом во времени и наложением на карбонатный тип. С.С. Смирнов [1955] видел недостаток схем предшествовавших исследователей в отсутствии связи между их климатическими реконструкциями и палеогеографическими данными, но сам дал объяснение зональности зоны окисления Коунрада в связи с тектоническими и климатическими изменениями. В.Н. Разумова [1956] также усматривает в смене климата причину появления зонально построенных кор выветривания. В.П. Петров [1967], ссылаясь на И.И. Гинзбурга, основную причину появления зональности видит только в стадийности процесса формирования коры выветривания. Имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет утверждать, что формирование зональности коры выветривания происходит в результате как стадийности минералообразования, когда поздние, более характерные для зоны гипергенеза минералы проникают в глубокие части изменяющегося участка земной коры, замещая ранние при стабилизации климата, так и в результате резких изменений климатических условий. Примером такого наложения является Удоканское месторождение.

Уже было показано, что на месторождении широко развиты две сульфатные минеральные ассоциации, развитые по карбонатно-силикатным: долерофанит-(сульфат железа)-антлерит-удоканит-брошантит-гипс и долерофанит-(халькокианит)-миропольскит-(бассанит)-гидроантлерит-гидроброшантит-гипс.

Приведенные минеральные парагенезисы развиты в верхних частях Удоканского месторождения в условиях криолитозоны, характеристика которой дана в работах И.Н. Вотякова, Ю.Г. Шасткевича и др. [Геокриологические условия..., 1966].

Большинство исследователей Удоканского месторождения полагало, что в период развития криолитозоны процессы минералообразования приостановлены и зона окисления месторождения представляет собой результат доледникового гипергенеза.

Физико-химические исследования мерзлых пород [Тютюнов, 1961] убедительно доказывают ошибочность представления о прекращении практически всех процессов химического преобразования и выветривания пород при отрицательных температурах. Подтверждением сказанному являются следующие примеры.

В штольне 3, в 600 м от ее устья, где температура воздуха и пород $-2 \div -4^\circ$, Ю.П. Безродных в 1964 г. были обнаружены кристаллы халькантита размером до 2,5 мм, выросшие на алюминиевую проволоку, часть которой, лишенная кристаллов халькантита, была покрыта инеем и тонким слоем льда. В той же штольне найдены обломки руды и щепок, сцементированные халькантитом, брошантитом и другими водными сульфатами меди. В штольне 1 (квершлаг 5) одним из авторов тогда же были обнаружены обломки льда, спаянные халькантитом и антлеритом, и найдены мелкие кристаллы этих же минералов Cu, выросшие на кристаллы льда.

В штольне 2, в 50 м от устья квершлага 9 (1700 м от устья штольни; 350 м от дневной поверхности), расположена зона дробления мощностью 70 см, трещины в которой заполнены льдом, гидроцианитом, антлеритом, брошантитом или халькантитом. Антлерит образует тонкие прожилки во льду и нарастает на него. Эти факты убеждают в том, что окисление сульфидов происходит в настоящее время непосредственно в массиве рудного тела без возможного влияния горных выработок.

Подобный тесный парагенезис льда, водных и безводных сульфатов Cu в том числе (когда последние имеют явно более поздний возраст), достаточно убедительно показывает, что процессы минералообразования в горных породах протекают и при отрицательных температурах.

Из приведенных примеров видно, что со льдом ассоциируют антлерит, гидроцианит, халькантит и реже брошантит. Наличие этих минералов вообще является особенностью зоны окисления Удоканского месторождения.

Как известно, мало- и безводные минералы Cu (особенно сульфаты) характерны для месторождений, расположенных в условиях аридного климата с высокими положительными средними годовыми температурами (Чиквикамато в Чили [Bangu, 1938], в Аризоне [Williams, 1963], Джекказган в

Казахстане). Удоканское месторождение расположено также в условиях сухо-го резко континентального климата, но со средними годовыми температурами ниже нуля. Общими для обоих случаев являются условия с дефицитом воды в жидкой фазе, при которых устойчивы мало- и безводные сульфаты Cu, Fe, Ca.

Известно [Смирнов, 1955], что сульфаты всегда представляют собой продукты начальных стадий развития зоны окисления. На Удоканском месторождении наблюдаются случаи нарастания сульфатов (брошантит, антлерит, халькантит, бассанит, гипс) на малахит, азурит, хризоколлу и другие минералы, образующиеся в более позднюю стадию становления зоны окисления.

Сопоставление описанных факторов еще раз приводит к выводу о формировании зоны окисления в два этапа — доледниковый, с обычной для умеренного климата минералогией, и более поздний, охватывающий весь период существования зоны окисления в многолетнемерзлом состоянии, для которого характерны маловодные сульфаты меди (табл. 2.6).

Приуроченность зоны окисления к зонам активной трещиноватости, т.е. к зонам недавних тектонических подвижек, что проявляется в линейности распределения окисленных руд, также подтверждает наличие второго этапа.

Образование долерофанита, халькантита, антлерита, халькантита и сульфатов Fe при окислении сульфидов Cu и Fe сопровождается, как известно [Смирнов, 1955; Бугельский, 1962; Гаррелс, 1962], значительным выделением тепла. Экзотермический характер окислительных процессов позволяет объяснить аномалии температурного поля многолетнемерзлых пород, отмеченные на трех участках Удоканского месторождения вблизи рудного тела [Шасткевич, 1966].

Таким образом, процесс минералообразования в современную эпоху в условиях криолитозоны имеет место и характеризуется последовательностью долерофанит — халькантит — (миропольскит) — халькантит — антлерит — удоканит — брошантит (гипс). Этот порядок обусловлен изменением концентрации сульфат-иона и pH. В начальные стадии процесса окисления, когда концентрация SO_4^{2-} велика, кристаллизуются долерофанит, халькокианит и халькантит, далее с интенсификацией процесса концентрация SO_4^{2-} уменьшается с одновременным увеличением воды в жидкой фазе и образуются не только антлерит и брошантит, но даже удоканит, гидроантлерит и гидроброшантит. Такое течение процесса полностью подтверждается установленной последовательностью минералообразования и согласуется с известными экспериментальными данными [Система минералогии..., 1953; и др.].

Удоканское месторождение Cu имеет хорошо сформированную зону окисления. В связи с гипергенными процессами наряду с сульфидными рудами широко развиты окисленные. Среди окисленных руд на основе изучения минеральных парагенезисов по минеральному составу выделяются карбонатные (малахит, сульфиды, гидроксиды Fe и Mn) и сульфатные, состоящие из антлерита, гидроантлерита, брошантита, гидроброшантита, удоканита. Минералы группы антлерита резко преобладают над минералами группы брошантита.

Таблица 2.6

Наиболее важные минералы зоны окисления Удоканско-Чинейского рудного района

Минерал	Химическая формула
Древняя зона окисления	
Малахит	$\text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$
Азурит	$\text{Cu}_3(\text{OH})_2(\text{CO}_3)_2$
Кальцит	CaCO_3
Антлерит	$\text{Cu}_3(\text{OH})_4[\text{SO}_4]$
Брошантит	$\text{Cu}_4(\text{OH})_6[\text{SO}_4]$
Гетит	HFeO_2
Хризоколла	$\text{Cu}_3[\text{Si}_3\text{O}_9] \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Криогенный генезис	
Гидроантлериты	$\text{Cu}_{2,72-2,94}[\text{SO}_4] \cdot (\text{OH})_{3,44-3,87} \cdot 2,44-3,33 \text{H}_2\text{O}$
Гидроброшантиты	$\text{Cu}_{1,5}(\text{SO}_4)_4(\text{OH})_{2,22} \cdot 5,24-6,6 \text{H}_2\text{O}$
Халькантит	$\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Бассанит, β -полугидрат сульфата Са	$2\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Мелантерит	$\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Гидрогетит	$\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Фиброферрит	$\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$
Бескалийевый ярозит (карфосидерит)	$(\text{H}_2\text{O})\text{Fe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Сульфат Cu и Fe	$(\text{Fe}, \text{Cu})\text{SO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Цианотрихит	$\text{Cu}_4\text{Al}_2\text{SO}_4(\text{OH})_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Халькофиллит	$\text{Cu}_{1,8}\text{Al}_2(\text{AsO}_4)_3[\text{SO}_4]_3(\text{OH})_{2,7} \cdot 33\text{H}_2\text{O}$
Лангит	$\text{Cu}_4(\text{OH})_6[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Познякит	$\text{Cu}_4(\text{OH})_6[\text{SO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$
Удоканит	$\text{Cu}_8(\text{OH})_{10}[\text{SO}_4]_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$

Найдены и охарактеризованы новые минеральные виды и разновидности: удоканит — $\text{Cu}_8(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_{10} \cdot \text{H}_2\text{O}$ [Юргенсон и др., 1968], гидроантлерит — $\text{Cu}_6(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_8 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, миропольскит — $\beta \cdot 2\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, гидроброшантит — $\text{Cu}_5(\text{SO}_4)_4(\text{OH})_2 \cdot 5,24\text{H}_2\text{O}$ [Юргенсон, 1973]. Впервые в Забайкалье установлены бескалийевый ярозит (карфосидерит $\{(\text{H}_2\text{O})\text{Fe}_3^{3+}[(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2]\}$), долерофанит, бассанит [Юргенсон и др., 1967]. Для всех минералов получены важнейшие константы на основе оптических, химических, термографических и рентгеноструктурных исследований. При изучении минералогии окисленных руд Удокана получено большое число новых диагностических данных для природных сульфатов Cu, которые рекомендуется использовать в работе всех минералогических подразделений.

Рассмотрен характер пространственного распределения различных минеральных типов окисленных руд и установлено, что карбонатные (сушественно малахит-сульфидные) руды развиты преимущественно на глубоких горизонтах (штольни 2—4 и в глубоких скважинах), сульфатные руды распространены на поверхности и по горизонту штолен 1, 5—7. В зонах распространения существенно сульфатных руд встречаются линзы и подзоны карбонатных парагенезисов и наоборот. Кроме того, выявлена тенденция преимущественного развития карбонатных ассоциаций среди известковистых песчаников.

Выведены коэффициенты окисления по выработкам и установлено, что степень окисления падает с глубиной как в разрезе, так и в плоскости рудных тел. Аномалии изолиний коэффициента окисления с максимальными его значениями имеют форму, вытянутую в субмеридиональном направлении и сопряжены с зонами интенсивной трещиноватости.

Зона окисления Удоканского месторождения имеет четко выраженную зональность, нижние горизонты которой представляют собой своеобразную зону вторичного сульфидного обогащения, в большем числе случаев выведенную на дневную поверхность. Формирование ее связано с процессами халькозинизации борнита и мартитизации магнетита.

При гипергенных процессах происходит рассеивание главного попутного компонента медных руд — Ag в связи с различной миграционной способностью Ag и Cu. Максимальное рассеивание происходит в сульфатных рудах, меньшее — в малахитовых, в которых Ag фиксируется главным образом в самородной форме. Этот фактор должен учитываться при отработке месторождения. Учитывая широкое развитие на месторождении сульфатных руд и низкую извлекаемость из них Cu и Ag, необходима разработка новых технологических схем извлечения.

Зона окисления Удоканского месторождения сформирована в два этапа: древний, протекавший в условиях полусухого, теплого климата, и современный, развивающийся в условиях криолитозоны. Это особый процесс, получивший название криоминералогенеза [Юргенсон, 1996]. Он характеризуется отрицательными температурами, дефицитом воды в жидкой фазе и экзотермичным характером процессов минералообразования.

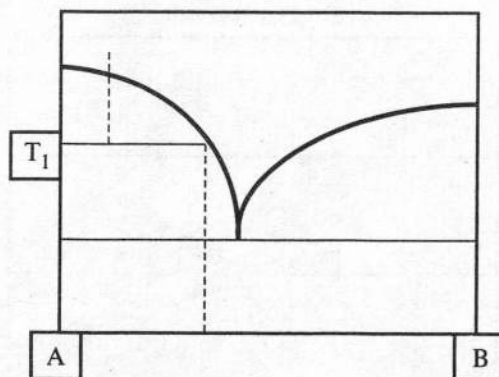
В результате окислительных процессов в отдельных участках криолитозоны возникают талики, фиксирующиеся на фоне развития многолетнемерзлых пород появлением тепловых аномалий. При мерзлотном картировании следует обращать внимание на появляющиеся аномалии и проверять возможность присутствия под ними окисленных верхних частей сульфидных месторождений.

Некоторые особенности геохимии криоминералогенеза

До конца 50-х годов XX в. общепринятым было представление о многолетней мерзлоте как о зоне химического покоя. Однако начиная с 1959 г. в печати появилось значительное число работ, в которых на основании полевых наблюдений, лабораторных экспериментов и теоретических исследований было убедительно показано, что химические процессы при отрицательных температурах могут протекать достаточно интенсивно [Некрасов, 1959; Иванов, 1966; Юргенсон, Безродных, 1966; и др.].

Гидрогеохимическая активность в зоне криогенеза обусловлена наличием в этих условиях жидких водных фаз. Известны два механизма понижения температуры замерзания водного раствора. Первый — криогенное концентрирование. Концентрация раствора определяется температурой, а исходная концентрация до замораживания влияет на количество незамерзающего раствора, но не влияет на его концентрацию (рис. 2.7). Полное замерзание

Рис. 2.7. Фазовая диаграмма, иллюстрирующая криогенное концентрирование растворов.



происходит ниже точки эвтектики, для некоторых систем опускающейся ниже -50°C . Другой механизм — образование пленочных растворов, химически или физически связанных с поверхностью минеральных частиц. В этом случае жидкая водная фаза может сохраняться до очень низких температур (например, в каналах цеолитов до 140 К). Таким образом, существование жидкой водной фазы возможно практически при любых реальных для земной коры отрицательных температурах.

Резкое (в десятки раз) увеличение концентрации раствора при вымораживании в определенной мере компенсирует влияние понижения температуры на скорость химической реакции. Кроме того, колебания температуры, которые с разной периодичностью происходят в многолетней мерзлоте, приводят к морозному растрескиванию горных пород, вследствие чего образуется свежая, более реакционно-активная минеральная поверхность, что также интенсифицирует физико-химические процессы.

На рис. 2.8 показаны результаты проведенных нами [Птицын, 1992] опытов по выщелачиванию окисленной медной удоканской руды серно-кислым раствором при температуре -18°C . Серно-кислый раствор с концентрацией 0,5 % замораживался. Незамерзающий раствор, находящийся в межзерновом пространстве льда, в силу его прозрачности визуально не фиксировался. На поверхность льда помещалась таблетка, вырезанная из окисленной удоканской руды, содержащей карбонат меди — малахит. После этого сверху постепенно намораживался такой же серно-кислый раствор. Опыт проводился в морозильной камере в закрытом сосуде. Через 3 мес были зафиксированы голубые потоки сульфата меди, а через 5 мес на дне сосуда образовался слой незамерзающего раствора, концентрация Cu в котором достигала 22 г/л. За время опыта Cu из руды была извлечена практически полностью. Руда изначально плотная, с пористостью менее 5 % после опыта легко рассыпалась в песок. Аналогичный опыт, но при открытом сосуде, привел к другим результатам (рис. 2.9). Движение раствора вниз не отмечалось. После опыта на стенках сосуда в его верхней части образовались наросты сульфата Cu . Из этих опытов можно сделать следующие выводы:

1. Процессы химического выветривания при отрицательных температурах идут достаточно интенсивно.

2. При открытой поверхности, обеспечивающей возможность испарения раствора, происходят его капиллярное подтягивание и образование характерных для зоны криогенеза выцветов солей.

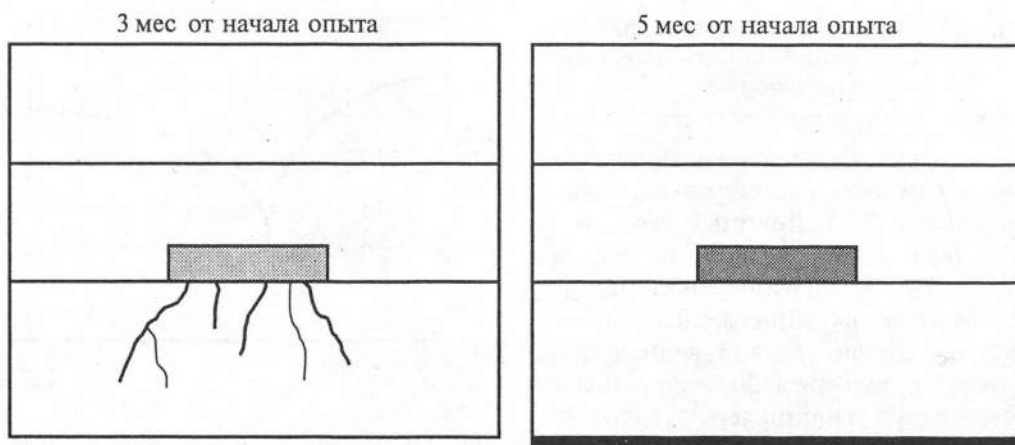


Рис. 2.8. Схема эксперимента по выщелачиванию окисленной удоканской руды серно-кислым раствором (0,5 %) при $t = -18^{\circ}\text{C}$ в закрытом сосуде.

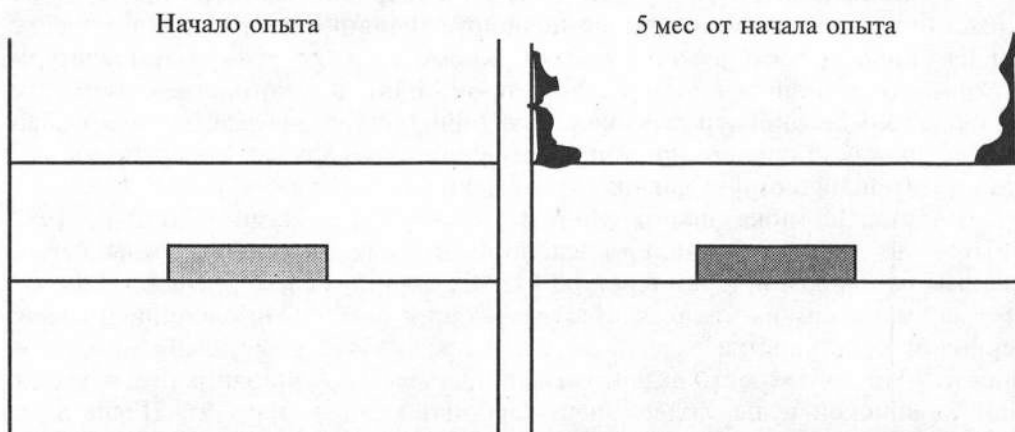


Рис. 2.9. Схема эксперимента по выщелачиванию окисленной удоканской руды серно-кислым раствором (0,5 %) при $t = -18^{\circ}\text{C}$ в открытом сосуде.

3. В случае, когда поверхность покрыта изолирующим слоем, имеют место гравитационная миграция раствора и скапливание его на водоупорном горизонте. Подобным образом могут, например, образовываться внутри- или подмерзлотные скопления высокоминерализованных рассолов. Скорость гравитационной миграции незамерзающего раствора через лед, по нашим оценкам, составляет 1,5—2 см в месяц. При такой скорости 100-метровая криогенная зона окисления на сульфидном месторождении типа Удокана может сформироваться всего за 2 тыс. лет. Возраст же мерзлоты в Кодаро-Удоканском районе по крайней мере 10 тыс. лет (начиная с Сартанского похолодания). В предшествующее Сартанскому похолоданию Каргинское межледниковье климатические и геофизиологические условия были близки к со-

временным, поэтому можно допустить, что криолитозона непрерывно существовала в Северном Забайкалье значительно дольше — около 200 тыс. лет.

Колебания температуры (даже внутри отрицательной области) существенно интенсифицируют процессы выщелачивания (по нашим экспериментальным данным, примерно в 3—5 раз). По современным представлениям в разных горизонтах многолетней мерзлоты колебания температуры происходят с разной периодичностью: суточные, сезонные, годовые и многолетние. Многолетние связаны с климатическими циклами. Они приводят также к смещению границ более коротких колебаний и образованию промежуточных переходных зон. Таким образом, изучение динамики мерзлоты различных типов может дать информацию о тенденциях глобальных изменений климата.

Как уже было показано, для мерзлоты характерно образование специфических минеральных видов, например основных сульфатов, содержащих кристаллизационную воду (табл. 2.6, рис. 2.10). Наши расчеты показали, что образование таких минералов термодинамически выгодно. Эти процессы имеют и практическую значимость, так как приводят к изменению технологических свойств руды.

Сенсационная публикация появилась в *Nature* в 1992 г. [Takenaka et al., 1992]. Ее авторы на основании своих экспериментов утверждают, что скорость окисления азотистых соединений при отрицательных температурах на 5 порядков выше, чем при нормальной температуре. Более подробно эти результаты были описаны позднее [Takenaka et al., 1996]. Причины таких резких изменений в гетерогенной системе при понижении температуры ниже точки фазового перехода воды еще далеко не ясны.

Геохимическое поведение гетерогенных криогенных систем зависит от свойств пленочных водных растворов, так как взаимодействие вода — порода происходит именно с водной пленкой или через нее со свободным раствором. Из литературы известно, что адсорбированные водные пленки имеют толщину 10—20 нм, более высокую (чем свободная вода) плотность, более низкую температуру замерзания и существенно иную диэлектрическую проницаемость. Адсорбированные пленки участвуют в процессе растворения твердой фазы путем образования на ее поверхности комплексных ионов или молекул. Например, на поверхности кварца, которая за счет некомпенсированных связей имеет некоторый избыточный от-

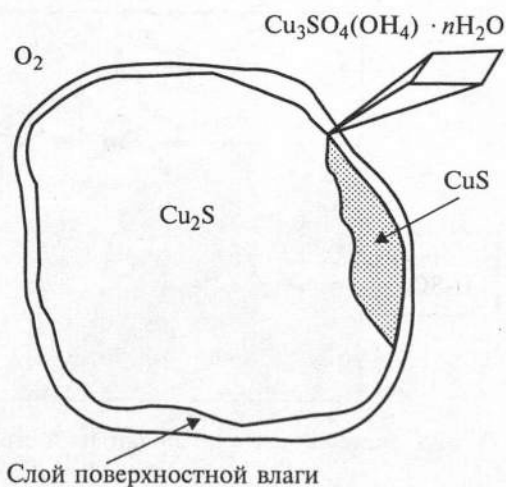


Рис. 2.10. Образование гидроантлеритов при окислении халькозина в среде незамерзающей пленочной влаги.

рицательный заряд, сорбируются ионы водорода, образуя комплексы типа SiOH^0 , SiOH_2^+ и др.

Динамика адсорбции ионов водорода на дисперсной горной породе изучалась нами экспериментально при комнатной температуре при фильтрации серно-кислых растворов через кварцевый песок и раздробленную удоканскую руду. На рис. 2.11 показана схема опыта. На передовом фронте движения раствора его pH возрастает на 4—5 единиц, а затем по мере поступления свежих порций раствора и достижения сорбционной емкости минеральных частиц снижается до исходной величины. Соответственно при фильтрации кислого серно-кислого раствора через окисленную удоканскую руду на передовом фронте раствора малахит практически не растворяется и только в тыловых частях промежуточной зоны появляются пузырьки, указывающие на начало разложения карбоната меди. Описанный опыт является моделью комплексного сорбционно-щелочного геохимического барьера. Его действие в природных условиях приводит к появлению каемок гидроксидов Fe, не-

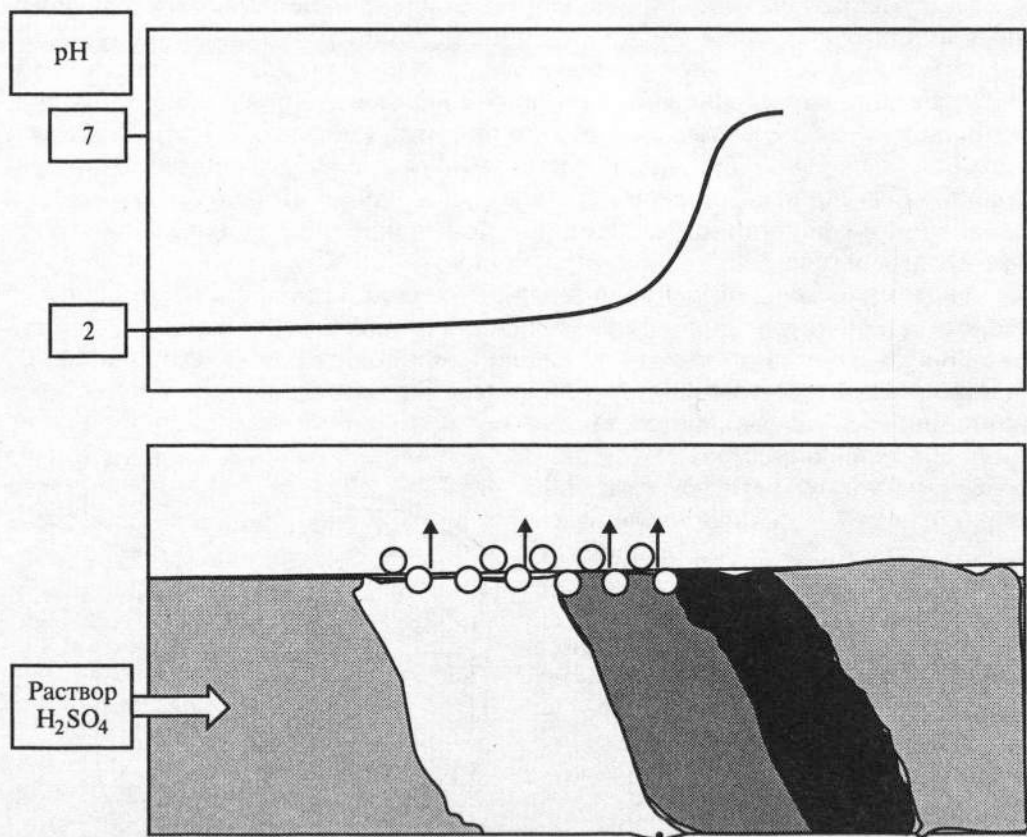


Рис. 2.11. Схема опыта по фильтрации серно-кислого раствора через окисленную удоканскую руду при $t = 20^\circ\text{C}$.

однократно наблюдавшихся нами на Удокане. Такие же каемки получены нами экспериментальным путем при обработке таблеток удоканской руды серно-кислым раствором (рис. 2.12). Плоские поверхности таблетки изолированы синтетическим клеем, чтобы раствор приникал только по радиусу. На рис. 2.12 представлен срез таблетки. В центре находится неизменная малахитовая руда, затем — слой гидроксидов железа, с краев — полностью выщелоченная руда серого цвета.

При отрицательной температуре сорбционно-щелочной барьер будет также и барьером электрохимическим. Это связано с тем, что при замерзании воды на границе вода — лед возникает скачок электрического потенциала, величина которого зависит от химического состава системы, в частности от рН, и может в отдельных случаях достигать нескольких вольт. Из литературы известно, что, подкисляя раствор, можно уменьшить скачок электрического потенциала практически до нуля. Соответствующее значение рН названо «точкой нулевого заряда». Сорбционно-щелочной барьер, как было показано, нейтрализует раствор и, следовательно, удаляет систему от электрического равновесия, усиливая роль электрохимических процессов. Электрохимический тип геохимического барьера в известной классификации А.И. Перельмана отсутствует.

Таким образом, поверхностные явления тонких водных пленок играют очень существенную роль в гидрогеохимических процессах зоны криогенеза. В связи с этим важно понять термодинамический статус адсорбированных водных пленок и их место на фазовых диаграммах состояния. Последнее важно еще и потому, что в высокодисперсных системах с большой удельной поверхностью, к каковым относятся, например, коры выветривания, адсорбированные водные пленки по массе сопоставимы с сухой породой.

Опыт исследования криогенных зон окисления свидетельствует об отличии протекающих здесь процессов миграции элементов и минералообразования по сравнению с условиями более теплого климата. В работе [Юргенсон, 1996] выделяется особый раздел генетической минералогии — криоминералогенез.

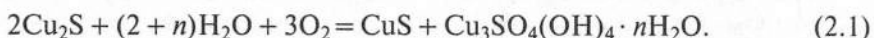
Низкие температуры определяют специфику криогенной миграции и образования устойчивых форм элементов. Развитие процессов окисления проходит как при относительно постоянных температурах в зонах промерзания ($-1 \div -7$ °С), так и в режимах суточных и сезонных колебаний поверхностного слоя оттаивания. В последнем случае имеют место процессы образования аномально активных талых вод [Шварцев, 1998], гравитационного перемещения растворов в мерзлой толще [Птицын, Сысоева, 1988].



Рис. 2.12. Схема опыта по выщелачиванию таблетки окисленной удоканской руды при комнатной температуре.

При отрицательных температурах растворы повышенной концентрации находятся в равновесии со льдом или выпадающими кристаллическими фазами. Большое количество ионных соединений кристаллизуется из переохлажденных рассолов в кристаллогидраты. Ниже температуры эвтектики растворы представляют собой смесь льда и кристаллогидратов (для соединений их образующих).

Рассмотрим возможную реакцию окисления халькозина с образованием гидроантлеритов:



Изменение свободной энергии Гиббса реакции (2.1) оценивается величиной -830 кДж/моль (для стандартных условий). Низкотемпературные отличия потенциалов компонентов сильно не изменяют эту оценку, так как для большинства сульфатов температура двойной эвтектики не опускается ниже -5°C .

В образцах поверхностных слоев, штольневых и озерных вод Удоканского месторождения определены штаммы тионовых бактерий. Роль жизнедеятельности этих организмов в преобразовании сульфидных минералов показана экспериментальными исследованиями. Продукты жизнедеятельности, например культуры *Thiobacillus ferrooxidans*, широко представлены основными сульфатами, образующимися при гидролизе вырабатываемых бактериями ионов типа CuHSO_4^+ , FeHSO_4^{2+} . Гидролизуясь, эти ионы приводят к образованию основных сульфатов рудных элементов. Например, для батлерита это можно представить уравнением



Важную роль в процессах образования основных сульфатов играет высокая скорость протекания биогенного окисления (на несколько порядков выше абиогенного), что является причиной их быстрого накопления и последующей кристаллизации продуктов, особенно в условиях дефицита воды, необходимой для растворения.

Гидрогеохимия

При гидрогеохимическом опробовании Удоканского месторождения в период с 1984 по 2002 г. отобрано более 200 водных проб, которые проанализированы на основные рудные элементы (Cu, Ag, Zn, Pb и др.), в 92 пробах определялись также редкие металлы (Mo, W, Sn). В сеть опробования (рис. 2.13) включались выходы надмерзлотных вод, поверхностные водотоки, капез тающего льда на устьях штолен, наледи. Поток рассеяния в вершине руч. Нирунгнакан опробован дважды, в трех пунктах выполнены кратковременные режимные наблюдения с отбором по 5 проб в течение 20 дней. Гидрогеохимическое опробование проводилось в интервале абсолютных высот 1100—1960 м.

Определение в водах халько- и сидерофильных элементов выполнено атомно-абсорбционным методом после предварительного концентрирования

Пределы обнаружения по ряду компонентов были недостаточны для получения по всем пробам количественных данных по полному кругу анализируемых компонентов. Содержания сульфат-иона в опробованных водах оказались на уровне или ниже аналитически улавливаемых (около 2,0 мг/л), поэтому при определении химического типа вод сульфат-ион в состав анионов не включался. Содержания К в основном не превышали 1 мг/л кроме одной пробы с довольно высокой для данного элемента концентрацией в 5,3 мг/л.

Минерализация вод рассчитана по сумме основных ионов. Наименование химического типа вод дано по нарастанию ионов.

Распределение тяжелых металлов в водах рудного поля

Отметим три особенности месторождения, важные для гидрогеохимических интерпретаций: 1) для всего стратиграфического разреза характерна высокая карбонатность пород, что создает возможность карбонатного барьера в водной миграции рудных элементов; 2) обломки как окисленных, так и сульфидных руд встречаются в руслах водотоков ниже выходов рудной пачки по всему периметру месторождения; 3) медная минерализация не ограничена рудной пачкой, а распространена также в подстилающих и перекрывающих породах.

По результатам опробования, надмерзлотные и поверхностные воды имеют одинаковые макро- и микрокомпонентные характеристики, что объясняется их гидравлической взаимосвязью и отмеченным выше интенсивным водообменом в надмерзлотном горизонте. По анионному составу они гидрокарбонатные, в единичных случаях хлоридно-гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-хлоридные. Среди катионов доминирует кальций, реже отмечается натриево-кальциевый или кальциево-натриевый тип. Воды ультрапресные с величиной минерализации от 6 до 117 мг/л при средней 14,3 и модальной 8,0 мг/л (табл. 2.7). Величины рН изменялись в пределах 5,67—7,64 и в рудных потоках рассеяния, за единичным исключением превышали 6,0. Отсутствие кислых вод объясняется выщелачиванием преимущественно окисленных руд и высокой карбонатностью среды.

Опубликованные гидрогеохимические данные по рудным элементам Удоканского месторождения относятся к рудничным водам и касаются только Си. В частности, в работе [Птицын, Сысоева, 1988] приведены результаты по 12 пробам воды и льда, отобранном на устьях штолен, по которым содержания Си составляли 0,13—6,38 мг/л. По другому сообщению, концентрация Си в пробе льда из штольни 1 достигала 781 мг/л [Климов, 1967]. В этой же работе содержится вывод о неперспективности применения гидрогеохимического метода поисков в гольцовых ландшафтах ввиду необходимости отбора большеобъемных проб для химико-аналитических определений применявшимися в ту пору методами.

По результатам выполненных нами работ, в опробованных водах Удоканского рудного поля концентрации *меди* поля изменялись в широком

Таблица 2.7

**Статистические параметры распределения химических компонентов
в природных водах Удоканского рудного поля**

Компонент	Среднее	Медиана	Мода	Стандартное отклонение	Дисперсия	Минимум	Максимум
pH	6,60	6,48	6,33	0,44	0,19	5,67	7,64
CO ₂	5,12	3,95	3,30	3,20	10,25	1,90	22,00
HCO ₃ ⁻	6,76	4,00	3,10	7,23	52,21	1,20	48,50
Cl ⁻	0,34	0,17	0,17	0,52	0,27	0,17	3,98
F ⁻	0,04	0,02	0,01	0,12	0,01	0,01	1,60
Ca ²⁺	3,25	2,20	2,00	2,96	8,78	0,40	20,00
Mg ²⁺	0,19	0,20	0,10	0,19	0,04	0,02	1,80
Na ⁺	1,11	1,00	0,50	1,13	1,28	0,10	9,10
Минерализация	14,3	11,0	8,0	10,83	117,4	6,0	82,0
Sr	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,06
Fe	82,8	56,0	100,0	85,96	7388,5	22,0	600,0
Mn	6,76	4,40	2,00	8,77	76,9	1,30	91,0
Zn	6,26	5,70	4,00	2,99	8,96	1,60	19,80
Cu	40,10	10,65	4,00	69,77	4868,3	1,90	353,00
Pb	6,60	6,70	8,00	1,75	3,07	0,80	18,50
Ni	1,31	1,20	0,70	0,61	0,37	0,20	6,20
Co	0,85	0,50	0,50	0,58	0,34	0,20	2,10
Ag	1,94	1,40	1,30	3,47	12,03	0,20	31,90
Sn	0,90	0,78	0,13	0,73	0,53	0,11	3,00

интервале — от 1,9 до 353 мкг/л. Их распределение в выборке показывает, что основной массив данных относится к аномальным значениям (рис. 2.14). Верхний предел фоновых содержаний ограничивается величиной 6,3 мкг/л ($IgC_{Cu} = 0,8$). Среднефоновая концентрация соответствует модальной (см. табл. 2.7) и характеризует метаморфические породы (песчаники, сланцы, алевролиты, аргиллиты), не несущие медной минерализации (общее число проб 69). Так, для пород намингинской свиты, перекрывающих рудоносную толщу в ядре Намингинской брахисинклинали, содержания Cu в водах изменялись в пределах 2,2—6,4 мкг/л. Надмерзлотные воды в поле развития пород нижней подсвиты сакуканской свиты имели концентрации Cu 1,9—4,9 мкг/л.

Выходы рудной толщи фиксируются аномалиями по всем дренирующим водотокам. Наиболее высокие концентрации Cu имеют техногенные потоки рассеяния, формирующиеся с участием дренажного стока отвалов и стока из разведочных выработок за счет таяния сезонно накапливающегося льда. В потоке рассеяния по руч. Секущий почти на всем опробованном интервале содержания Cu в водах превышали 100 мкг/л, достигая максимального из выявленных содержаний. Сравнительно медленное снижение и «пилообразный» характер распределения концентраций Cu в техногенных потоках обусловлено достаточно протяженным выходом рудного горизонта и дополнительным поступлением ее из обломков руды по руслам водотоков (см. рис. 2.14). При локальном рудном источнике происходит более резкое падение концентраций.

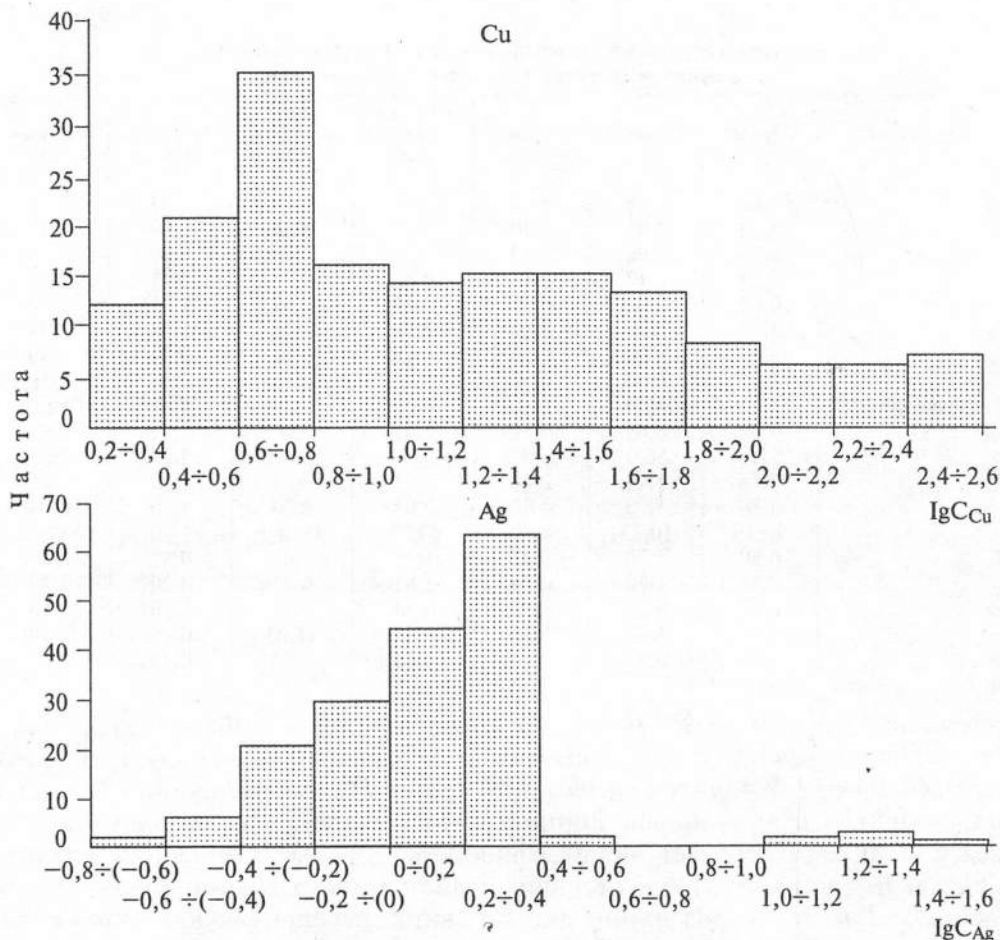


Рис. 2.14. Гистограммы распределения концентраций Cu и Ag в водах Удоканского рудного поля.

В незатронутых или слабонарушенных техногенезом местах содержания Cu в гидрогеохимических ореолах также могут значительно превышать фоновые. Так, в пробе из естественного выхода в вершине левого притока руч. Скользящего концентрация Cu составила 206 мкг/л.

По данным режимных наблюдений, при выпадении атмосферных осадков концентрации Cu могут значительно варьировать, но в потоках рассеяния оруденения всегда остаются аномальными.

Серебро является основным попутным компонентом удоканских руд. Оно концентрируется в борнит-халькозиновых рудах и характеризуется неравномерным распределением. В водах исследуемой территории Ag установлен в концентрациях 0,2—31,9 мкг/л. Своеобразный характер распределения в выборке (см. рис. 2.14) и высокая модальная концентрация (1,3 мкг/л) в первую очередь обусловлены большим числом проб, отобранных на рудных

участках. Определенное значение в обогащении Ag вод может иметь установленная более высокая подвижность Ag в субарктических условиях [Макаров, 1985]. Среднее содержание Ag в подземных водах зоны гипергенеза оценивается в 0,29 мкг/л [Шварцев, 1998] и практически совпадает с его кларком для морской воды [Turekian, 1969].

В геолого-поисковом отношении представляет интерес гидрогеохимическая аномалия в верховьях руч. Каменный, где в пяти точках концентрации Ag составляли 13,6—18,6 мкг/л. Для этого потока рассеяния характерен ореольный тип распределения со снижением концентраций по потоку (см. рис. 2.14, профиль III—III), подтверждающий его рудную природу. Только в стоке из-под штольни на участке Западный Ag содержалось больше — 31,9 мкг/л. Наиболее высокие содержания Ag в серно-кислых водах медно-колчеданных и некоторых других типов месторождений на Урале составляли 0,1—0,3 мг/л [Гаев, 1982], в щелочных водах рудных месторождений они ниже — до 60 мкг/л [Основы..., 1983].

Свинец и цинк характеризуются совместным распространением с Cu в месторождениях медистых песчаников, но в рудах месторождений Кодаро-Удоканской зоны содержания их в целом низкие [Безродных, 1969]. Соответственно низкие концентрации обоих металлов и в водах потоков рассеяния, хотя Zn является признанным универсальным индикатором при гидрогеохимических поисках рудных месторождений любого типа [Основы..., 1983]. Содержания его в водах рудного поля не только по среднему, но и по максимальному значению (см. табл. 2.7) ниже среднего для вод области многолетней мерзлоты (27,4 мкг/л по [Шварцев, 1998]). Содержания Pb в водах изученной площади, напротив, более высокие по сравнению со средними для вод той же области и по статистическому среднему превосходят их в 4,3 раза.

Заметное повышение концентраций Zn отмечается в потоке рассеяния на участке Шумный-Крутой. Средние концентрации Cu и Zn в потоке равны соответственно 98,5 и 12,0 мкг/л (по 3 точкам), превышение содержания Zn над модальным в 3 раза. По руч. Каменному в гидрогеохимическом ореоле Ag содержание Zn также повышено (среднее 13,4 мкг/л). В распределении в водах потоков рассеяния Pb видимой связи с медным оруденением не наблюдается.

По данным анализа, корреляция в парах Cu — Pb, Cu — Zn и Zn — Pb в целом по выборке отсутствует. Это обстоятельство можно объяснить характером статистической совокупности, в которую вошли, по всей видимости, частные выборки с различными взаимосвязями переменных. В подтверждение сошлемся на результаты факторного анализа (R-метод). В фактор 2 (дисперсия 13 %) Zn и Cu вошли с противоположными по знаку значимыми нагрузками; в факторе 4 (9 %) Zn, Cu, Pb вместе с Ni, Ag и Sn имеют одинаковые положительные нагрузки; в факторе 5 (7 %) знаки нагрузок у Zn и Pb различны. Причина статистической неоднородности массива проб, большей частью отобранных в потоках рассеяния оруденения, по сути своей генетическая и вызвана различной миграционной подвижностью рассматри-

ваемых химических элементов не только в нынешних ландшафтно-геохимических условиях, но и на предшествующих этапах формирования зоны окисления месторождения.

Никель для рассматриваемого типа медно-сульфидного оруденения не характерен, что находит отражение в распределении его в надмерзлотном стоке опробованной площади. Концентрации Ni варьировали в узком интервале, а среднее содержание (см. табл. 2.7) было ниже среднего для вод мерзлотной провинции (1,77 мкг/л по [Шварцев, 1998]). Для сравнения отметим, что в водах потоков рассеяния Чинейского медно-сульфидного месторождения, связанного с габброидным плутоном и несущего сопутствующую никель-кобальтовую минерализацию, содержание Ni, по нашим данным, достигало 280 мкг/л. Данное месторождение расположено вблизи Удокана в той же ландшафтно-климатической зоне.

В рассматриваемом рудном поле слабоконтрастный ореол с содержанием Ni до 3 мкг/л (см. рис. 2.13, бассейн руч. Заозерного) отражает, по-видимому, влияние дайки габбро-диабазов, относящейся к тому же базитовому комплексу. Ореол сопровождается повышением концентраций Cu до 33,8 мкг/л при среднем по 8 пробам в 12 мкг/л. Вблизи дайки другого состава (лампрофиров) отобрана проба с максимальным по выборке содержанием Ni (6,3 мкг/л). Концентрация Cu в этой точке также аномальна — 115 мкг/л.

Кобальт (аналитически улавливаемые концентрации) при пределе обнаружения 0,1 мкг/л выявлен только в 22 пробах. Большинство их отобрано на северо-западном фланге рудного поля. Содержания Co не превышали 2,1 мкг/л, тогда как в водах упомянутого Чинейского месторождения достигали 51,5 мкг/л. Как показывает опыт гидрогеохимических исследований в Забайкалье, концентрации $Co > 1$ мкг/л следует считать аномальными. Выделенный на этом основании ореол (см. рис. 2.13) в истоках руч. Блуждающий формируется в контурах рудной пачки. Остальной поток по этому ручью имеет, по всей вероятности, другой источник металла, поскольку дальность водной миграции Co от места выноса, судя по Чинейскому месторождению, не превышает 500 м. Таким источником может быть механический поток рассеяния по ручью, в том числе в виде рудных обломков, или сульфидная минерализация в коренных породах на участках дренирования надмерзлотных вод. Обычно Co концентрируется в пирите, поэтому более вероятно, что гидрогеохимический ореол, как и аномальные точки за его пределами, указывает на проявление процессов пиритизации. В таком случае данные по Co представляют интерес с точки зрения оценки золотоносности метапесчаников и сланцев. Отсутствие парагенетической связи Co с медной минерализацией в какой-то степени подтверждается слабой отрицательной корреляцией его с Cu ($r = -0,29$).

Олово из редких металлов наиболее широко распространено в водах рудного поля, выявлено в 93,5 % проб. Этот факт можно рассматривать как доказательство отмеченной В.Н. Макаровым [1985] более интенсивной миграции Sn в зоне криогенеза, поскольку в южных районах Забайкалья встречаемость его в водных пробах много ниже. Однако среднее содержание Sn на

опробованной площади выше среднего в водах области многолетней мерзлоты, соответственно 0,90 и 0,38 мкг/л. Заметно общее повышение содержания элемента в водах потока рассеяния на участке Шумный-Крутой, по руч. Ущелистому и на участке штольневых отвалов по руч. Нирунгнакан. В корреляционной матрице положительная связь Sn наблюдается только с Zn ($r=0,31$), что указывает на концентрацию Sn в сфалерите. В факторном анализе, как отмечалось выше, выделяется фактор со значимыми нагрузками основных рудных элементов, свидетельствующий о вкладе рудного источника в общую дисперсию распределения Sn в водах.

Вольфрам обнаружен в водных пробах в 20,4 % случаев. По литературным данным, W присутствует в водах в аналитически улавливаемых концентрациях (при пределе обнаружения 0,5 мкг/л) только в трех типах аномалий: в минеральных озерах, в азотных термах и в гидрогеохимических ореолах его месторождений [Крайнов, 1973]. В последнем случае концентрации W наиболее низкие и, как правило, не выходят за пределы 10 мкг/л, а коэффициенты водной миграции исчисляются единицами. Используемая нами химико-спектральная методика позволяет обнаруживать исследуемые редкие элементы при концентрациях не ниже 0,1 мкг/л. В ходе гидрогеохимических исследований в Забайкалье были получены данные о присутствии W в заметных количествах (первые микрограммы на литр) в некоторых других типах вод, в частности в трещинных водах редкометалльных гранитов.

В водах рассматриваемого рудного поля W установлен в концентрациях 0,15—8,1 мкг/л, по большинству проб содержания превышали 1,0 мкг/л. Основное количество водных проб с W приходится на юго-восточный фланг месторождения в пределах выделенного ореола (см. рис. 2.13).

Максимальная концентрация металла выявлена в пробе из-под рудного отвала разведочной штольни на участке Западный. Связь этой аномалии и некоторых других с медным оруденением очевидна, W постоянно присутствует в рудном концентрате [Чечеткин и др., 1995]. Однако по ряду точек, особенно в границах гидрогеохимического ореола, природа аномалий неясна. Шеелит, как возможный источник металла, на месторождении редок [Кренделев и др., 1983а]. Возможно, концентраторами W являются слюды, на что может указывать положительная корреляция W с K (0,45), Mg (0,34) и Cl (0,55). Из-за малого объема выборки коэффициенты корреляции являются ориентировочными.

Необычна для W положительная корреляция с Mn (0,56) и Fe (0,34), гидроксиды которых являются активными его сорбентами и осадителями. Возможно, в природе этой корреляции кроется причина исключительно высокой для данного металла миграционной подвижности — коэффициент водной миграции достигает цифры 250 по точкам, не имеющим видимой связи с медным оруденением (в расчете принято среднее содержание W в осадочных породах).

Молибден обнаружен только в 4 пробах воды с наибольшей концентрацией 2,5 мкг/л. Он является примесным элементом руд, но содержания его в рудах низкие, а распределение — неравномерное. Источник Mo в водах рудный.

Железо и марганец характеризуются значительно меньшими содержаниями в водах рудного поля, чем в водах области многолетней мерзлоты. Объясняется это высокой интенсивностью водообмена и низким содержанием в водах органических веществ, определяющим накопление Fe и Mn в природных растворах вследствие образования металлоорганических комплексов.

Формы миграции меди и ее минеральные равновесия в гидрогеохимических ореолах

По расчетам А.Б. Птицына (1992), при величине pH около 6,5 и химическом составе раствора, близком к составу поверхностных вод Удоканского месторождения, основными формами Cu являются недиссоциированные комплексы CuSO_4^0 и CuCO_3^0 , при pH = 7,0 доминирует форма CuCO_3^0 и при pH = 7,5 наиболее значимым становится комплекс $\text{Cu}(\text{CO}_3)_2^{2-}$. Наши расчеты по конкретным составам вод дают несколько иную картину форм нахождения Cu в водах потоков рассеяния Удоканского месторождения. В ультрапресных водах с минерализацией первые десятки миллиграммов на литр в слабокислой среде, как видно из табл. 2.8, преобладает ион Cu^{2+} , с повышением pH доля простой ионной формы резко снижается и уже в нейтральной области не превышает несколько процентов. Основными становятся гидроксо- и карбонатные комплексы. Одновременно, несмотря на уменьшение концентраций иона меди, воды из неравновесных становятся насыщенными по малахиту. Произведения активностей малахитобразующих ионов по пробам 86 и 106 с участка Западный составляли соответственно $10^{-32,71}$ и $10^{-33,26}$ при произведении растворимости малахита $10^{-33,76}$ [Лурье, 1979], тогда как по пробе № 31 при той же концентрации Cu, что и в пробе № 86, равновесие не достигалось.

Аналогичный вывод в отношении малахита получен по Чинейскому месторождению. Разница только в том, что равновесная фаза там представлена также азуритом [Погребняк и др., 1987]. В исследованных нами водах потоков рассеяния Удоканского месторождения равновесие с азуритом не достигается. Неравновесны опробованные воды и с сульфатами Cu.

Основными минералами Cu в зоне окисления являются малахит и брошантит, при этом первый преобладает в приповерхностной зоне, а второй составляет основу минеральной ассоциации окисленных руд на глубине. Считается, что образование малахита происходило преимущественно в доледниковую эпоху при влажном теплом климате, тогда как брошантит формируется в современных условиях. Образование брошантита объясняется дефицитом свободной воды в условиях низких отрицательных температур, что приводит к концентрированию минералообразующих компонентов в незамерзающих водных пленках [Юргенсон, Безродных, 1966]. Выполненный расчет минеральных равновесий и прямые наблюдения указывают на образование малахита в условиях дневной поверхности. Что касается брошантита, то физико-химические характеристики водной среды здесь не соответствуют параметрам обстановок его формирования. Поверхностные и надмерзлотные воды

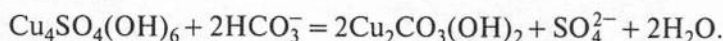
Таблица 2.8

Формы миграции Cu в водах потоков рассеяния рудного участка Западный
(концентрации компонентов в моль/л; рК по [Савенко, Шаталов, 1998])

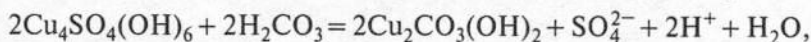
Компонент	рК компонента	рН = 6,41 (проба № 31)		рН = 7,02 (проба № 86)		рН = 7,5 (проба № 106)	
		Концентрация	%	Концентрация	%	Концентрация	%
Cu ²⁺	—	4,2 · 10 ⁻⁶	82,4	1,7 · 10 ⁻⁶	34,1	7,1 · 10 ⁻⁸	5,9
CuOH ⁻	6,66	5,3 · 10 ⁻⁷	13,4	8,8 · 10 ⁻⁷	17,7	9,9 · 10 ⁻⁸	8,2
Cu(OH) ₂	13,91	2,6 · 10 ⁻⁷	1,2	1,7 · 10 ⁻⁶	33,9	5,8 · 10 ⁻⁷	48,2
Cu(OH) ₃ ⁻	16,69	4,3 · 10 ⁻¹²	< 0,1	9,8 · 10 ⁻¹¹	< 0,1	1,1 · 10 ⁻¹⁰	< 0,1
Cu(OH) ₄ ⁻	16,47	7,1 · 10 ⁻²⁰	< 0,1	6,0 · 10 ⁻¹⁸	< 0,1	2,1 · 10 ⁻¹⁷	< 0,1
CuF ⁺	1,54	2,1 · 10 ⁻¹²	< 0,1	1,7 · 10 ⁻¹⁰	< 0,1	2,0 · 10 ⁻¹¹	< 0,1
CuCl ⁺	0,74	1,1 · 10 ⁻¹⁰	< 0,1	4,8 · 10 ⁻¹¹	< 0,1	3,5 · 10 ⁻¹¹	< 0,1
CuCl ₂ ⁰	0,69	4,5 · 10 ⁻¹⁶	< 0,1	2,0 · 10 ⁻¹⁶	< 0,1	2,8 · 10 ⁻¹⁵	< 0,1
CuBr ⁺	1,13	3,4 · 10 ⁻¹¹	< 0,1	1,5 · 10 ⁻¹¹	< 0,1	4,3 · 10 ⁻¹⁴	< 0,1
CuHCO ₃ ⁺	2,4	4,4 · 10 ⁻⁸	1,1	5,6 · 10 ⁻⁸	1,1	1,2 · 10 ⁻⁸	1,0
Cu(HCO ₃) ₂ ⁰	4,2	1,2 · 10 ⁻¹⁰	< 0,1	4,4 · 10 ⁻¹⁰	< 0,1	5,9 · 10 ⁻¹⁰	< 0,1
CuCO ₃ ⁰	6,75	6,8 · 10 ⁻⁸	1,4	6,5 · 10 ⁻⁷	13,0	4,4 · 10 ⁻⁷	36,5
Cu(CO ₃) ₂ ²⁻	9,92	9,1 · 10 ⁻¹³	< 0,1	5,9 · 10 ⁻¹¹	< 0,1	2,6 · 10 ⁻¹⁰	< 0,1
CuSO ₄ ⁰	2,34	2,2 · 10 ⁻⁸	0,4	9,9 · 10 ⁻⁹	0,2	3,5 · 10 ⁻¹⁰	< 0,1
Cu(SO ₄) ₂ ²⁻	3,4	6,0 · 10 ⁻¹²	< 0,1	2,7 · 10 ⁻¹²	< 0,1	2,9 · 10 ⁻¹⁴	< 0,1
Сумма...	—	5,0 · 10 ⁻⁶	100	5,0 · 10 ⁻⁶	100	1,2 · 10 ⁻⁶	100

слабо минерализованы. Уже по одной этой причине брошантит на дневной поверхности должен быть неустойчив и подвергаться растворению или замещению карбонатами Cu.

Условия такого замещения определяются реакцией преобразования брошантита в малахит:



Из нее следует, что константа равновесия в системе брошантит — малахит определяется соотношением концентраций сульфат- и гидрокарбонат-ионов, т.е. $K = [\text{SO}_4^{2-}]/[\text{HCO}_3^-]^2$. Согласно расчетам [Птицын, 1992], при нормальных условиях $K = 10^{5,11}$, а при температуре -8°C $K = 10^{5,02}$. В опробованных ореольных водах это отношение не поднимается выше $10^{-1,76}$, что означает неустойчивость брошантита в зоне гипергенеза и протекание процесса замещения его малахитом в случае насыщенных растворов. Если считать, что равновесие в системе брошантит — малахит контролируется реакцией



константа которой по тому же источнику равна $10^{-7,6}$, то и в этом случае брошантит в зоне гипергенеза должен разлагаться, так как отношение задающих параметров в водах не превышает 10^{-12} . Из данной реакции следует, что брошантит образуется и сохраняется на глубине благодаря кислой среде и высоким концентрациям сульфат-иона при низком парциальном давлении углекислоты. По-видимому, углекислота, выделяющаяся при замещении каль-

цита гипсом, обеспечивает преобразование в малахит только небольшой доли брошантита. В условиях дневной поверхности при доступе атмосферного и почвенного углекислого газа и снижении концентрации сульфат-иона за счет избытка свободной воды брошантит термодинамически неустойчив и в случае насыщенных растворов должен замещаться малахитом.

Изложенные результаты впервые дают конкретный количественный материал по водной миграции широкого круга рудных и сопутствующих элементов на таком уникальном объекте, каким является Удоканское месторождение медистых песчаников. Основные выводы следующие.

Содержания в ультрапресных надмерзлотных и поверхностных водах изученных металлов, несмотря на наличие крупного рудного источника, мало отличаются от фоновых значений для вод области многолетней мерзлоты. Только по основному рудному элементу (Cu) образуются контрастные гидрогеохимические аномалии, которые усиливаются при техногенном изменении природных условий. Максимальные концентрации ее ограничиваются карбонатным барьером, равновесная фаза, по результатам термодинамических расчетов, представлена малахитом. Его растворимостью будут контролироваться содержания Cu в дренажном стоке при отработке месторождения. Широко распространенный в окисленных рудах сульфат Cu брошантит в условиях дневной поверхности неустойчив.

Ландшафты

Специальных комплексных исследований ландшафтной структуры и морфологической структуры ландшафтных комплексов на этой территории до последнего времени не проводилось. Они всегда были подчинены какой-то утилитарной цели. Так, В.С. Преображенский с коллегами (1957—1960 гг.) по заданию Совета по размещению производительных сил при АН СССР изучали природные условия и ландшафты малых котловин таежно-гольцового Станового нагорья в целях выбора площадок для строительства инфраструктуры горно-рудных предприятий [Александрова, Преображенский, 1964]. И.А. Некрасов, Г.Ф. Гравис и др. (Удоканская геокриологическая экспедиция Института мерзлотоведения) в 1961—1967 гг. при составлении мерзлотно-литологической карты использовали метод ландшафтной индикации [Некрасов и др., 1967]. Наши исследования ландшафтной структуры и прежде всего морфологии ландшафтов были направлены на изучение естественной и антропогенной динамики наиболее распространенных, редких и уникальных природных комплексов, попадающих в зону освоения месторождения и тех из них, которые могут быть использованы в качестве природных аналогов инженерных сооружений (отвалов, оснований геотехнологических сооружений и т.п.). Поскольку естественная динамика геокриосистем во многом обусловлена изменением структуры теплового баланса, то именно этому аспекту функционирования геокриосистем нами уделено основное внимание.

Территория Удоканского месторождения Си согласно схеме физико-географического районирования [Ландшафты..., 1977] входит в состав Каларо-Удоканского горно-таежно-гольцового округа Восточно-Забайкальской горно-таежно-гольцовой провинции Байкало-Джугджурской горно-таежной области, а по схеме природного районирования В.С. Преображенского и др. — Удоканского гольцового и таежного района природного округа Станового нагорья [Типы..., 1961].

В пределах центральной части хр. Удокан преобладают экосистемы бореально-таежного комплекса природных условий. Учитывая горный характер местности, неправомерно говорить о смене широтно-зональных типов ландшафтов: здесь можно наблюдать только один такой тип — таежный, представленный среднетаежным подтипом, характеризующийся преобладанием лиственничных лесов часто с примесью мелколиственных (*Betula pendula*, *Duschekia fruticosa*). Специфические ландшафтообразующие эффекты (барьерно-теневой и подгорный) усиливают проявление высотной поясности. В связи с этим целесообразнее рассматривать высотно-поясные типы ландшаф-

тов, развитие которых соответствует закономерностям высотной дифференциации.

В пределах центральной части хр. Удокан группа высотно-поясных типов ландшафтов включает три их типа (рис. 3.1): лесной (горно-таежный), подгольцовый и гольцовый. В лесном и подгольцовом поясах можно выделить по 2 подпояса. Высотная граница между таежным и подгольцовым поясами располагается на высоте 1250—1550 м. В лесном поясе преобладает тайга лиственничная с хорошо развитым кустарничковым ярусом с лишайниковым и лишайниково-зеленомошным покровами. В подлеске преобладают *Betula divaricata*, *Duschekia fruticosa* и *Pinus pumila*. Пояс высот от 1230—1550 до 1650—1920 м представлен подгольцовым редколесьем, зарослями *Pinus pumila* (изредка криволесье из *Duschekia fruticosa* и *Betula fruticosa*), перемежающимися рединами. Выше 1650—1920 м господствует гольцовый пояс с горными тундрами: лишайниковыми (кладониевыми, цетрариевыми и алекториевыми), изредка встречаются фрагменты альпийской растительности, распрост-

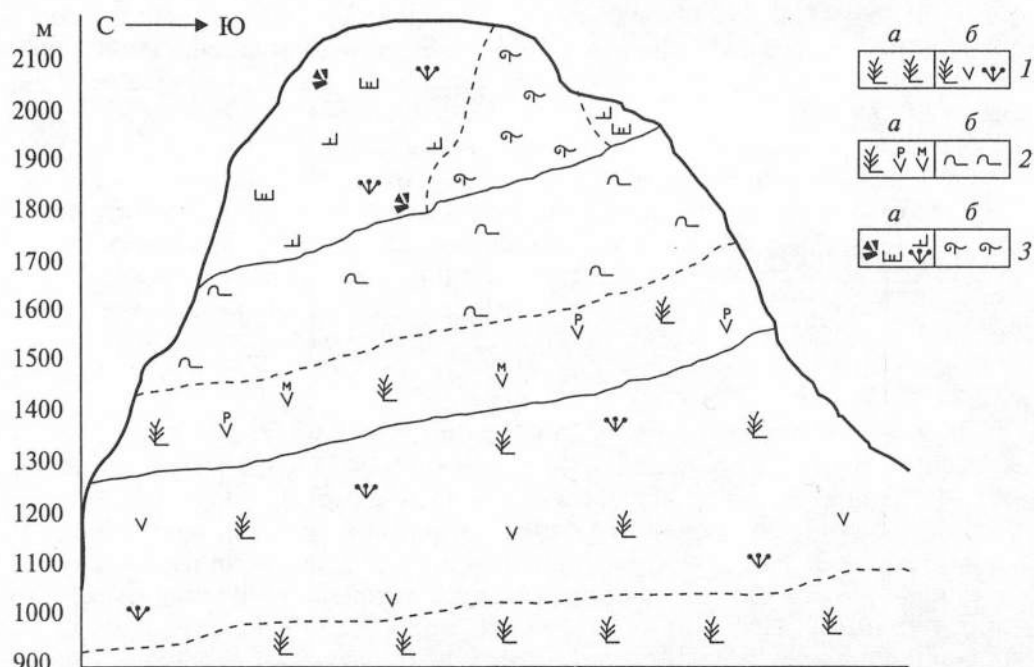


Рис. 3.1. Вертикальная поясность в распределении ландшафтов ключевого участка в центральной части хр. Удокан (Становое нагорье).

1 — лесной пояс (а — с горной лиственничной тайгой ограниченного развития, б — редуцированного развития с подлеском из березы кустарничковой и багульника болотного); 2 — подгольцовый пояс (а — с лиственничным редколесьем с кедрово-стланиковыми зарослями и лиственничными рединами с подлеском из можжевельника сибирского и рододендрона Редовского, р. Адамса и р. золотистого, б — куртинами кедрового стланика); 3 — гольцовый пояс (а — с лишайниковыми (кладониевыми, цетрариевыми и алекториевыми) и кустарничковой тундрами, б — альпийскими и субальпийскими лужайками).

ранены высокогорные болота. Основные биогидроклиматические показатели выделенных высотно-поясных типов ландшафтов представлены в табл. 3.1.

К числу основных ландшафтоформирующих факторов на этой территории можно отнести, во-первых, активные неотектонические движения, создавшие каркас хребта; во-вторых, древнее оледенение, следы которого в условиях активного проявления современного позднеледниковья (терминология В.С. Преображенского, [1966]) имеют морфологическую молодость; в-третьих, преобладающий западный влагоперенос, создающий различные условия на наветренных и подветренных склонах и обуславливающий их ландшафтную асимметрию: на внешних наветренных склонах преобладает комплекс альпийских явлений, в то время как на внутренних подветренных — комплекс гольцовых явлений и процессов; и, наконец, в-четвертых, доминирование во флоре североазиатских видов, тогда как на соседнем хр. Кодар доминируют циркумполярные виды, а также преобладающее положение по уровню богатства видами кустарниковых сообществ [Швецова, 2000]. Эти причины в разной степени определяют направление развития экзодинамических процессов. Совокупность данных факторов определила разнообразие ландшафтной структуры. Наибольшую площадь рассматриваемой территории (до 60 %) занимают гольцовые геосистемы. На остальной территории расположены подгольцовые ландшафты (рис. 3.2).

Для территории месторождения нами выделено 3 основных региональных подразделения зонально-высотно-поясной структуры (гольцовые, горно-тундровые, подгольцовые) и 10 их вариантов (видов ландшафтов), определяющих основные пейзажно-описательные формы.

Гольцовые альпинотипные ландшафты занимают наиболее приподнятые приводораздельные участки. Растительность здесь представлена накипными (*Rhizocarpon geographicum* D.C.), листоватыми и кустистыми (*Cladonia alpestris*, *C. alpicola*, *C. rangiferina*; *Parmelia saxatilis*; *Cetraria nivalis*) лишайниками,

Таблица 3.1

Биогидроклиматическая характеристика основных высотно-поясных типов ландшафтов центральной части Удокана

Высотно-поясной тип ландшафта	Радиационный индекс сухости	$\Sigma t > 10^\circ\text{C}$	Характеристика ММП		Средние запасы фитомассы, ц/га	Ежегодная продукция, ц/га	Группа фаций
			t пород, $^\circ\text{C}$	мощность СТС, м			
Горно-таежный	0,5—1,5	600—800	-3...-8,5	0,4—1,2	Около 100	40	Горно-таежные ограниченного и редуцированного развития
Подгольцовый	0,5—1,0	450—700	-3...-9	1,2—1,8	330—720	20—40	Подгольцовые кустарниковые и листовеннично-редколесные
Гольцовый	0,5—1,0	До 300	-7...-11	0,4—1,5	70	7	Гольцовые альпинотипные и тундровые

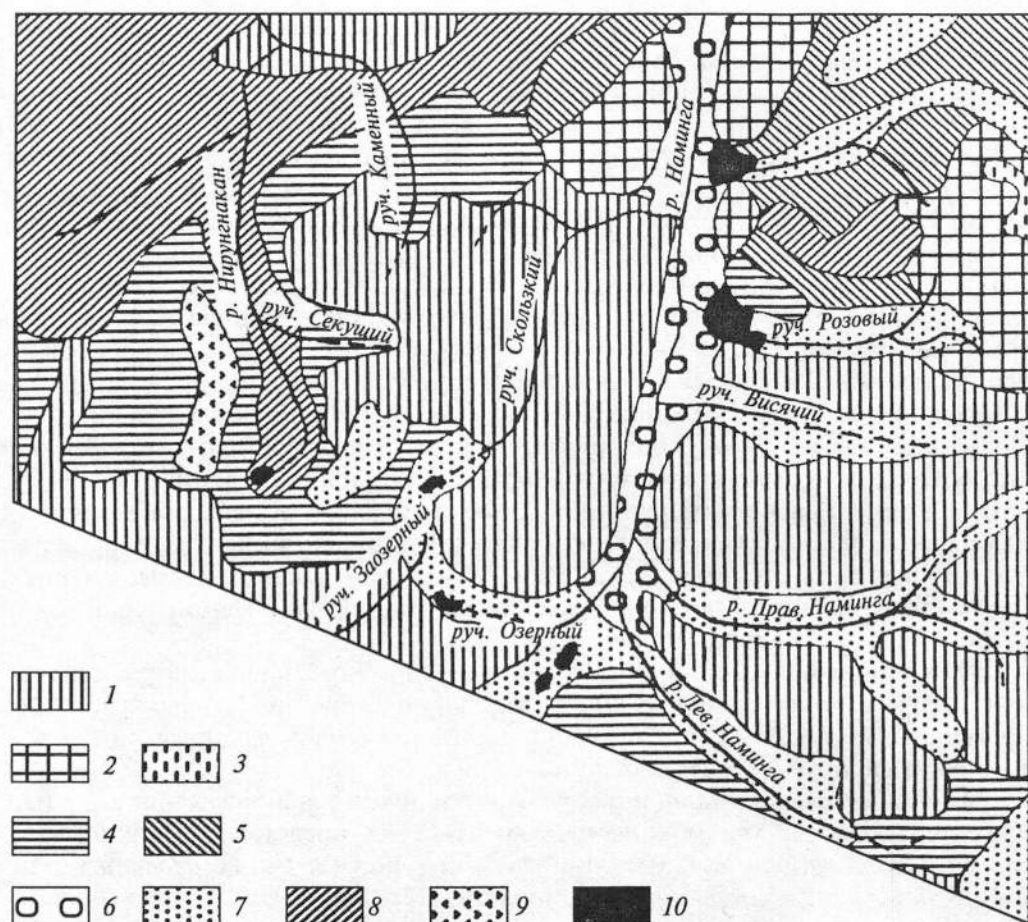


Рис. 3.2. Ландшафтная структура центральной части хр. Удокан (Становое нагорье).

1, 2 — гольцовые альпинотипные комплексы: 1 — курумо-осыпные очень крутые ($> 30^\circ$), сложенные щебнисто-глыбовыми отложениями с выступами коренных пород с пустошными лугами и нивальными луговинами и несплошным лишайниково-кустарничковым покровом, 2 — обвально-осыпные очень крутые ($> 30^\circ$) склоны, сложенные щебнисто-глыбовыми отложениями с крупными останцами скальных пород с лишайниково-кустарничковыми сообществами; 3—5 — подгольцовые тундровые комплексы: 3 — уплотненные вершинные поверхности, сложенные песчано-щебнисто-глыбовыми отложениями с крупными многочисленными останцами скальных пород с лишайниково-кустарничковыми тундрами, 4 — курумно-солифлюкционные крутые ($15\text{--}30^\circ$) склоны, сложенные щебнисто-супесчаными отложениями с глыбовыми развалами с мохово-лишайниковыми сообществами, 5 — курумно-дефлюкционные крутые склоны ($15\text{--}30^\circ$), сложенные дресвяно-щебнисто-глыбовыми отложениями с останцами скальных пород с травяно-кустарничковыми сообществами; 6 — подгольцовые кустарниковые комплексы днищ трогов и внутригорных котловин аккумулятивно-денудационные с галечно-валунно-глыбовыми отложениями с березово-лиственничными и елово-тополево-чезениевыми травяно-моховыми кустарниковыми сообществами; 7 — бугристо-грядовые дренированные поверхности внутригорных локальных морен, сложенные супесчано-валунно-глыбовыми отложениями с глубоковрезанными руслами водотоков с мохово-лишайниково-кустарничковыми сообществами; 8 — плоские субгоризонтальные и полого наклонные поверхности древних морен с эрра-

частично покрывающими поверхности глыб и щебнистых россыпей. В этом же высотном поясе распространены фрагменты альпийской растительности (пустошные луга и нивальные луговины) с реликтами ледникового периода (например, *Campanula uniflora*, *Ranunculus grayi* и др.) и узкоэндемичными видами (*Claytonia udocanica*, *Papaver udocanicum* и др.). Значительная суровость климата и резкая контрастность температуры на дневной поверхности в суточном и годовом цикле приводят к широкому проявлению нивационных процессов, активизирующих криогенное выветривание пород. Кроме того, здесь развиты обвально-осыпные (глыбово-осыпные), селевые и снежно-лавиновые процессы. На теневых и подветренных склонах каров формируются снежники.

Горно-тундровые ландшафты представлены в основном лишайниковыми системами на грубообломочных отложениях. Мохово-лишайниковые и лишайниковые тундры перемежаются каменистыми россыпями и кустарничковыми сообществами (*Anemonastrum sibiricum*, *Cassiope ericoides*, *Rhododendron redowskianum* и др.), занимающими защищенные от ветра места. Располагаясь гипсометрически ниже гольцовых пустошей, комплексы данного типа характеризуются и менее суровыми мерзлотными условиями. Эрозионные процессы здесь хорошо развиты, особенно на крутых участках склонов, слабо закрепленных растительностью. Широко распространены формы криогенно-нивального рельефа, под влиянием чего проявляются террасированность и полигональность. Здесь формируются примитивные горно-тундровые почвы, а увеличение доли мелкозема в рыхлых отложениях способствует развитию пятен-медальонов среди каменных многоугольников и курумов.

Подгольцовый тип ландшафта характерен для более пологих пространств. Встречаются крупно- и щебнисто-глыбовые поля, слабо закрепленные растительностью. Здесь развиты курумовые и осыпные геодинамические явления. Криогенно-ниральные формы рельефа распространены в пределах поверхностей выравнивания, причем из мерзлотных образований развиты формы криогенной сортировки грунтов — каменные многоугольники, пятна-медальоны и др. Почвы малоразвитые примитивные, мерзлотные или глубокопромерзающие. Доминируют лиственничные редколесья редуцированного развития кустарничково-лишайниковые. Основной компонент растительности — *Pinus putila*, который характеризует проявление субарктического криогенного комплекса лиственничной тайги резко континентальных условий.

Горно-таежные ландшафты, в силу значительной приподнятости территории и относительной суровости климата, имеют подчиненное распространение и не образуют сомкнутых группировок. Локально распространены ред-

тическими валунами и элювиальными щебнистыми развалами, безлесные с мохово-кустарничковыми сообществами; 9 — округлые вершинные поверхности, сложенные щебнисто-глыбовыми отложениями с частыми выступами коренных пород с лишайниково-кустарничковым покровом; 10 — подгольцовые лиственнично-редколесные комплексы, пологие плоско-выпуклые поверхности молодых конусов выноса, сложенные супесчано-щебнисто-глыбовыми отложениями с густыми кустарничково-лиственничными, реже лиственничными лесами.

костойные долинные леса (елово-чозениевые травяно-кустарниковые сообщества, например, в долине р. Наминга), индицирующие подрусловые таликовые зоны.

Выделенные нами ландшафтные комплексы в своих границах практически совпадают с мерзлотно-литологическими комплексами, отмеченными для северного склона и центральной части хр. Удокан Г.Ф. Грависом и И.В. Климовским [1966]. Это еще раз подтверждает тезис о криогенной природе большинства ландшафтных комплексов центральной части хр. Удокан. В данных природных образованиях криогенные процессы и явления не только нашли свое выражение в строении покрова рыхлых четвертичных отложений и проявились в рельефе, но и обусловили своеобразие почвенно-растительного покрова, т.е. структура этих ландшафтов определяется степенью (масштабами и интенсивностью) проявления криогенных процессов. Наряду с нивально-гляциальными криогенные ландшафты занимают практически всю площадь склонов [Мальчикова, 1987; Плюснин, Кузьмин, 1992].

В изучении ландшафтов значительный интерес (не только с научной, но и с практической точки зрения) представляют исследования их морфологической структуры. В качестве модельных были выбраны трансекты (склон → долина ← склон) в долине руч. Озерный (левый приток р. Наминга, район штольни 5 — рис. 3.3), междуречье Нирунгнакан — Секущий (участок Западный — рис. 3.4) и долине руч. Левый Нирунгнакан (участок Склоновый — рис. 3.5).

В силу особенностей орографического положения, микроклиматических и мерзлотных условий, ландшафтная структура этих модельных участков существенно различается (это заметно хотя бы по числу и набору урочищ). Данное различие хорошо объясняется общими физико-географическими закономерностями формирования ландшафтов. Основными ландшафтообразующими процессами здесь являются криогенные (выветривание, крип, солифлюкция и др.) и нивальные (морозное и термическое выветривание, течение и оплывание грунтов, плоскостной смыв и размыв, суффозия и др.), а также непосредственно гравитационные (обвально-осыпные). Проявление этих процессов обуславливает видовое разнообразие, морфологию и динамику урочищ в центральной части хр. Удокан. Однако в пределах трансектов процессы проявляются по-разному. Так, в долине руч. Озерный (район резко расчлененных гольцов) и в верховьях руч. Секущий преобладают процессы интенсивного, в том числе катастрофического переноса обломочного материала селями и лавинами, поэтому здесь в современном рельефообразовании значительную роль играют обвалы и осыпи. Но на большей территории преобладают процессы сглаживания рельефа, выражающиеся в медленном перемещении крупнообломочно-щебнистого материала по склону, осуществляемом в основном мерзлотными процессами. Вследствие этого самыми распространенными геомами здесь являются курумы, отражающие общую закономерность преобладания процессов физического выветривания и выноса обломочного материала криогенной десерпцией и подповерхностным смывом.

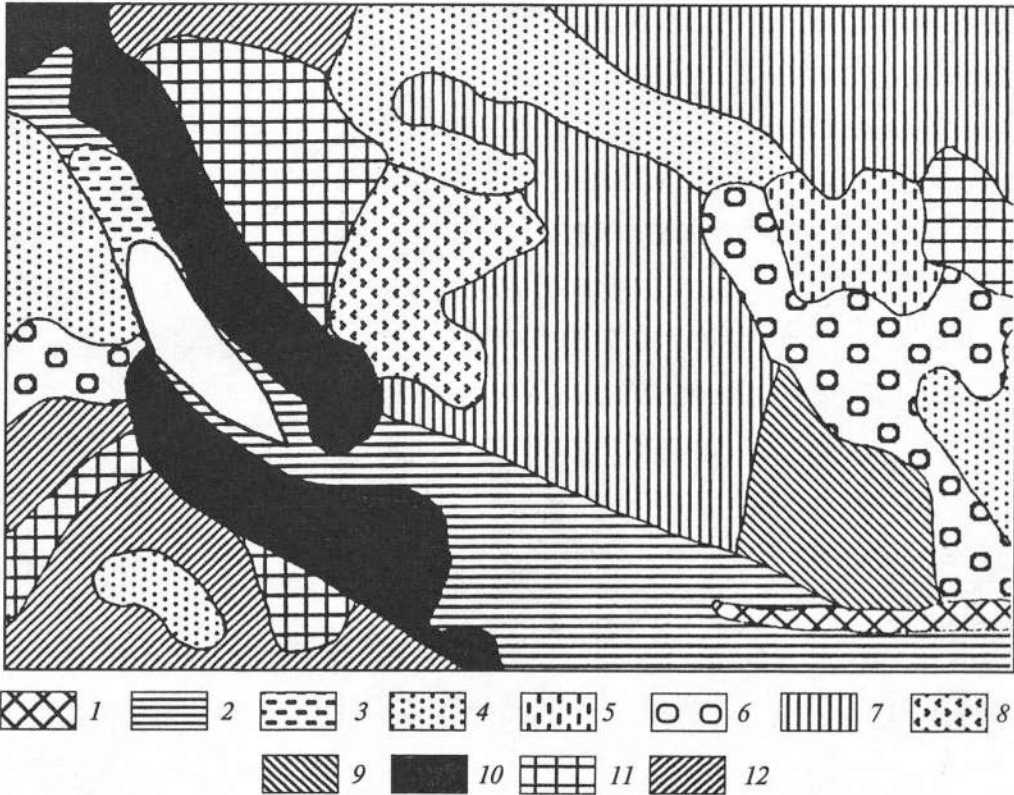


Рис. 3.3. Ландшафтная структура модельного полигона на участке Озерный (Удоканское месторождение меди).

1–5 — геомы: 1 — аллювиально-делювиальные отложения дна межгорной впадины, 2 — щебнисто-глыбовые моренные отложения, 3 — щебнисто-глыбовые моренные отложения с мхово-кустарничковым покровом и кедровым стлаником, 4 — солифлюкционно-делювиальные склоновые отложения, 5 — солифлюкционно-делювиальные отложения с кустарничковым покровом и куртинами кедрового стланика; 6–9 — курумы: 6 — избирательного выветривания потоковые, 7 — избирательного выветривания сетчато-нишевые и нишево-сетчатые, 8 — площадного выветривания (покровные курумы и курумные покровы), 9 — площадного выветривания поясные; 10 — склоновые курумолетчеры и каменные глетчеры; 11 — склоновые осыпные; 12 — склоновые лавинно-осыпные.

В завершении этого раздела рассмотрим геоэкологический потенциал ландшафтных комплексов (т.е. устойчивости ландшафтов к физико-механическому воздействию и химическому загрязнению). Именно по этим двум основным направлениям будут в дальнейшем изменяться природные характеристики криогенных ландшафтов.

Среди факторов, определяющих устойчивость среды к физико-механическому воздействию, наиболее значимы пораженность экзогенными геологическими процессами и льдистость пород; менее значимы сейсмичность, растворимость пород, крутизна склонов и др. Факторами, определяющими

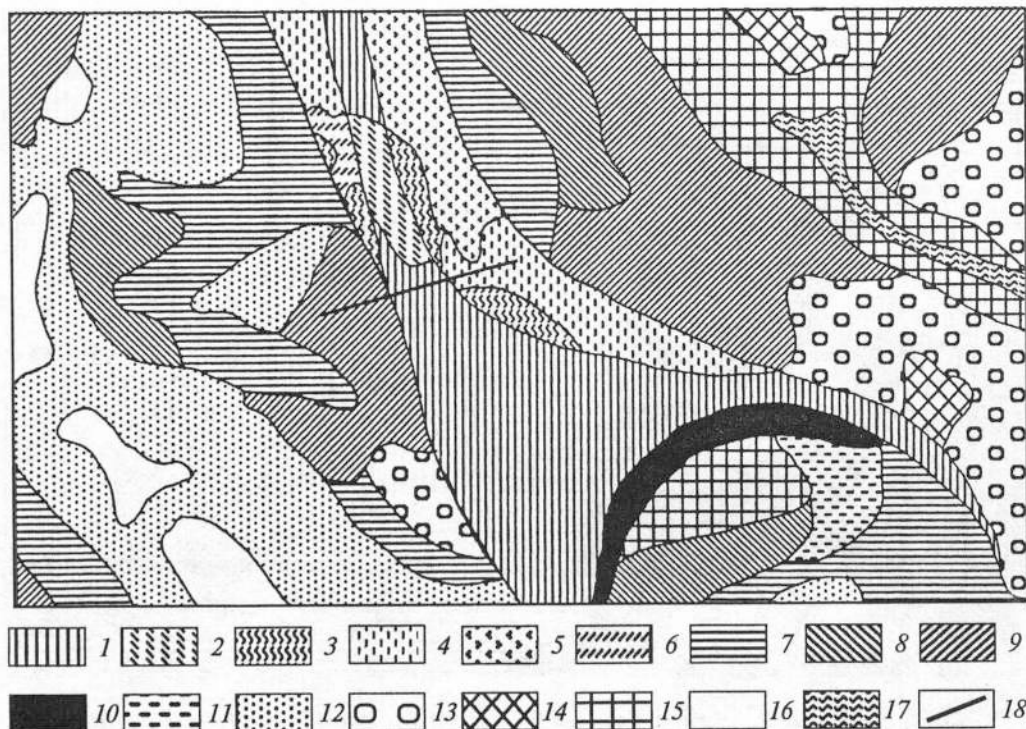


Рис. 3.4. Ландшафтная структура модельного полигона в междуречье Нирунгнанан — Секуший на участке Западный.

Геомы: 1–6 — отложения: 1 — аллювиально-делювиальные горизонтальной поверхности дна межгорной впадины, 2 — аллювиально-делювиальные с лиственничным редколесьем, 3 — щебнисто-глыбовые моренные, 4 — щебнисто-глыбовые моренные с мохово-кустарничковым покровом и кедровым стлаником, 5 — щебнисто-глыбовые моренные с лиственничным редколесьем, 6 — щебнисто-глыбовые моренные с лиственничником на мохово-лишайниковой подушке; 7–12 — курумы: 7 — солифлюкционно-делювиальные сетчато-нишевые, 8 — избирательного выветривания полигональные, 9 — избирательного выветривания потоковые, 10 — внешней аккумуляции шлейфовидные покровные, 11 — нивационные нишевые, 12 — нивационные сетчато-нишевые; 13 — склоновые курумоосыпные; 14 — склоновые осыпные каменные глетчеры; 15 — делювиально-десерпционные курумы площадного выветривания (курумный покров распущенной скалы); 16 — криопелиты (нивальный и режеляционный мелкозем); 17 — криокластиты (каменные глыбы, развалы, россыпи); 18 — границы геомов и линия профиля.

устойчивость криогенных ландшафтов к химическому загрязнению и влияющими на концентрацию загрязнений, следует считать крутизну склонов, сорбционную способность грунтов, мощность зоны аэрации, защищенность подземных вод и т.п.

Понятия «потенциал ландшафта» [Солнцев, 1949; Черкашин, Снытко, 1996] и «геоэкологический потенциал ландшафтов» [Федоров, 1991; Мальчикова, 2000] во многом близки. Как правило, в обоих случаях под потенциалом понимаются некие природные ресурсы, условия, явления и процессы, являющиеся базой существования ландшафтов. Но понятие «геоэкологичес-

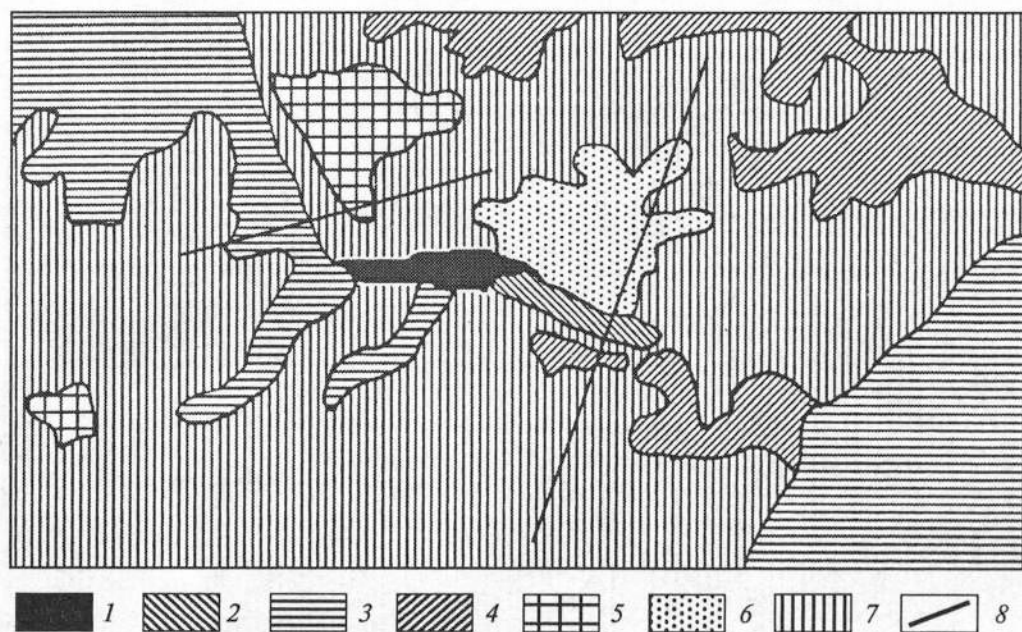


Рис. 3.5. Ландшафтная структура модельного полигона в долине р. Левый Нирунгкан на участке Склоновый.

1—7 — геомы, отложения: 1 — аллювиально-делювиальные отложения горизонтальной поверхности дна межгорной впадины, 2 — аллювиально-делювиальные с листовничным редколесьем с кустарниковым подлеском, 3 — делювиально-десерпционные с листовничным редколесьем с куртинами кедрового стланика на мохово-лишайниковой подушке, 4 — солифлюкционно-делювиальные с кедровым стлаником на мохово-лишайниковой подушке, 5 — делювиально-десерпционные с кустарничково-кустарниковым покровом, 6 — делювиально-десерпционные и солифлюкционно-делювиальные с листовничным редколесьем с кустарничковым покровом на мохово-лишайниковой подушке, 7 — делювиально-десерпционные курумного типа; 8 — границы геомов и линия профиля.

кий потенциал» шире, так как при этом рассматриваются не только возможности, имеющиеся в каждом ландшафте, но и способность ландшафта при воздействиях любого рода функционировать в рамках инварианта без ущерба для устойчивости. Нами под геоэкологическим потенциалом в данном случае понимается некая условная качественная характеристика, отвечающая устойчивости криогенных ландшафтов к физико-механическому воздействию и химическому загрязнению в результате антропогенной трансформации этих природных комплексов.

В пределах Забайкальского Севера самым высоким природным геопотенциалом обладают уплощенные и полого наклонные вершинные поверхности и плоские возвышенные равнины (рис. 3.6). Они характеризуются высокой степенью устойчивости как к физико-механическому воздействию (вследствие отсутствия опасных экзогенных геологических процессов и высокой прочности скальных пород), так и к химическому загрязнению (в силу

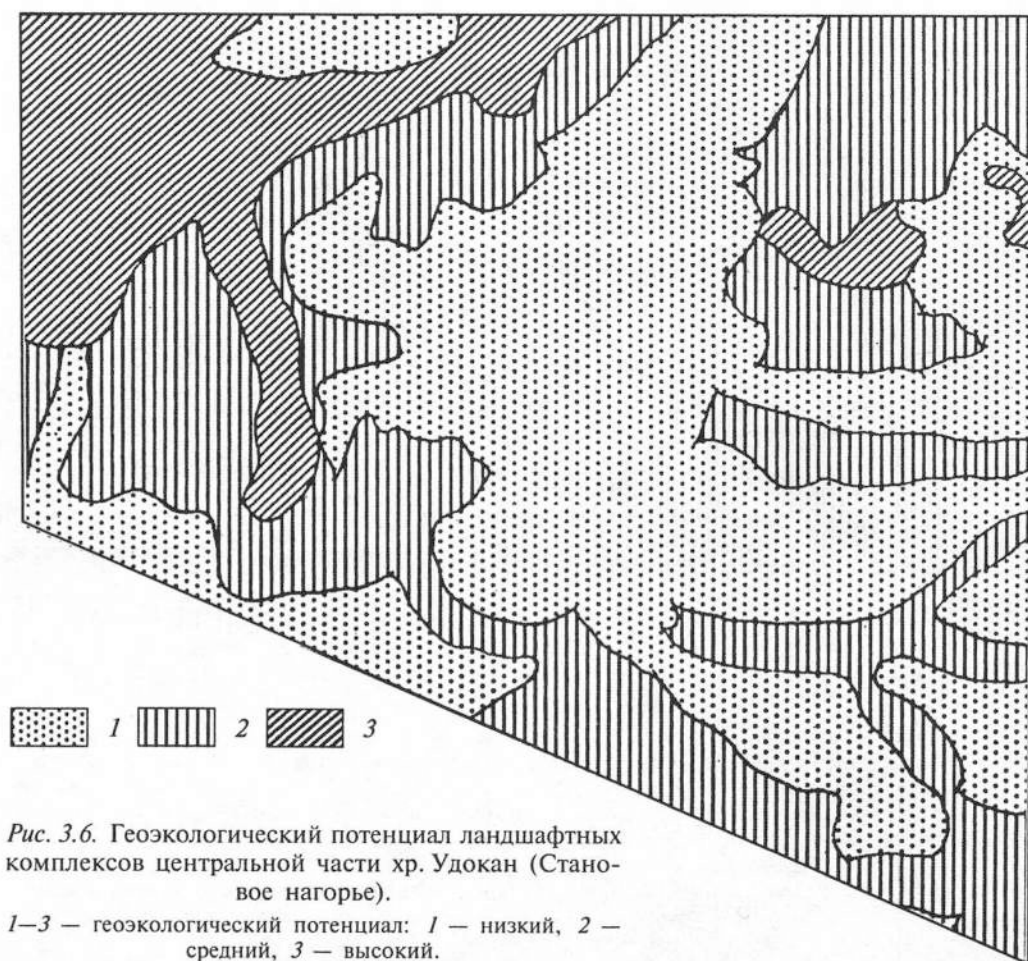


Рис. 3.6. Геоэкологический потенциал ландшафтных комплексов центральной части хр. Удокан (Становое нагорье).

1–3 — геоэкологический потенциал: 1 — низкий, 2 — средний, 3 — высокий.

субаэрального влагообмена, преобладающего выноса элементов, минимальной аккумуляции).

Средний геопотенциал характерен для высоких моренных равнин, сухих склонов и склоновых шлейфов. Им свойственны средние показатели по обоим видам воздействия. Средняя устойчивость к физико-механическому воздействию вытекает из слабой пораженности экзогенными геологическими процессами грунтов средней прочности, средней крутизны склонов и т.д.

Средняя устойчивость к химическому загрязнению определяется, с одной стороны, субаэральным типом влагообмена и слабой сорбционной способностью грунтов, с другой — относительно близким залеганием грунтовых вод и пониженной энергией водообмена [Замана и др., 2001].

Низким геопотенциалом обладают долины малых рек (например, Наминга) и ручьев (например, Скользкий и Секуший), участки крутых и очень крутых склонов. Им свойственна высокая пораженность экзогенными

геологическими процессами, что определяет низкую устойчивость к физико-механическому воздействию. В связи с этим, несмотря на высокую устойчивость их к химическому загрязнению, обусловленную субэвральным влагообменом с высокой энергией влагооборота и практически отсутствием аккумуляции, оценка природного геопотенциала этих ландшафтов низкая. Ландшафты с низким геопотенциалом занимают на рассматриваемой территории наибольшие площади.

Анализ геоэкологического потенциала криогенных ландшафтов ключевого участка в центральной части хр. Удокан показывает, что ведущим фактором их устойчивости к воздействиям разного рода является характер подстилающей поверхности (крутизна склонов, сплошность залегания обломков, наличие растительности и т.п.).

Криолитозона, мерзлотные процессы и явления

Геокриологические условия Удокана начиная со дня открытия месторождения Су и до настоящего времени являются объектом пристального внимания ученых различных направлений и ведомств, занимающихся строительством инженерных сооружений различного назначения и разработкой месторождений полезных ископаемых. За этот период по проблеме освоения месторождения опубликовано более 1000 работ. Однако и до настоящего времени исследование истории криолитозоны Удокана, выявление закономерностей формирования и динамики развития криолитозоны и мерзлотных процессов остаются весьма актуальными. В связи с этим, с различной интенсивностью, различные аспекты криолитозоны Удокана изучались в последние 20—30 лет многими организациями, включая и Читинскую лабораторию инженерной геокриологии Института мерзлотоведения СО РАН.

Географическое положение хр. Удокан и горный характер рельефа Северного Забайкалья обусловили своеобразные черты микроклимата и его неоднородность внутри региона. Следует подчеркнуть, что особенности влияния рельефа на микроклимат не сводятся лишь к влиянию на его параметры вертикальной поясности. Сюда относятся котловинные эффекты, затеняющее воздействие альпийских хребтов, экспозиции их склонов и их морфометрия, распределение и типы почвенно-растительных покровов и другие факторы, предопределяющие поступление солнечной радиации на дневную поверхность. Так, на склоны южной экспозиции хр. Удокан приходится на 30—40 % суммарной радиации больше, чем на горизонтальную поверхность. В то же время крутые склоны северной экспозиции получают ее в 2 раза меньше.

В целом суммарная радиация в пределах Удоканского месторождения в течение года составляет 3560—3970 МДж/м². Наибольшее ее значение приходится на июнь — июль, наименьшее — на декабрь. Солнечная радиация частично поглощается и частично отражается земной поверхностью. Так, чистый снежный покров зимой отражает до 90 % радиации, растительный покров летом — до 20 %. Различия в поглощении и отражении солнечной

радиации (альбедо) особенно заметны в переходные периоды, когда в горах еще лежит снег, а в долинах рек он уже растаял [Шестернев, Ядрищенский, 1990].

В Чарской котловине величина поглощенной радиации составляет в год в среднем 2300 МДж/м². С ростом абсолютных отметок местности ее значение на каждые 100 м подъема уменьшается на 108 МДж/м² (пос. Старая Чара — 2636, хр. Удокан — 1820 МДж/м²). Значительная часть солнечной радиации теряется на эффективное ее излучение (1674—1883 МДж/м²), а также на испарение и турбулентный теплообмен. В целом изменение теплоэнергетических ресурсов хр. Удокан за счет солнечной радиации, с увеличением абсолютных отметок местности, прослеживается достаточно четко (рис. 3.7, кривая III).

Отрицательные значения радиационного баланса наступают, когда поглощенная радиация становится меньше эффективного излучения. В Удокане она устанавливается не позже 10 октября, еще до появления устойчивого

снежного покрова, поэтому начало сезонного промерзания пород опережает его формирование. Обратный переход радиационного баланса от отрицательных значений к положительным наступает в начале весны при среднемесячных значениях температур воздуха -5...-10 °С. В этот же период начинают наблюдаться радиационные оттепели. Подобное распределение солнечной радиации предопределяет особенности формирования среднегодовой температуры воздуха, которая для всей территории Удокана отрицательна (см. рис. 3.7, кривая I).

Годовые значения амплитуды абсолютных температур воздуха в Удокане достигают 90—95°, что близко к

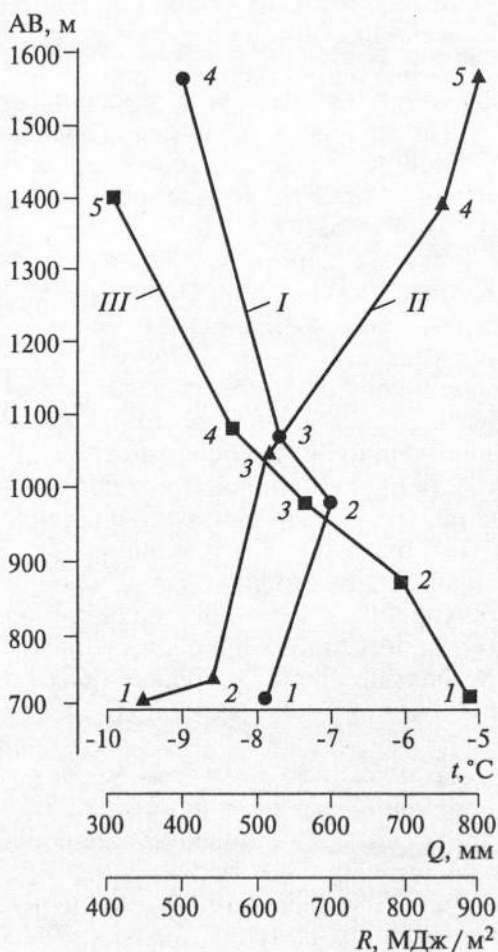


Рис. 3.7. Изменение средней годовой температуры воздуха, t , °С (I), среднегодового количества осадков, Q (II) и годовой суммы радиационного баланса, R , МДж/м² (III) в зависимости от абсолютной высоты местности на севере Забайкалья.

I—III — метеостанции. I: 1 — пос. Чара, 2 — Бол. Леприндо, 3 — Ниж. Ингамакит, 4 — Удокан (1570 м); II: 1 — пос. Чара, 2 — пос. Удокан, 3 — Ниж. Ингамакит, 4 — Наминга, 5 — Удокан (1570 м); III: 1 — пос. Чара, 2 — Ингамакит, 3 — Эмегачи, 4 — Ниж. Ингамакит, 5 — Наминга.

максимальным их значениям, характерным для криолитозоны в целом. Отрицательные среднегодовые температуры воздуха определяются низкими среднезимними его температурами и большой продолжительностью зимнего периода. Средняя температура января составляет $-24...-26^{\circ}\text{C}$, при абсолютном минимуме -57°C и близкой к 8 мес продолжительности зимнего сезона — с первой половины октября до первой декады мая. По направлению от предгорий до вершины Удокана продолжительность зимнего периода существенно возрастает.

Наиболее низкие температуры воздуха наблюдаются в пониженных местах — во впадинах и котловинах. Это обусловлено зимней температурной инверсией, которая синхронно снижается с понижением абсолютной высоты местности. Данное явление обусловлено формированием мощного инверсионного слоя над регионом, когда холодный воздух стекает с гор обрамления в днище котловины и здесь застаивается. Разность температур между подстилающей поверхностью и верхней границей инверсионного слоя составляет 8—12, а в отдельные периоды может достигать 20°C . Вертикальный температурный градиент в инверсионном слое может достигать около -2°C на 100 м подъема. Однако столь глубокие инверсии температур не характерны для горных районов Удокана. Здесь господствуют горно-долинные и склоновые ветры, скорость которых увеличивается с ростом их длины и глубины вреза. Так, зимой в верховьях долины р. Наминга она достигает 2,4 м/с, на водоразделах с абсолютными отметками 1500—1600 м средняя за зиму скорость ветра равна 2,0 м/с. В итоге в горах с отметками 1000—2000 м инверсия температуры воздуха не наблюдается [Соловьева, 1976].

Годовая сумма осадков в Удокане распределяется неравномерно, увеличиваясь с повышением высоты местности (см. рис. 3.7, кривая II). Основная их масса выпадает с мая по сентябрь, а максимальное количество приходится на август. В зимнее время выпадает до 15—30 % годового количества осадков.

В историческом плане постепенное похолодание климата в районе исследований наступило в конце плиоцена, когда в целом завершилось формирование общей морфоструктурной картины Забайкалья. В дальнейшем в зависимости от динамики климата в плейстоцен-голоценовое время в Северном Забайкалье можно выделить три этапа развития криолитозоны в Удокане: доледниковый, ледниковый и послеледниковый [Геокриология СССР, 1989].

Доледниковый этап идентифицируется с завершением плиоцена и ранним плейстоценом. С ранним плейстоценом, в течение которого произошло затухание восходящих тектонических движений (при продолжающихся нисходящих), связывают начало образования криолитозоны в горах Удокана выше 2000 м. В конце Самаровского оледенения в Удокане она уже имела сплошное распространение. В период Мессовского межледниковья температуры горных пород криолитозоны существенно повысились, но остались отрицательными. Площадь и мощность криолитозоны в этот период существенно сократились. Средний плейстоцен завершился Тазовским оледенением, сопровождавшимся существенным понижением температур воздуха и,

следовательно, температур криолитозоны. Вновь, как и в Самаровское оледенение, криолитозона приобрела сплошной характер распространения и достигла мощности 300 м и более. В позднем плейстоцене наступило Казанцевское межледниковье, в течение которого морфометрические характеристики и температура пород криолитозоны были аналогичны Мессовскому межледниковью. В Зырянский ледниковый период температуры пород криолитозоны понизились до $-10...-12^{\circ}\text{C}$, мощность криолитозоны, при ее сплошном развитии, впервые достигла более 1000 м. Наступившее межледниковье характеризовалось природными условиями, близкими к современным. В дальнейшем в истории развития криолитозоны отмечаются два климатических оптимума — Сартанский и Голоценовый. Первый связан с Сартанским оледенением, второй — с последующим межледниковьем. В период Сартанского оледенения мощность криолитозоны достигла максимальных значений и была более 1600 м, а в голоценовый оптимум сократилась до 50—400 м.

Результаты палеорекострукции [Еникеев, Потемкина, 1999] и другие данные свидетельствуют о том, что криолитозона, появившись в Удокане в начале плейстоцена, в последние 300—150 тыс. лет существенно изменяя свои параметры, постоянно занимала тот или иной объем горного массива (рис. 3.8). Ее подошва в высокогорной части долины ручья на уч. Чина (абс. высота 1600 м) 150 тыс. лет тому назад в период Тазовского оледенения располагалась на глубине 400 м, на водоразделе этого же участка (абс. высота 2100 м) достигала глубин более 700 м, а в Чарской впадине (абс. высота 700 м) опускалась до 480 м. А уже спустя 25 тыс. лет в Казанцевское межледниковье криолитозона в среднегорье практически деградировала, в высокогорье сократила свою мощность до 500—550 м. Незначительные изменения произошли и в Чарской впадине. Дальнейшие и существенные изменения положения нижней границы криолитозоны на всех геоморфологических элементах рельефа Удокана отмечались в Сартанский и Голоценовый климатический оптимумы.

Несомненно, что динамика морфометрических характеристик криолитозоны (в плане и разрезе), была связана с динамикой температур воздуха в разных высотных зонах Забайкалья (рис. 3.9). Из зависимостей, приведенных на рис. 3.9, следует, что в пределах среднегорья и плоскогорья в период климатического оптимума среднегодовые температуры воздуха были положительны. Следовательно, в этот период здесь отсутствовали даже необходимые условия для существования криолитозоны, поэтому она и деградировала.

Территория Удокана к началу промерзания представляла собой высокогорный гидрогеологический массив, с наличием подземных вод преимущественно трещинного и трещинно-жильного типов и центробежным движением подземных вод. До промерзания в гидрогеологических структурах Удокана существовали зоны экзогенной трещиноватости — I, дилатационной (вследствие снятия нагрузки денудационными процессами) — II и тектонической — III. Мощность зоны I по тектоническим разломам достигает 50—100 м, а в общерегиональном плане практически не превышает 30 м. Подошва зоны II расположена на глубине 40—50 м. Зона III могла рассекать

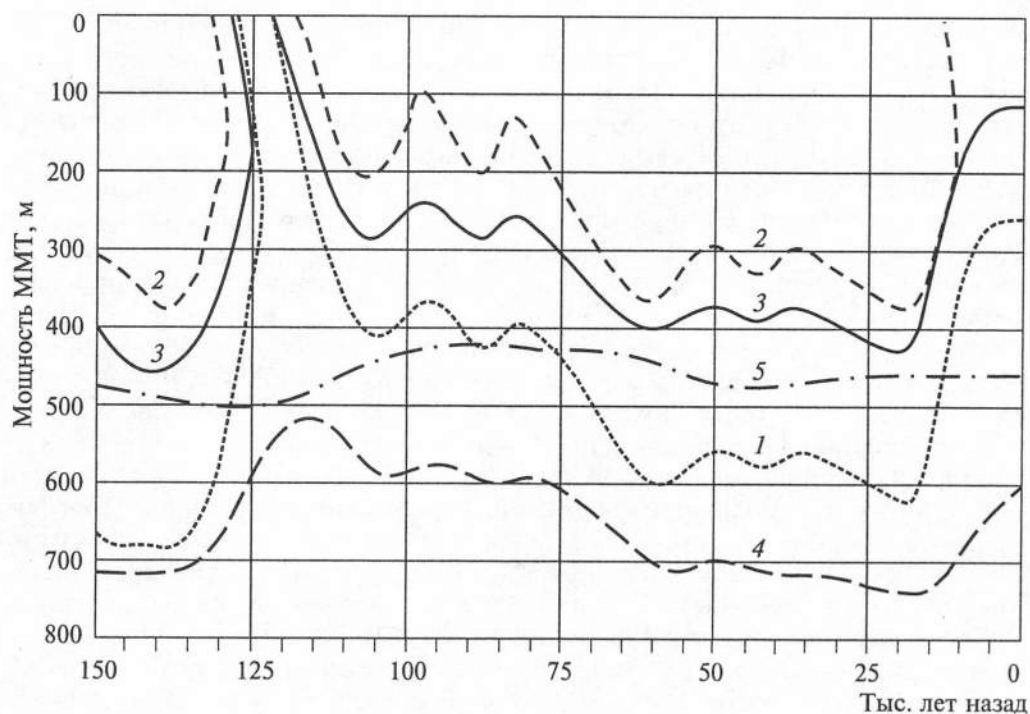


Рис. 3.8. Палеодинамика подошвы многолетнемерзлой толщи в различных геоморфологических областях Олекмо-Чарского поднятия (по: [Железняк, 2002]).

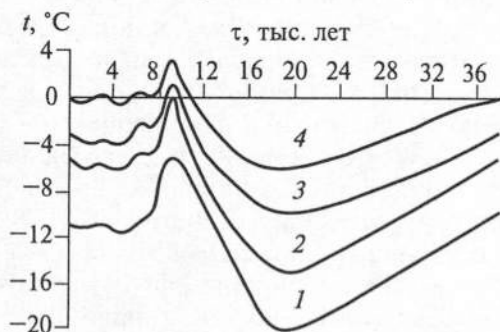
1 — водораздел резкорасчлененного рельефа (уч. Тарыннах, $H=1200$ м); 2 — плоскогорье (уч. Тарыннах, $H=1200$ м); 3 — высокогорье, долина ручья (уч. Чина, $H=1600$ м); 4 — водораздел (уч. Чина, $H=2100$ м); 5 — межгорная впадина (уч. Чара, $H=700$ м).

всю Удоканскую гидрогеологическую структуру, однако ее затухание зафиксировано на глубинах 100—300 м.

Многолетнему промерзанию подверглись вначале зоны экзогенной трещиноватости. В этом слое мерзлые породы приобретали трещинные текстуры с неполным заполнением пустот льдом. В последующем они заполнялись льдом гольцового генезиса и приобретали вид полнотрещиноватых криогенных текстур. В геоморфологическом отношении промерзание пород, вероятно, начиналось с водоразделов,

Рис. 3.9. Многовековой ход температуры воздуха в разных высотных зонах Забайкалья (по О.В. Лахтиной, Л.А. Суходольской [1981]).

1 — высокогорья > 2000 м; 2 — горы до 2000 м; 3 — горы, плоскогорья до 1500 м; 4 — плоскогорья до 1000 м, впадины байкальского типа.



склонов северных экспозиций и заболоченных территорий. Вначале криолитозона характеризовалась островным типом развития, по мере увеличения суровости климатических условий она переходила в массивно-островной тип и в конечном итоге носила прерывистый или сплошной характер. Расширение площади криолитозоны сопровождалось и увеличением ее мощности. В связи с этим постепенно промерзли породы зоны аэрации, зоны сезонных колебаний уровней подземных вод зон трещинных и трещинно-жильных подземных вод. В ходе промерзания гидрогеологические структуры приобретали специфические особенности, обусловленные криогенной метаморфизацией подземных вод и образованием зон криогенной дезинтеграции пород. Такие гидрогеологические структуры принято называть криогидрогеологическими массивами и адмассивами [Романовский, 1983]. В них в зоне колебаний годовых нулевых амплитуд температур наиболее широко развиты трещинно-жильные, сетчатовидные несистемные типы криогенных текстур. Льдистость скальных пород здесь может достигать 15%. Мощность слоя в целом контролируется верхними граничными условиями и теплофизическими свойствами горных пород. Для гранитоидов Удокана она достигает 20—30 м. Ниже этой границы до глубины 100—150 м распространены относительно слабодлистые породы. Однако и на этих глубинах встречаются отдельные трещины шириной более 10 см, полностью заполненные льдом. Далее залегают морозные породы, характеризующиеся отрицательными температурами и не содержащие лед. Такое распределение льдистости пород и криогенных текстур характерно для массивов, испытавших в плейстоцене существенные поднятия.

При промерзании водонасыщенных коренных пород на участках относительного тектонического покоя распределение льдистости и тип криогенных текстур контролировались верхними и нижними граничными условиями теплообмена. В этом случае формировались льдонасыщенные по всему разрезу промерзающих пород толщи со льдом цементного и цементно-инъекционного генезиса.

Криогенные строение и льдистость пород осадочно-метаморфической формации Удоканской серии имеют более сложный характер и значительно большее количество видов. Наиболее часто встречаются среди них трещинно-пластовые, трещинно-жильные системные и несистемные, сетчатые и линейные криогенные текстуры и их сочетания.

Исследования криогенного строения и льдистости горных пород Удокана позволили составить для центральной части месторождения инженерно-геологический разрез, на котором даны типы криогенных текстур и льдистость с учетом мощности зон криогипергенеза (рис. 3.10).

С учетом истории развития криолитозоны, природных условий формирования и морфометрических ее параметров нами выполнено районирование и составлена схематическая геокриологическая карта, отражающая ее состояние на современном этапе существования.

Особенности геоморфологических условий Удокана, почвенно-растительного покрова и состава горных пород, температурного режима и мощности

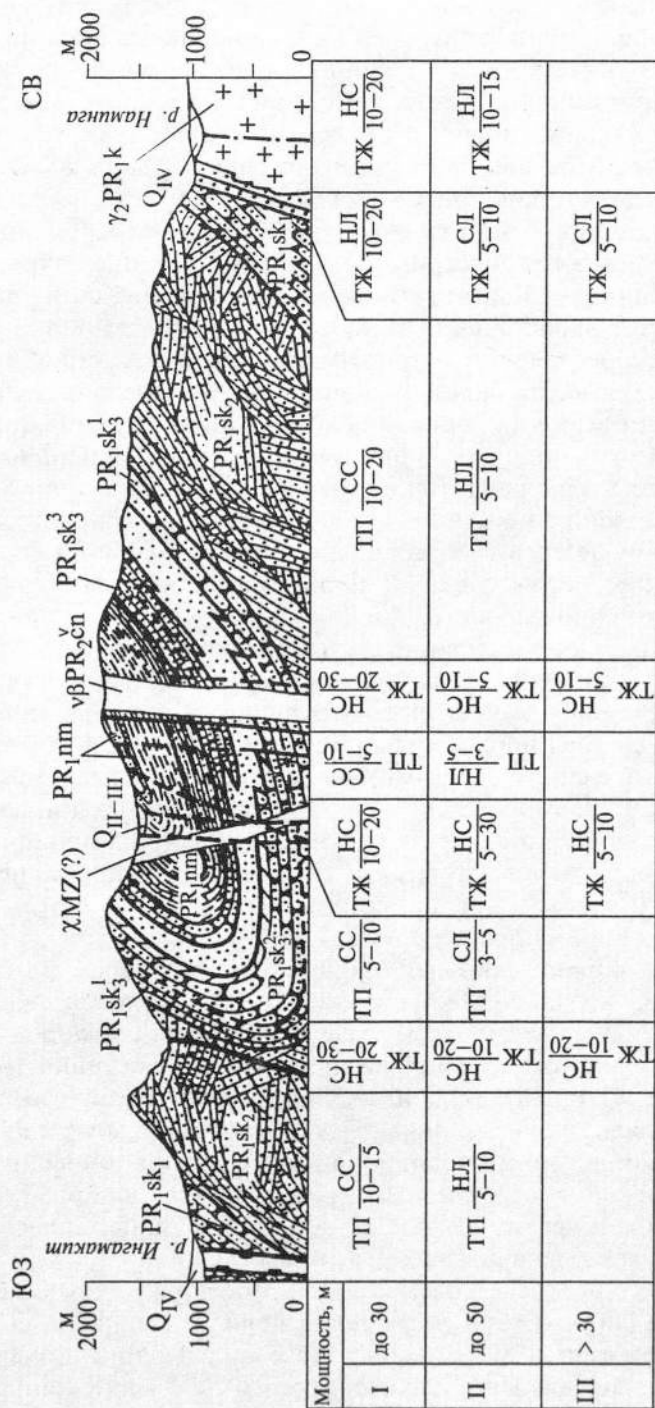


Рис. 3.10. Инженерно-геологический разрез центральной части Удоканского месторождения меди.

Q_{IV} — четвертичные отложения: отложения удоканской серии: PR_{1nm} — алевролиты, песчаники карбонатные и медистые намингинской свиты, PR_{1sk3} — надрудная толща, PR_{1sk2} — рудная толща (песчаники, алевролиты, аргиллиты верхнесакуканской подсвиты), PR_{1sk1} — песчаники кварцитовидные, магнетит-мартировые кослоистые, алевролиты среднесакуканской подсвиты, $\gamma_2 PR_{1k}$ — песчаники олигомиктовые, алевролиты, песчаники медистые нижнесакуканской подсвиты; интрузивные образования: $\gamma_2 PR_{1k}$ — порфировидные граниты кодарского комплекса, $XMZ(?)$ — дайки лампрофиров мезозойские, γPR_{2sp} — дайки габродиабазов протерозойские. TP_{5-10} — на первом месте индекс, указывающий на тип криогенных тектур, в числителе — вид криогенных тектур, в знаменателе — суммарное значение льдистости (ТП, ТЖ — соответственно трещинно-пластовые и трещинно-жилые типы, а СС, НС, СЛ НЛ — системно- и несистемно-сетчатые, системно- и несистемно-линейные виды криогенных тектур).

криолитозоны и их взаимосвязь обусловили выделение четырех различных геокриологических районов. Первый приурочен к озерно-аллювиальной предгорной равнине, второй — к низкогорью, третий — к среднегорью и четвертый — к высокогорью. Принимая во внимание различия почвенно-растительных покровов и в составе горных пород, в каждом из первых трех районов, выделены по два типа криолитозоны. Для каждого из районов даны наиболее распространенные парагенетические типы криогенных процессов. Согласно приведенным данным, следует отметить, что криолитозона современного типа близка по своим морфометрическим параметрам и температурному режиму к периоду, связанному с Каргинским межледниковьем. Как и тогда, в настоящее время максимальная мощность криолитозоны достигает более 800 м при сплошном распространении и температуре пород $-3...-10^{\circ}\text{C}$.

Характер и история развития криолитозоны Удокана предопределили наличие здесь практически всех известных в геокриологии экзогенных типов криогенных процессов — от криогенеза до пучения и курумов. Степень опасности экзогенных процессов для эксплуатации инженерных сооружений Удокана и влияние на вещественный состав и рудообразование в криолитозоне различны и зависят преимущественно от состава, строения и свойств коренных и дисперсных горных пород, условий и динамики энергоциклов на поверхности и по разрезу криолитозоны.

Криогенез представляет собой совокупность физико-химических процессов в горных породах криолитозоны, протекающих под воздействием энергоциклов различных периодов. С энергетической точки зрения преобразование структуры и вещественного состава горных пород криолитозоны осуществляется термофизическими, термохимическими, термогидратационными, термокриогенными, термомеханическими и другими механизмами. Интенсивность их протекания определяется в основном глубиной проникновения и количеством энергоциклов, другими агентами разрушения минералов и горных пород, структурой и свойствами самих пород. В результате криолитозона структурируется на всю мощность, на слои экзо-, эпи-, мезо- и эндокриогенеза. Таким образом, развитие криогенеза характерно практически для всей территории Удокана [Шестернев, 2001]. Если в слое экзокриогенеза преобладают физические процессы разрушения горных пород, то ниже — химические, результатом которых являются зоны окисления [Юргенсон, Безродных, 1966; Птицын, 1992; и др.]. Экзотермический характер реакций окисления сульфидов Удокана способствует появлению внутри криолитозоны локальных объемов горных пород с положительными температурами [Шасткевич, 1966]. Вторичное промерзание пород здесь протекает по типу замкнутых термодинамических систем, а давления, развивающиеся до 50 МПа и более, разрушают первичные их структуры.

Лабораторные и натурные исследования воздействия различных механизмов криогенеза показали, что темп разрушения пород Удоканской серии в аэральных условиях криогенеза существенно ниже в сравнении с аквальные и нивальные условия. При увеличении от 0 до 50 энергоциклов наиболее динамично изменяются их физико-механические свойства. Между

изменениями плотности, пористости и прочности горных пород на одноосное сжатие в ходе криогенеза существуют тесные взаимосвязи, достаточные для установления корреляционных зависимостей и создание экспресс-методов их оценки.

В пределах озерно-аллювиального и низкогорного геокриологических районов Удокана для инженерных сооружений представляют наибольшую опасность пучение, осадки, морозобойное растрескивание и др. Особенностью развития этих процессов является то, что породы, в которых они протекают, содержат большое количество крупнообломочной составляющей — дресвы, щебня и глыб.

Морозобойное трещинообразование сопровождается, как правило, формированием полигонально-жильных структур. Такие структуры были вскрыты нами совместно с сотрудниками кафедры геокриологии МГУ на первой надпойменной террасе р. Чара. Их вертикальная мощность достигала 4—5 м, в верхней части ширина составляла 0,5—0,7 м. Здесь же были встречены и пластовые льды мощностью до 3—4 м (рис. 3.11, 3.12).

Исследование пучения крупнодисперсных грунтовых систем Северного Забайкалья было выполнено в натуральных и лабораторных условиях. В качестве базовых моделей использовались песчаные, супесчаные и суглинистые ана-

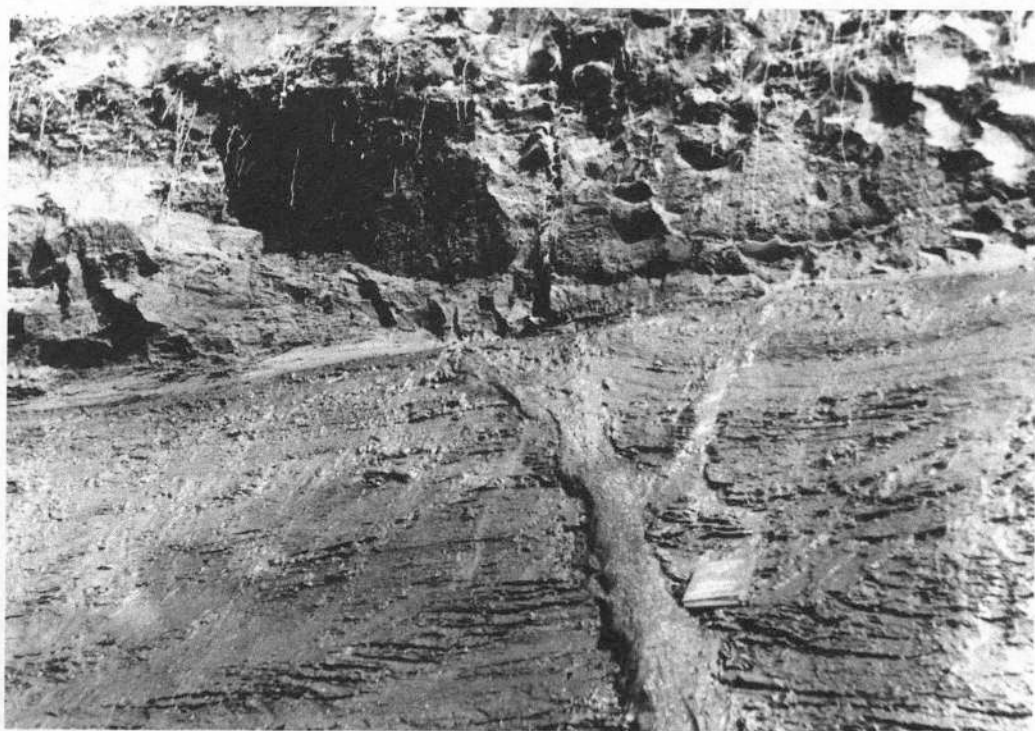


Рис. 3.11. Верхняя часть полигонально-жильной криогенной структуры в зоне контакта сезонной и многолетней криолитозоны.



Рис. 3.12. Полигонально-жильные и пластовые льды озерно-аллювиальной предгорной равнины Удокана.

логи грунтов. В результате выявлено, что наиболее высокую морозоопасность для инженерных сооружений представляет период, в течение которого промерзает 60—70 % мощности массивов крупнообломочных пород различного генезиса. Пучение при развитии миграционно-сегрегационного льдовыделения увеличивалось при увеличении содержания и дисперсности мелкозема (песка, супеси, суглинка). Так, в песчаных грунтах величина относительного пучения за 3 года наблюдений составила 1,2—5,6; супесчаных — 9,6—39,0 и суглинистых — $43,1—232,0 \cdot 10^{-3}$. Важным итогом исследований явилось доказательство того, что крупнодисперсные грунтовые системы, как и тонкодисперсные, могут быть морозоопасными. В связи с этим влияние содержания крупнообломочных фракций на морозоопасность пород следует рассматривать в комплексе с другими факторами, формирующими оптимальные условия морозного пучения.

Экспериментальные и теоретические исследования позволили предложить методическую схему прогноза пучения крупнообломочных пород с песчаной ($h_{p.ц}$) и глинистой (h_p) мелкодисперсными составляющими, изменяющимися от 0,1 до 0,85 д. ед. объема пород ($k_{мдс}$). В песчаных и глинистых крупнообломочных породах при цементном льдовыделении влажность обломков крупнообломочных фракций в формировании пучения не участвует. Учитывая коэффициент линейного расширения воды при переходе в лед, для пород слоя ξ можно записать

$$h_{p.ц} = \xi[0,03k_{мдс}(W_{tot}^{мдс} - W_{нз}^{мдс})], \quad (3.1)$$

где $W_{\text{тол}}^{\text{мдс}}$ и $W_{\text{нз}}^{\text{мдс}}$ — соответственно суммарная влажность и количество незамерзшей воды в мелкодисперсной составляющей. Погрешность значений $h_{\text{р.ц}}$ в сравнении с данными натуральных исследований, принимаемых в качестве эталонных, не превышает 28 %.

В глинистых крупнообломочных породах кроме цементного льдовыделения в зоне промерзания отмечается шлировое. Из существующих аналитических зависимостей при разработке методики прогноза пород в качестве базовой выбрана зависимость Э.Д. Ершова и Ю.П. Лебеденко [1985]:

$$h_j = 1,09 K_{\text{ан}} K_w \delta_i^{\phi} \text{grad}_L t (\xi / V_{\text{пр}}), \quad (3.2)$$

где $K_{\text{ан}}$ — коэффициент анизотропии шлиров льда, равный косинусу угла их наклона; $\delta_i^{\phi} = dW_{\text{нз}}^{\text{мдс}}/dt$, град · см⁻³ · с⁻¹ — термоградиентный коэффициент; $\text{grad}_L t$ — градиент температур в зоне интенсивных фазовых переходов, °С/см; $V_{\text{пр}}$ — скорость промерзания грунтов, см/с⁻¹.

От использования $K_{\text{ан}}$ в разрабатываемой зависимости мы отказались по двум причинам: 1) $K_{\text{ан}}$ — субъективный параметр, поэтому его определение зависит от квалификации исполнителей; 2) при шлировом льдовыделении движение грунта идет не по нормали к шлирам, а по нормали к дневной поверхности. В итоге, когда угол наклона шлира мощностью 1 см равен 45°, $K_{\text{ан}} = 0,71$, в то время как длина гипотенузы $C = 1,41 = h_{\text{р}}$.

Относительная ошибка вычисления $h_{\text{р}}$ только вследствие этого может достигать 50 %. Поскольку пучение является линейной величиной, мы отказались также от использования коэффициента объемного расширения воды при переходе ее в лед. В аналитическую зависимость введен показатель состава крупнодисперсных грунтовых систем (КДГС): $k_{\text{мдс}} = m_{\text{мдс}}/m_{\text{кгс}}$ (здесь $m_{\text{мдс}}$ — масса мелкодисперсной составляющей; $m_{\text{кгс}}$ — масса крупнообломочных пород). В результате экспериментально-теоретическая зависимость для прогноза $h_{\text{р}}$ принимает следующий вид:

$$h_{\text{р}} = h_{\text{р.ц}} + h_{\text{р.ж}} = \xi [0,03 k_{\text{мдс}} (W_{\text{тол}}^{\text{мдс}} - W_{\text{нз}}^{\text{мдс}})] + 1,03 k_{\text{мдс}} K_w \delta_i^{\phi} \text{grad}_L t (\xi / V_{\text{пр}}). \quad (3.3)$$

Экспериментальное определение K_w , δ_i^{ϕ} — процесс трудоемкий и требует специального оборудования и высокой квалификации исполнителей. С использованием данных Э.Д. Ершова и В.Г. Чеверева найдены эмпирические формулы для вычисления изменений K_w , δ_i^{ϕ} в зависимости от объемных значений влажности ($W_{\text{об}}$) и содержания незамерзшей воды ($W_{\text{нз.об}}$).

$$K_w = [k_{\text{мдс}} \exp(A) k_{\text{мдс}} \exp(B \ln W_{\text{об}}^{\text{мдс}})] \cdot 10^{-5}, \quad (3.4)$$

$$\delta_i^{\phi} = k_{\text{мдс}} \exp A k_{\text{мдс}} \exp B \ln W_{\text{нз.об}}^{\text{мдс}}. \quad (3.5)$$

При $k_{\text{мдс}} = 1$ коэффициент корреляции колебался от 0,9 до 0,95 при изменении $W_{\text{об}}$ супесей пылеватых: легких — от 0,12 до 0,26, тяжелых — от 0,24 до 0,36; суглинков пылеватых: легких и средних — от 0,24 до 0,38 и тяжелых — от 0,30 до 0,43 и изменениях $W_{\text{нз.об}}$ в супесях — от 0,03 до 0,1 и суглинках — от 0,05 до 0,15, коэффициенты корреляции изменяются от 0,90 до 0,95.

Значение градиента температур в зоне интенсивных фазовых переходов по В.О. Орлову вычисляют по формуле

$$\text{grad}_L t = (t_{\text{нф}} - t_{\text{пп}}) / L_{\Phi}, \quad (3.6)$$

где L_{Φ} — мощность зоны фазовых переходов, ограниченная снизу температурой начала фазовых переходов поровых растворов ($t_{\text{нф}}$), сверху температурой прекращения пучения пород ($t_{\text{пп}}$). С достаточной для практических целей точностью распределение температур в слое сезонного промерзания можно принять линейным. Из подобия треугольников для каждого месяца находим $L_{\Phi, i}$ и вычисляем ее среднезимнее значение ($L_{\text{сз}}$) (рис. 3.13).

Используя среднемесячные температуры на поверхности пород $t_{n, i}$, вычисляем их среднезимнее значение — $t_{n, \text{сз}} = t_{n, i} / n$, где i — номер месяца; n — количество месяцев с температурой ниже 0°C . Значение ξ вычисляется или определяется экспериментально. В итоге мы получим формулу для вычисления среднезимнего $\text{grad}_L t$:

$$\text{grad}_L t = t_{n, \text{сз}} / \xi. \quad (3.7)$$

Оценка точности прогноза пучения h_p по предложенной методической схеме в сравнении с экспериментально полученными значениями в натуральных условиях показала, что относительные ошибки колеблются с вероятностью 0,85 не более 20 %.

Для расчета осадки элементарного слоя оттаивающей многолетнемерзлой породы справедлива формула Н.А. Цытовича:

$$H = h(A_0 + aP_n), \quad (3.8)$$

где h — мощность элементарного слоя, м; H — полная осадка оттаивающих пород; A_0 — осадка пород при оттаивании без приложения внешней нагрузки (коэффициент оттаивания); a — коэффициент сжимаемости при статической вертикальной нагрузке P_n , МПа.

Экспериментальное определение параметров деформаций массивов крупнообломочных пород при оттаив-

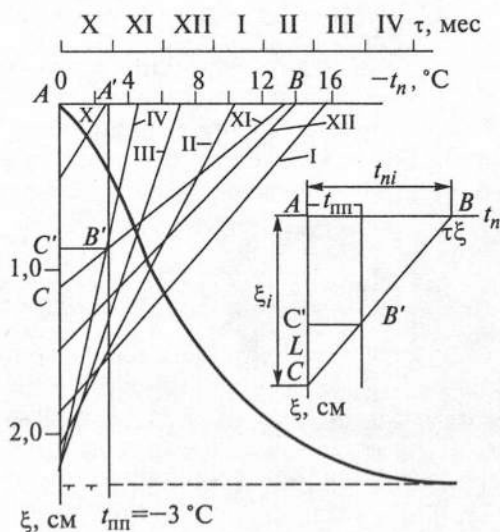


Рис. 3.13. Схема расчета среднезимнего значения градиента температур в зоне интенсивных фазовых переходов.

t_n — среднемесячные значения температуры поверхности пород в зимний период; $t_{\text{пп}}$ — температура прекращения пучения пород (по В.О. Орлову, [1962]); ξ — глубина промерзания пород в течение года; ξt_n — глубина промерзания и среднемесячное значение температуры поверхности горных пород за рассматриваемый период (обычно календарный месяц), $\text{grad } t$ — вычисляется из подобия треугольников ΔCAB и $\Delta C'C'B'$.

вании (H , A_0 , a) выполнялось в натуральных условиях. Модуль деформации оттаивающих пород при нагрузках до 0,5 МПа анализируют на основе вычислений, полученных в теории упругости. Порода при этом рассматривается как квазиоднородная и квазиизотропная среда. Для элювиальных скальных пород это выполняется в том случае, если $B/L \geq 5 \div 7$, здесь B — ширина; L — глубина изучаемой зоны. Для исследований дресвяных и щебенистых пород с диаметром крупнообломочных частиц до 5 см использовался метод горячего штампа радиусом более 40 см и площадью не менее 5000 см². Ширина выработки при диаметре штампа 80 см достигала 3,5—4,0 м. Стальной штамп с ребрами жесткости изготавливался в рабочей части толщиной 10 мм. Глубина шурфов, в которых проводились определения деформаций осадок пород, достигала 8—10 м. Экспериментальные исследования выполнялись в элювиальных породах, для которых была составлена типизация основных видов криогенных текстур (рис. 3.14).

При оттаивании слабо выветрелых скальных горных пород $a_{сж} \approx 0$. В этом случае $H_i = f(A)$. В породах с системно-горизонтальными типами криогенных текстур значения $H_{i, cr} = A_{cr} = j_{cr}$, с системно-вертикальными по определению Н.А. Цытовича должно быть $H_{i, cb} = A_{cb} = j_{cb}$. Однако в тепловых осадках льдистость криогенных текстур данного типа участия не принимает. Следовательно, $H_i = 0$ при $j_{cb} \neq 0$. При наличии в породах системно-сетчатых криогенных текстур, согласно этому же определению $H_{i, cc} = j_{cc}$. Однако льдистость при вертикальной ориентировке ледяных включений в формировании осадок не участвует, в итоге $H_{i, cc} = (j_{cc} - j_{cb}) = j_{cr}$.

Обработка результатов экспериментальных данных, полученных в различных регионах, показала, что характер зависимости A_0 от изменения содержания крупнообломочных частиц K_v однотипный, а функция, описывающая их, имеет следующий вид:

$$A_0 = f(K_v, W_{tot}) = W_{tot} / [aK_v + b(1 - K_v)]. \quad (3.9)$$

Для поиска расчетной модели крупнообломочных пород использовался геолого-статистический анализ. Он позволил минимизировать основные факторы для построения соответствующих моделей крупнообломочных пород: структурный фактор — объемное содержание крупнообломочной составляющей — $k_v = k_p \rho_{ск} / \rho_{мч}$; фактор криогенного строения — тип криогенных текстур, фактор физико-механических свойств (ФМС) — суммарная влажность W_{tot} и плотность пород в ненарушенном состоянии ρ .

Проверка информативности факторов показала, что для супесчаных и суглинистых крупнообломочных пород теснота взаимосвязи между показателями деформаций крупнообломочных пород и показателями k_v и W_{tot} не ниже 85 %, для песчаных — не ниже 75 %. При использовании линеаризованных моделей оценка деформационных свойств крупнообломочных пород оказалась неэффективной. Поэтому были использованы модели, характеризующиеся зависимостью дробно-линейного вида. Теоретически левые части полученных зависимостей с различными переменными должны быть равны. Просуммировав правые и левые части корреляционно-регрессионных моде-

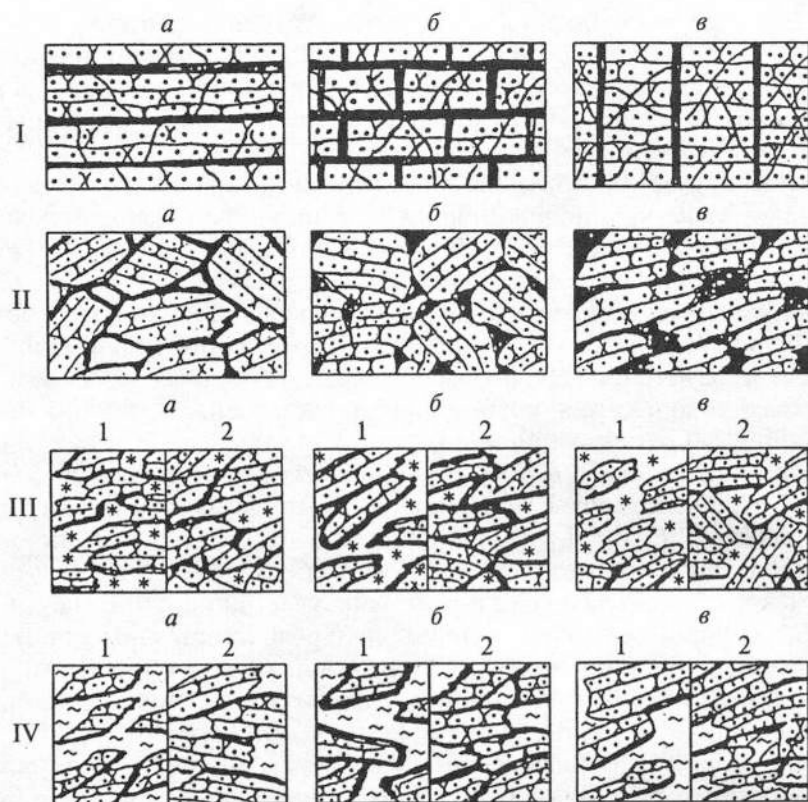


Рис. 3.14. Криогенные текстуры в элювии скальных пород (I), крупнообломочных горных породах без мелкодисперсной (II), с песчаной (III) и глинистой мелкодисперсной (IV) составляющими.

I: *a, б, в* — соответственно линейные горизонтально-ориентированные системные, сетчатые системные, линейные вертикально ориентированные системные; II: *a, б, в* — контактные полно-, порово-корковые бесконтактные, базально-корковые; III: *a1, a2, б1, б2, в1, в2* — массивные бескаркасные локально-контактные неполнокорковые, каркасные локально-контактные полнокорковые массивные, массивные бескаркасные локально-контактные полнокорковые, массивные каркасные локально-контактные, локально-корковые, массивные, бескаркасные локально-контактные локально-корковые, каркасные бесконтактные локально-корковые массивные; IV: *a1, a2, б1, б2, в1, в2* — линзовидные бескаркасные локально-контактные неполнокорковые, каркасные локально-контактные полнокорковые линзовидные, линзовидные бескаркасные локально-контактные полнокорковые, линзовидные каркасные локально-контактные, локально-корковые, линзовидные бескаркасные локально-контактные локально-корковые, каркасные бесконтактные локально-корковые линзовидные.

лей грунтов, мы получили эмпирические зависимости для оценки характеристик деформационных свойств крупнообломочных пород Удокана с песчаной (a_n, A_n), супесчаной (a_{cn}, A_{cn}) и суглинистой (a_{cr}, A_{cr}) составляющими, у которых ($85 > K_v > 10$) %:

$$a_n = 0,5[K_v/(254 K_v - 59) + W_{tot}/(111 W_{tot} - 6,7)], \quad (3.10)$$

$$A_{II} = 0,5[-0,02K_v/(K_v - 1,5) + (0,72/\rho - 0,28)], \quad (3.11)$$

$$a_{сп} = 0,5[K_v/362 K_v - 75) + W_{tot}/(192 W_{tot} - 3,2)], \quad (3.12)$$

$$A_{сп} = 0,5[K_v/(11 K_v - 0,8) + W_{tot}/(9 W_{tot} + 0,5)], \quad (3.13)$$

$$a_{сг} = 0,5[K_v/(112 K_v + 2,7) + W_{tot}/(174 W_{tot} - 8,4)], \quad (3.14)$$

$$A_{сг} = 0,5[K_v/(41 K_v - 5,5) + W_{tot}/(32 W_{tot} - 0,5)]. \quad (3.15)$$

Предложенные зависимости (3.10)—(3.15) лишь косвенно учитывают воздействие криогенных текстур на деформации оттаивающих пород. Точность их не ниже 50 % с вероятностью 0,85.

Анализ влияния криогенных текстур на тепловые деформации массивов оттаивающих крупнообломочных пород позволил предложить более сложную зависимость для их оценки:

$$A_0 = \frac{W_{i.ср} + W_{i.ср}k_{cs}k_{st}k_{ikt}}{(n_{is}k_{is} + n_{cs}k_{cs})k_{pd}}, \quad (3.16)$$

где n_{is} и n_{cs} — эмпирические коэффициенты, значение которых находят отдельно для пород различных петрографических типов; k_{is} , k_{cs} — долевое содержание мелко- и крупнообломочной составляющих в крупнообломочной породе; k_{st} — коэффициент влияния связности (жесткости) литогенной структуры: $k_{st} = 1 - k_{stk}$ (при $k_{cs} = 0,1-0,3; 0,3-0,5; 0,5-0,7; 0,7-0,9$ соответственно $k_{stk} = 0,8; 0,7; 0,5; 0,3$); k_{ikt} — коэффициент влияния криогенных текстур: $k_{ikt} = 2 - k_{ist}$; $k_{ist} = 0$ — для каркасных массивных и шлировых полноконтактных горизонтально-слоистых локально-корковых; $k_{ist} = 0,5$ — для полноконтактных горизонтальных и косослоистых неполнокорковых; $k_{ist} = 1,0$ — для полноконтактных полнокорковых (сетчато-образных); $k_{ist} = 1,5$ — для бесконтактных неполнокорковых и $k_{ist} = 2,0$ — для бесконтактных локально-корковых криогенных текстур; k_{pd} — коэффициент дисперсности:

$$k_{pd} = k_d \cdot k_{cs} = k_{dr} \cdot K_r + k_{dш} \cdot K_{ш} + k_{dл} \cdot K_l$$

($k_{dr} = 1,25$; для щебня $k_{dш} = 1,0$; для дресвы $k_{dл} = 0,75$; K_r , $K_{ш}$, K_l — долевое участие глыб, щебня и дресвы, образующих крупнообломочные породы).

Гидротермические деформации в слое сезонного оттаивания и промерзания пород (пучения — осадки — солифлюкция) широко распространены в низко- и среднегорных криогенных районах Удокана. Интегральная скорость горизонтального смещения горных пород по склону определяется многими факторами, но основными из них являются величина деформаций пучения пород при промерзании, осадок при оттаивании и крутизна склона. Значения двух первых параметров зависят от условий промерзания и начальной влажности перед промерзанием. Скорость горизонтальных гидротермических деформаций песчаных крупнодисперсных отложений при крутизне склонов $5-15^\circ$ изменялась в течение года от долей до первых миллиметров, глинистых — от первых миллиметров до первых сантиметров. Последние значения были характерны для отложений с частослоистыми криогенными

текстурами (рис. 3.15), суммарная влажность которых превышала влажность на границе полной влагоемкости.

Гидротермические деформации Удокана играют важную роль в формировании криоморфогенного микрорельефа склонов — нагорных террас, пятен медальонов, полосчатых структур, террасовидных курумов и т.п.

Курумообразование на Удокане — один из наиболее распространенных криогенных экзогенных процессов. В низкогорье Удокана площадь, занимаемая курумами, составляет 10—15, в высокогорье достигает более 85 %. Распространение, образование, состав и строение курумов являются результатом криогенного выветривания и зависят от интенсивности криогипергенеза и морозостойкости горных пород. На территории распространения кварцитовидных песчаников сакуканской свиты курумы обычно крупноглыбовые, мощностью 7—10 м, аргиллитов и алевролитов намингской свиты — щебневидные, мощностью 3—7 м.

По вопросу о механизме образования и скорости движения курумов и об их опасности для инженерных сооружений существует большое количество точек зрения, но ни одна из них не является общепринятой. Наши наблюдения за перемещением курумов показали, что на территории Удокана они находятся практически в стационарном состоянии и без дополнительных источников энергии эндогенного или техногенного характера пред-

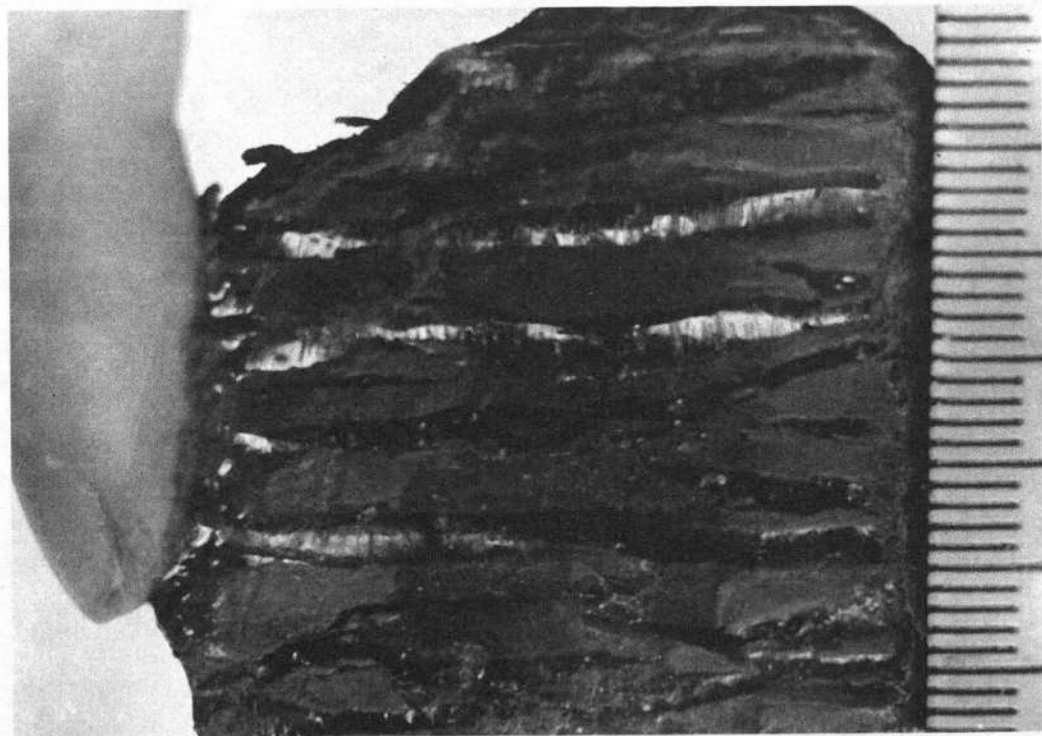


Рис. 3.15. Слоистая криогенная текстура солифлюкционных отложений Удокана.

ставляют лишь потенциальную опасность для линейных и других типов сооружений. Лишь в том случае, когда в курумах развиты криогенные текстуры порового и базального типов, они могут представлять определенную опасность при вытаивании льда (рис. 3.16).

В настоящее время от ст. Новая Чара до уч. Чина построена подъездная железная дорога. Первый ее участок проходит по территории озерно-аллювиальной предгорной равнины. Сложность эксплуатации заключается в том, что в его основании могут находиться не установленные при инженерных изысканиях пластовые и полигонально-жильные льды значительной мощности. О трудности установления их местоположения свидетельствует то, что при паводках р. Чара в аллювиальных отложениях часто вскрываются льды указанных выше типов. Даже при отсутствии нарушений почвенно-растительного покрова изменения радиационно-теплового баланса, вызванные запыленностью притрассовой полосы, могут привести к увеличению глубины сезонного оттаивания и промерзания на мощность, достаточную для развития термокарста и термоэрозии. Это будет способствовать катастрофическому разрушению железнодорожного полотна.

Второй участок дороги пересекает среднегорную часть территории Удокана и выходит к Чинейскому железорудному месторождению. Здесь наибольшую опасность для эксплуатации железной дороги представляют осыпи,



Рис. 3.16. Базальная криогенная текстура курумов Удокана.

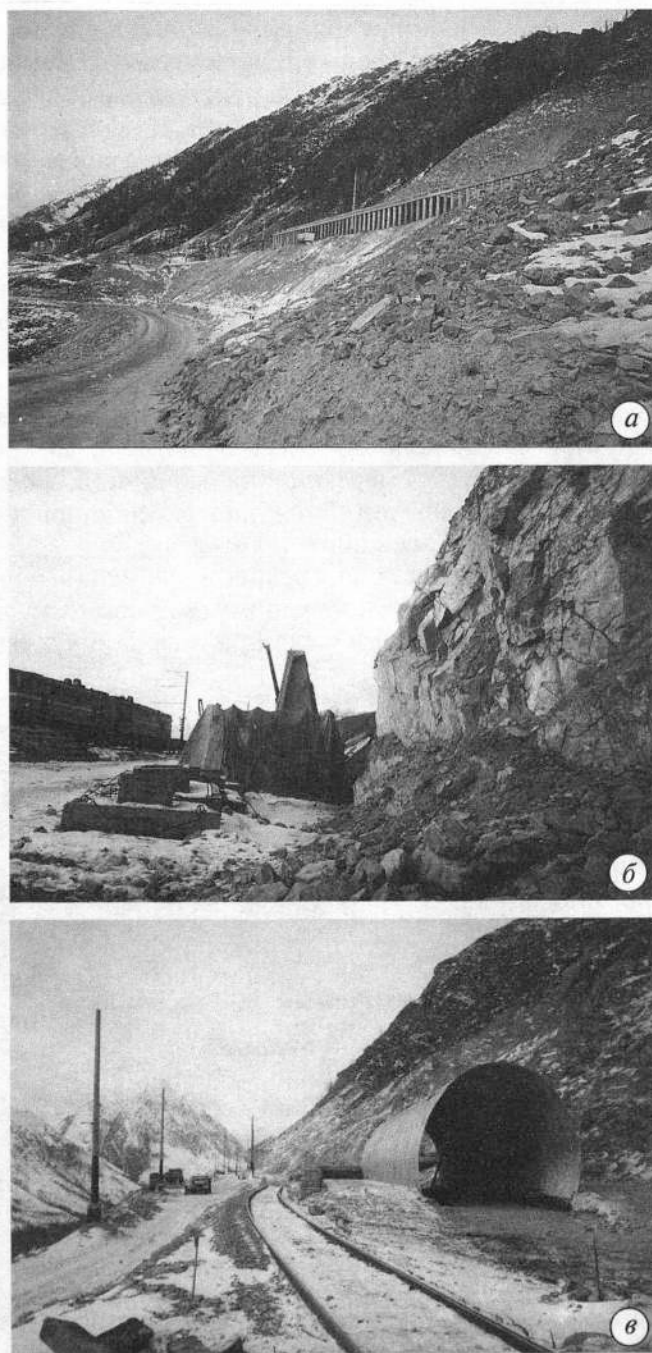


Рис. 3.17. Конструктивные мероприятия по обеспечению безаварийной эксплуатации железной дороги Новая Чара — Чина на гравитационно-опасных участках в районе 35—55 км.

a — галереи; *б* — подпорные стенки; *в* — металлические оболочки.

обвалы и лавины, развитие которых может происходить ежегодно, а объемы схода каменного материала могут быть достаточными для частичного разрушения или перекрытия участков железнодорожного полотна независимо от инженерных сооружений, его предохраняющих (подпорных стенок и галерей, см. рис. 3.17, а—в). Несомненную опасность на этом участке представляют землетрясения, поскольку сейсмичность данного района достигает 10—12 баллов. Воздействие землетрясений может привести к чрезмерной активизации гравитационных процессов, сходу курумов и осыпей вместе с фрагментами железной дороги.

Предпринимаемые конструктивные меры защиты железнодорожного полотна от возникновения аварийных ситуаций при непредвиденном развитии криогенных процессов нам представляются малоэффективными и носят лишь вспомогательный характер.

Для разработки комплексных мелиоративно-конструктивных решений этой проблемы с целью минимизации затрат на экономически эффективную эксплуатацию железной дороги в будущем необходимы организация и проведение инженерно-геокриологического мониторинга. Основное внимание при этом должно быть сосредоточено на изучении потенциально опасных для эксплуатации инженерно-геокриологических процессов и явлений в пределах каждого из указанных участков.

На 1-м участке необходимо изучать изменение температурного режима горных пород с учетом техногенных воздействий на них в пределах притрассовой полосы железной дороги. Особое внимание следует уделить участкам, в пределах которых существует новообразовавшийся концентрированный сток поверхностных вод через искусственные водопропускные сооружения. Наряду с этим надо выполнить дополнительные исследования для выявления пластовых и полигонально-жильных льдов в притрассовой зоне железной дороги.

На 2-м участке необходимо обратить особое внимание на изучение факторов, влияющих на развитие гравитационных процессов (осыпей, обвалов и снежных лавин).

Курумы: состояние изученности

Современные представления геокриологии о поведении массивов мерзлых горных пород основаны на сравнительно хорошей изученности термодинамических процессов, в основном в мелкодисперсных отложениях, называемых грунтами, а также скальных породах. Оба этих вида пород с достаточным основанием относят к сплошным пористым средам.

Использование традиционных представлений о сплошных средах для исследования природы и законов тепло- и массообмена в открытых крупно-обломочных и глыбовых отложениях, которые широко представлены в верхних слоях литосферы Земли, не правомерно. К таким отложениям относятся в первую очередь курумы. Поэтому некоторые закономерности криогенных процессов и явлений в них до сих пор не нашли удовлетворительного объяснения, не изучены ни в теоретическом, ни в экспериментальном аспектах. Основной вопрос исследований такого рода состоит в выявлении механиз-

мов тепло- и массообмена в крупнообломочных покровных отложениях с атмосферой, с одной стороны, и подстилающими породами — с другой, а также в оценке количества тепла, выделяемого и поглощаемого в результате тепло- и массообмена.

В связи с этим особый интерес вызывает факт переохлаждения крупнообломочных покровных отложений и подстилающих их пород в условиях криолитозоны, обнаруженный экспериментально И.И. Пацевым [1969] на Ленских золотых приисках и позднее Г.П. Минайловым [1971] на БАМе. Этот факт до сих пор не получил соответствующего теоретического обоснования, которое помогло бы внести изменения в представления о природе и законах формирования мерзлых толщ под крупнообломочными отложениями, заложить основы нового научного направления в физической геокриологии (теплофизики и механики крупнообломочных отложений криолитозоны) и открыть перспективы создания принципиально новых технологий управления термонапряженным состоянием и физико-механическими свойствами пород на объектах горно-добывающей промышленности (в бортах и уступах карьеров и в породных отвалах), гидротехнических сооружений (земляных плотинах и дамбах), транспортного строительства (дорожных насыпях, подземных сооружениях, основаниях мостов), при решении практических задач мелиорации вновь осваиваемых территорий в криолитозоне.

В многочисленных публикациях, посвященных описаниям крупнообломочных покровных отложений, в качестве их характеристики обычно приводят пористость и гранулометрический состав и ничего не сообщают о среднем и среднестатистическом или любом другом размере пор, играющих главную роль в формировании конвективных тепломассообменных процессов.

Для восполнения этого пробела используются достаточно общие теоретические представления о структуре пористых материалов [Хейфиц, Неймарк, 1982]. Они строятся на доказательствах допустимости представления пористых тел в виде различным образом уложенных шаров одинакового размера. Для подобных моделей существует следующее универсальное соотношение между пористостью ϵ , удельной поверхностью S и радиусом шара R :

$$R = 3(1 - \epsilon)/S, \quad (3.17)$$

где $\epsilon = 1 - \frac{4}{3\pi R^2 n}$; $S = 4\pi R^2 n$; n — число шаров в единице объема.

Основными параметрами такой «глобулярной» модели служат две величины — радиус глобул R и так называемое координационное число упаковки N , т.е. число контактов глобул с соседними, которое характеризует плотность упаковки. Наиболее плотной упаковкой в данной модели является гексагональная, для которой $N = 12$, $\epsilon = 0,2595$; далее идет кубическая: $N = 6$, $\epsilon = 0,4764$; наконец, тетраэдрическая: $N = 4$; $\epsilon = 0,6599$. Для этих трех упаковок ϵ приближенно можно оценить из соотношения

$$\epsilon = 2,62/N. \quad (3.18)$$

Кроме глобулярной модели, Л.А. Хейфиц и А.В. Неймарк [1982] рассмотрели в качестве более универсальной модель «хаотично расположенных сфер».

Обе модели, по существу, базируются на идеализированном представлении обломков и пустот в курумах в виде геометрических фигур правильной формы, описываемых известными математическими выражениями. Очевидно, что они не учитывают реального строения курумов и его изменений по глубине, а следовательно, и их термодинамику.

Результаты полевых исследований строения и температурного режима курумов, выполненные И.И. Железняком и др. [1992; Устойчивость..., 1988] и И.Ю. Мальчиковой [1991], позволили А.И. Янушаускасу [1991] разработать математическую модель распространения температурных волн в курумах с учетом конвекции за счет введения некоторой «анизотропии» явления теплопроводности в куруме. Эта модель предусматривает зависимость коэффициента температуропроводности от температуры на поверхности макропустотного массива пород.

Такая математическая модель открыла возможность решения широкого круга научных и практических задач, например прогнозирования температурного режима в основаниях насыпных геотехнических сооружений, в массиве пород вокруг подземных горных выработок.

Анализ публикаций в специальной литературе показал, что разработанная А.И. Янушаускасом математическая модель распространения температурных волн в курумах является пока единственной и наиболее полно учитывает многофакторность условий и разнообразие физических свойств и теплофизических процессов в этих отложениях, связанных с сезонными климатическими колебаниями температуры и влажности воздуха и др.

Следует отметить, что математические модели распространения температурных волн в различных геотехнических сооружениях из крупнообломочного материала (плотины и упорные призмы гидротехнических сооружений, дамбы и др.) практически неприменимы к курумам.

Одна из ключевых задач успешного моделирования тепловых процессов в курумах — наличие достоверных данных о строении и физических свойствах этих отложений, в первую очередь пустотности.

Если учесть, что до сих пор в мировой инженерно-геологической практике не разработаны научно-методические рекомендации и нормативно-технические правила полевого или лабораторного определения этих свойств, то заметным шагом вперед в этом направлении можно считать изобретенный сотрудниками лаборатории геомеханики ЧИПР СО РАН способ определения пустотности курумов [А. с., 1991]. Его сущность заключается в том, что по фотоснимкам с помощью палетки и увеличителя определяют площадь обломков и, следовательно, пустот между ними. По соотношению этих площадей расчетным путем определяется пустотность курума.

С помощью полученных результатов появилась возможность применения упрощенных расчетов характеристик теплообмена в курумах по схеме газовой холодильной машины, в которой процессы теплообмена в верхнем и нижнем горизонтальных участках каналов происходят при постоянном давлении.

Решение тепловой задачи — первый необходимый шаг в комплексном исследовании курумов. Следующий шаг предусматривает поиск решения механической задачи, с помощью которого можно успешно решать сложные научные и практические задачи прогнозирования и оценки статической и динамической (сейсмической) устойчивости сооружений различного конструктивного устройства и назначения.

Принципиально решение статической и динамической задач достаточно успешно реализуется для практических целей с помощью моделей, формализованных в программы для ЭВМ «Геомеханика», разработанной под руководством А.Б. Фадеева, и «Сейсмика», разработанной под руководством Ш.М. Айталиева.

В этом случае одним из ключевых вопросов является наличие достоверных исходных данных о строении курумов и их механических свойствах, в первую очередь о сопротивлении сдвигу.

Сотрудниками лаборатории геомеханики ЧИПР СО РАН выполнены полевые экспериментальные работы по определению сопротивления сдвигу курумов. Они дали очень интересные результаты. Оказалось, что из-за контактов между обломками породы при достижении предела сопротивления сдвигу в курумах происходят необратимые мгновенные деформации по типу разгрузочных с установлением нового равновесного состояния [Устойчивость..., 1988].

Режимные полевые, лабораторные теоретические и модельные комплексные исследования курумов позволили сформировать новые научно-обоснованные представления о курумах.

1. Курумы — крупнообломочные склоновые образования криогенной природы в районах с высокой степенью неотектонической активности структур, развивающиеся и перемещающиеся в дальнейшем под действием криогенных процессов (выветривание, морозное выпучивание, сортировка, десерпция, крип и др.) на склонах крутизной менее угла естественного откоса.

2. Курумы распространены в тектонически нестабильных горных районах и приурочены к участкам с многолетнемерзлыми горными породами. Среди факторов природной среды, влияющих на образование и распространение курумных отложений, выделяются две основные группы: геоморфолого-тектонические (неотектоническая активность структур, степень расчлененности рельефа, литологические особенности скальных пород) и климатические (степень континентальности климата, определяемая особенностями циркуляции атмосферы и интенсивностью солнечной радиации). В силу воздействия первой группы факторов происходят первичное разрушение скальных массивов и подготовка их к криогенному выветриванию. Интенсивность развития выветривания определяется второй группой факторов.

3. Один из главных факторов формирования и развития курумов — аккумулярованный в них сезонный лед. Степень активности курумов определяется типом сезонного льда, характеризующимся определенной криогенной текстурой и обуславливающим ту или иную льдистость отложений. Максимальная активность курумных отложений наблюдается при образовании

фирнового и инфильтрационно-натечного типов льда, минимальная — при аблимационном.

4. Разнообразие источников и процессов льдообразования в курумах определяет формирование льда, имеющего разный генезис. Среди типов сезонного льда в курумах, играющих большую роль в их развитии, нами выделено три. Два из них ранее не выделялись: аблимационный, связанный с льдообразованием из водяных паров в пустотах; фирновый, образующийся в результате задувания большого количества снега в пустоты и последующего его метаморфизма и инфильтрационно-натечный (выделялся и другими авторами).

5. В разных ландшафтных условиях вследствие неодинакового тепловлагообмена в курумах и неодинаковой структуры их теплового баланса формируются разные типы сезонного льда. Если в открытых (свободных от растительности) курумах образуются все типы сезонного льда, то в залесенных — лишь инфильтрационно-натечный и редко аблимационный.

6. Структура теплового баланса курумов, выявленная в результате режимных наблюдений, оказалась тесно связанной с ландшафтными условиями. Наибольшие различия наблюдаются между склонами северной и южной экспозиции и открытыми и залесенными участками курумов.

7. С неодинаковой структурой теплового баланса в разных ландшафтах связаны различия в микроклиматических условиях курумов. Последние зависят еще и от циркуляции атмосферы и существенно изменяются в пространстве под влиянием преобладающего типа воздушных масс. С этим связаны меняющиеся в пределах Северного Забайкалья климатические закономерности распространения курумов.

8. Прослежены причинная взаимосвязь и взаимообусловленность между строением курумов и характером тепловлагообмена в них. Строение курумов, степень упаковки обломков определяют характер распространения тепла и влаги в теле курума. Последние же влияют на мощность курумного чехла, степень заполненности пустот мелкоземом, форму обломков и др.

9. Экспериментально установлены основные закономерности влияния геотехнических сооружений на тепловое поле курумных оснований.

На их основе выяснен принцип использования курумов в качестве оснований сооружений, выработаны рекомендации по проектированию земляного полотна линейных сооружений на курумных отложениях.

Сущность принципа заключается в том, что курумы следует использовать в естественном ненарушенном состоянии. Это обеспечивает решение двух важных задач: дренаж подземных вод в сезоннооттаивающем слое пород естественными путями (без специального устройства водоотводных систем) и погашение сейсмических колебаний.

Данный принцип предусматривает возможность эксплуатации земляного полотна дорог двумя методами: допускающим техногенную кольматацию сезоннооттаивающего слоя курумов мелкоземом или формирование в нем гольцового льда в процессе эксплуатации (метод 1) и недопускающим кольматацию (метод 2).

Под техногенной кольматацией понимается заполнение пустот между обломками, слагающими курум, мелкоземом, отсыпавшимся в них из геотехнического сооружения (отвалов пород, дамб, земляного полотна дороги и др.).

Под техногенным формированием гольцового льда в сезоннооттаивающем слое курумов понимается заполнение пустот льдом в результате влияния возведенного на этом куруме геотехнического сооружения.

Выбор метода предопределяется фациальной принадлежностью курумов на участках рельефа: например, при возведении земляного полотна дорог на фации курумного поля по границе с закоматированными участками преимущество следует отдавать методу 1, а в остальных случаях — 2. При пересечении земляным полотном фаций курумного потока метод 1 неприемлем.

Следует иметь в виду, что эффективность практического применения инженерно-физических методов использования курумов в качестве оснований геотехнических сооружений определяется полнотой инженерно-геокриологической информации о составе, строении, свойствах крупнообломочных отложений, природе и закономерностях развития в них тепловых и механических процессов.

Полученные результаты исследований, опробованные математические модели и программное обеспечение их реализации в сочетании с дополнительными целевыми экспериментами по изучению распространения колебаний (включая сейсмические) в основаниях и земляном полотне линейных сооружений на типичных участках эксплуатируемых участках БАМа позволили впервые в отечественной и мировой практике проектных работ рассчитать на устойчивость земляное полотно железной дороги на курумном основании (115 км участка железной дороги Беркакит — Томмот — Якутск).

К перспективным направлениям исследований курумов можно отнести следующие:

1) разработка инженерно-геологических методов опробования курумов с целью определения их физико-механических свойств;

2) разработка математической модели для оценки напряженно-деформированного состояния курумов в естественных условиях залегания и в основаниях сооружений при статических и динамических воздействиях;

3) изучение закономерностей формирования и трансформации строения курумов.

Результаты этих исследований позволят обеспечить эффективность освоения месторождений полезных ископаемых на Севере Забайкалья.

Гидрогеология

Подземные воды

Согласно схеме структурно-гидрогеологического районирования [Гидрогеология СССР, 1969], Удоканское месторождение находится в восточной части Байкало-Чарской гидрогеологической складчатой области в пределах Каларо-Удоканского гидрогеологического массива. Отличительные особен-

ности территории — сильно расчлененный высокогорный рельеф и наличие мощной толщи многолетнемерзлых пород. Отмеченная специфика определяет особенности формирования и дренажа подземных вод. Характер распространения многолетнемерзлых пород (ММП) существенно сказывается на условиях питания, движения и разгрузки подземных вод, их химическом составе, режиме, температуре и ресурсах, общей гидродинамической обстановке отдельных водоносных горизонтов и комплексов. В зависимости от положения в мерзлотно-гидрогеологическом разрезе в составе подземной гидросферы выделяются над-, меж- и подмерзлотные воды. Мерзлотная обстановка района Удоканского месторождения определяет концентрацию основной массы подземных вод в достаточно узких таликовых зонах, что, с одной стороны, облегчает их выявление и изучение, с другой — приводит к достаточно низкой защищенности от загрязнения.

На рассматриваемой территории, по данным среднемасштабной гидрогеологической съемки, распространены следующие водоносные комплексы:

I. Водоносные комплексы в талых рыхлых кайнозойских отложениях: 1) в верхнечетвертичных — современных аллювиальных отложениях (aQ_{III-IV}), 2) в верхнечетвертичных — современных пролювиально-делювиальных отложениях (pdQ_{III-IV}), 3) в верхнечетвертичных водно-ледниковых отложениях (fQ_{III}^2), 4) в верхнечетвертичных озерно-аллювиальных отложениях (laQ_{III}^1), 5) в нерасчлененных неоген-нижнечетвертичных аллювиальных отложениях (aN_2-Q_I);

II. Подземные воды на площади развития многолетнемерзлых пород (воды деятельного слоя): 1) воды четвертичных элювиальных отложений водораздельных пространств (eQ), 2) воды четвертичных полигенетических отложений склонов и сезоннооттаивающего слоя трещиноватых коренных пород ($polQ$), 3) воды верхнечетвертичных — современных аллювиальных отложений (aQ_{III-IV}), 4) воды верхнечетвертичных-современных пролювиально-делювиальных отложений (pdQ_{III-IV}), 5) воды верхнечетвертичных озерно-аллювиальных отложений (laQ_{III}^1), 6) воды верхнечетвертичных водно-ледниковых отложений (fQ_{III}^2), 7) воды верхнечетвертичных моренных отложений (gQ_{III}^2), 8) воды среднечетвертичных моренных отложений (gQ_{II}), 9) воды плиоцен-нижнечетвертичных отложений (N_2-Q_I);

III. Подземные воды зоны открытой региональной трещиноватости: 1) в раннепротерозойских песчаниках ($PR_1(nm + bt)$), 2) в раннепротерозойских и палеозойских интрузиях кислого состава ($\gamma PR_1 + PZ$);

IV. Жильные воды зон тектонических нарушений.

Выделенные типы вод, водоносные горизонты и комплексы характеризуются следующим.

I. Водоносные комплексы в талых рыхлых кайнозойских отложениях

1) Водоносный комплекс верхнечетвертичных — современных аллювиальных отложений (aQ_{III-IV}). Залегает первым от поверхности и приурочен к нерасчлененным аллювиальным отложениям каргинско-сартанского времени и современного межледниковья. Развита в пределах днищ всех крупных рек

района, занимает обширные площади русл, пойм, надпойменных террас и в плане ограничен наземным контуром таликов, осложнен островами мало-мощной мерзлоты.

Водовмещающие породы представлены крупными галечниками, валунами с гравийно-песчаным заполнителем, встречаются линзы и прослои более мелкого гравийно-песчаного, супесчаного, суглинистого материала.

В долине р. Нижний Ингамакит мощность обводненного аллювия изменяется от 11,3 (перед наледью) до 74 м, сильно сокращаясь и дифференцируясь в зимнее время. В пределах долины р. Наминга ситуация практически аналогична. В летнее время мощность комплекса составляет 7—10 м, снижаясь в зимнее время с одновременным уменьшением площади обводненных пород до 30 %.

Водонепроницаемая кровля отсутствует либо в качестве нее выступают козырьки и маломощные острова ММП. Подстилающей водоупорной толщей служат казанцевские озерно-аллювиальные осадки суглинистого и супесчаного состава. На большей же части территории распространения комплекс залегает на флювиогляциальных отложениях зырянского возраста (второй водоносный комплекс).

По характеру циркуляции воды порово-пластовые безнапорные, зимой перед наледями за счет промерзания приобретают слабый напор. Мощность сезонномерзлого слоя 2,5—3,0 м. Уровень подземных вод существенно зависит от поверхностного стока. В долине р. Наминга летом наибольшие колебания уровня отмечаются в верховьях (6,3—23,2 м), в пределах Намингинского месторождения подземных вод они составляют 0,5—2,0 м. Зимой уровень падает, в верховьях комплекс осушается, в пределах обводненного разреза снижается до 5—7 м, оставаясь постоянным лишь перед наледью (0,5—1,5 м). По долине р. Нижний Ингамакит максимальное стояние уровня подземных вод наблюдается в июне — 0,4—3,4 м, в теплый период амплитуды колебания незначительны, зимой уровень сильно понижается.

Аллювиальный водоносный комплекс характеризуется неоднородной водообильностью по всем речным долинам. Дебиты родников изменяются в интервале 40—320 л/с, достигая максимума в июле. Коэффициенты фильтрации в среднем составляют 200—570 м/сут, понижаясь на участках конусов выноса ручьев до 149 м/сут.

По химическому составу воды гидрокарбонатные, реже сульфатные с минерализацией 40—200 мг/л, рН изменяется от 5,5 до 8,0.

Движение подземного стока направлено вниз по долинам и определяется ориентацией талой зоны. Питание комплекса осуществляется за счет поверхностных вод, вод деятельного слоя, атмосферных осадков и вод, расположенных гипсометрически выше водоносных комплексов. Область питания совпадает с площадью распространения.

2) Водоносный комплекс верхнечетвертичных — современных пролювиально-делювиальных отложений (pdQ_{III-IV}). Приурочен к нерасчлененным верхнечетвертичным современным отложениям времени сартанского похолодания и современного межледниковья, распространен в пределах крупных

конусов выноса и связан с тальми породами. На отдельных участках перекрыт многолетнемерзлыми породами мощностью от 5—10 до 25 м.

Водовмещающие породы — глыбово-валунные отложения со щебенисто-дресвяно-супесчаным заполнителем. Мощность комплекса составляет 5—15 м, увеличиваясь к периферии конусов до 30—40 м с одновременным появлением прослоев супесей, реже суглинков. В летний период породы практически полностью обводнены. Подошвой комплекса служат водонепроницаемые плиоцен-нижнечетвертичные отложения, слабо водопроницаемые породы коренного основания и фациально замещающие пролювий аллювиальные отложения.

По характеру циркуляции воды порово-пластовые, грунтовые. Под толщей ММП имеют напор до 3—5 м. В летний период уровни подземных вод составляют 1—3 м, понижаясь зимой до 15—30 м. Водообильность оценивается дебитами временных родников на периферии конусов выноса (в межень — 0,3—5,0 л/с; в период дождей — 10—30 л/с, максимально до 200 л/с). Зимой сток родников прекращается и подземные воды разгружаются непосредственно в аллювий.

Химический состав вод преимущественно гидрокарбонатный кальциево-натриевый, минерализация 34—60 мг/л. Направление движения вод — вниз по конусам, к поймам рек. В питании участвуют поверхностные воды, атмосферные осадки, воды деятельного слоя с вышележащих участков склонов, в зимний период — исключительно жильные воды разломов.

3) Водоносный комплекс верхнечетвертичных водно-ледниковых отложений (fQ_{II}^2). Приурочен к флювиогляциальным отложениям зырянского времени. На дневную поверхность выходит в мелких таликовых окнах в пределах внутреннего поля флювиогляциальной поверхности в долине р. Нижний Ингамакит, на остальной площади залегает на глубине 10—90 м. В плане представляет собой выдержанный пласт-полосу со средней мощностью 30 м при максимуме 135—140 м в долине р. Нижний Ингамакит.

Водовмещающие породы представлены хорошо промытыми валунно-галечниковыми отложениями с песчано-гравийным заполнением, выдержаны по литологическому составу.

Водоупорной кровлей комплекса в долине р. Наминга является верхнеплейстоценовая толща супесей и суглинков, подошвой — аналогичные отложения казанцевского межледниковья; в долине р. Нижний Ингамакит комплекс перекрывается «крышкой» мерзлых генетически однородных флювиогляциальных и моренных отложений мощностью от первых метров до 50—60 м с окнами таликов, по которым осуществляется гидравлическая связь с поверхностными водами, подстилается относительно слабообводненными озерно-аллювиальными отложениями (laQ_{III}), представленными переслаиванием супесей и суглинков с гравием и галькой.

Воды комплекса — порово-пластовые напорно-безнапорные, с выдержанной водообильностью, водопроницаемыми и фильтрационными свойствами. Пьезометрические уровни непостоянны и неравномерны по площади, изменяются в течение года — максимум приходится на август—октябрь (до

15—24 м), в зимние месяцы уровни понижаются до 1—3 м. Удельные дебиты скважин изменяются в пределах 40—91 л/с. Дебиты постоянных родников составляют в летнюю межень 300—360 л/с, в зимнекритический период — 20—70 л/с.

Воды по химическому составу гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные натриевые и кальциевые с минерализацией 78—100 мг/л, рН = 6,3—6,8. Питание подземных вод осуществляется за счет перетекания вод аллювиального, частично озерно-аллювиального комплексов и трещинных вод коренных пород, поглощения поверхностного стока и атмосферных осадков через таликовые окна.

Комплекс обладает значительными естественными ресурсами, в долине р. Наминга служит основным продуктивным горизонтом.

4) Водоносный комплекс озерно-аллювиальных отложений (IaQ_{III}^I). Приурочен к отложениям казанцевского межледниковья и развит только в пределах Нижнеингамакитской котловины. В плане имеет форму полосы, ограниченной подземным контуром талика. На дневную поверхность не выходит, залегает на глубине 14—61 м в западной части впадины и 44—104 м в пределах Нижнеингамакитского месторождения подземных вод. Сверху перекрыт хорошо промытыми водопроницаемыми отложениями аллювиального и флювиогляциального комплексов.

Водовмещающие породы представлены ритмичным переслаиванием песков, гравийных галечников, супесей и суглинков. Мощность отложений 12—83 м, подошва не установлена. Воды порово-пластовые напорные, максимальное стояние уровня приходится на сентябрь — октябрь (5,24—8,8 м над поверхностью земли в пойме). В мае уровень снижается до минимума. Годовые амплитуды колебаний уровня вод незначительны.

В западной части площади распространения комплекса коэффициенты фильтрации составляют 66—281 м/сут, удельные дебиты скважин — 5,5—46,7 л/с при понижениях 0,2—3,4 м и дебитах 3,7—31,6 л/с. На площади Нижнеингамакитского месторождения подземных вод водовмещающие породы характеризуются повышенным содержанием глинистого материала, фильтрационные свойства отложений понижены (коэффициенты фильтрации 0,48—41 м/сут).

Воды гидрокарбонатные магниевые и натриево-кальциевые, минерализация 58—129 мг/л, рН = 6,7—7,5. Пополнение запасов подземных вод комплекса осуществляется за счет перетекания из вышележащих горизонтов.

5) Водоносный комплекс нерасчлененных неоген-нижнечетвертичных аллювиальных отложений (aN_2-Q_1). Выделен предположительно и приурочен к древнему аллювию, отвечающему первому эрозионному циклу в неоген-нижнечетвертичное время. Литологический состав по аналогии с древним аллювием, выявленным в скважине на правом берегу руч. Эмигачи, представлен хорошо отсортированным гравием, галечниками, мелкими валунами с прослоями супесей и суглинков. Питание осуществляется путем перетекания подземных вод из выше- и нижележащих водоносных комплексов, разгрузка — за пределами впадины по зонам тектонических нарушений.

II. Подземные воды на площади развития многолетнемерзлых пород (воды деятельного слоя)

1) Воды нерасчлененных четвертичных элювиальных отложений водораздельных пространств (eQ). Развита в сезонно-талом слое элювия в пределах плоских водораздельных поверхностей. Водовмещающие породы — щебень, глыбы со щебнем. Глубина залегания определяется мощностью элювия и величиной сезонного оттаивания (до 2,5 м). Основной источник питания — атмосферные осадки, область питания совпадает с областью разгрузки. Кровля отсутствует, подошвой являются многолетнемерзлые коренные породы. Базис дренажа — естественные понижения рельефа и подошва уступа элювиальной поверхности. Суммарный дебит родников достигает 10 л/с. При отсутствии четкой бровки между склоном и водораздельной поверхностью разгрузка осуществляется без выхода на поверхность в смежные и нижележащие комплексы. В период отрицательных температур сток полностью прекращается.

По химическому составу воды хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые, натриевые, магниевые-натриевые, минерализация 26,3—43,8 мг/л, pH = 6,0—6,3. Температура воды зависит от температуры воздуха.

2) Воды нерасчлененных четвертичных полигенетических отложений (poQ). Развита в слое оттаивания полигенетического глыбово-щебенистого материала с песчаным и супесчаным пылеватым или суглинистым заполнителем в верхних частях склонов долин. Глубина залегания определяется мощностью рыхлых отложений, покрывающих склон, и глубиной оттаивания. Выходы родников приурочены к перегибам склонов. Дебиты, в зависимости от количества осадков, составляют 0,1—3,0 л/с. Вследствие быстрого скатывания воды к основанию склонов, мощность водоносного слоя незначительна — первые десятки сантиметров.

Воды хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые, минерализация достигает 87 мг/л, pH = 6,0—6,5. В результате интенсивного водообмена химический состав вод близок к составу атмосферных осадков. Питание в основном осуществляется за счет атмосферных осадков и транзита вод элювиальных отложений.

3) Воды современных — верхнечетвертичных аллювиальных отложений (aQ_{III-IV}). Распространены в деятельном слое на промороженных поймах и террасах основных рек района и их более крупных притоков. Состав водовмещающих пород пестрый — отмечается переслаивание гравийно-галечниковых и песчаных отложений с валунами и прослоями супесей, практически везде перекрытых моховым покровом и заторфованными илами. Мощность слоя сезонного оттаивания составляет 0,1—0,5 м на участках наледных пойм, повышаясь до 2,5 м на хорошо дренируемых участках. Мощность обводненного слоя зависит от количества атмосферных осадков (0,3—0,4 м). Водобильность немногочисленных родников 0,1—2,0 л/с.

Воды хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые, минерализация их 27,3—70,0 мг/л, pH = 6,2. Питание осуществляется за счет атмосферных осадков и стока поверхностных и подземных вод со склонов.

4) Воды верхнечетвертичных — современных пролювиально-делювиальных отложений (pdQ_{III-IV}). Развита в нижних частях склонов в слое оттаивания пролювиально-делювиальных шлейфов. Водовмещающие породы представлены несортированным щебенисто-глыбовым материалом различной крупности с супесчано-гравийным заполнителем, содержание которого зависит от литологического состава коренных пород и крутизны склонов. Мощность сезонно-талого слоя на склонах южной экспозиции достигает 4,5—5,0 м, северной — 1,0—2,0 м. Мощность потока (0,2—3,5 м) и водообильность непостоянны и находятся в прямой зависимости от количества осадков: дебиты родников после дождей 15—25 л/с, в межень 0,1—2,0 л/с, в засушливый период сток практически отсутствует.

Воды хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые, минерализация изменяется от 20,4 до 49,6 мг/л, $pH = 6,0-6,5$.

5) Воды верхнечетвертичных озерно-аллювиальных отложений (laQ_{III}). Приурочены к разрозненным участкам озерно-аллювиальных отложений. Водовмещающие породы — гравелистые, преимущественно пылеватые супеси с редкими валунами, содержат прослойки мелкозернистых песков, перекрывающиеся торфяниками и сфагновыми мхами мощностью до 5,6 м. Глубина сезонного оттаивания 0,5—2,2 м, уровень грунтовых вод 0,1—0,5 м. Водообильность очень низкая, дебиты единичных родников составляют 0,2—0,9 л/с.

По химическому составу воды хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 40,3 мг/л, $pH = 6,1$. Источниками пополнения запасов являются атмосферные осадки и надмерзлотные воды других комплексов.

6) Воды верхнечетвертичных флювиогляциальных отложений (fQ_{III}^2). Распространены в пределах Нижнеингамакитской впадины по периферии конечно-моренного вала и внутри него. Водовмещающие породы представлены валунно-галечно-гравийными отложениями с песчаным заполнителем, в верхней части разреза супесчано-суглинистые (0,1—0,2 м). Мощность деятельного слоя 0,4—0,5 м на заболоченных участках и в понижениях рельефа; 3,0—4,2 м на возвышенных, хорошо дренируемых участках. Глубина залегания уровня подземных вод 0,2—0,5 м, реже 1,0—2,5 м. Разгрузка осуществляется в виде родников с дебитами до 5 л/с, перетока в аллювий и дренажа в сквозные талики.

Воды хлоридно-гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные с минерализацией 55,0—107,5 мг/л, $pH = 6,3-6,8$.

7) Воды верхнечетвертичных моренных отложений (gQ_{III}^2). Приурочены к деятельному слою морен зырянского оледенения. В состав водовмещающих пород входят несортированные валунно-глыбовые с галькой отложения с гравийно-супесчаным заполнителем. Практически повсеместно перекрыты слоем желто-серой супеси (до 4 м), сильно гумусированной и заторфованной в понижениях рельефа. Мощность сезонно-талого слоя 3,9—4,2 м на хорошо дренируемых повышенных участках и 0,4—0,6 м в днищах заболоченных ложбин при наличии мохового покрова. Глубина залегания уровня зависит от форм рельефа и количества атмосферных осадков (0,3—2,5 м).

В гидрохимическом отношении воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией 66,4—83,5 мг/л, $pH = 6,2-6,8$. Вода желтоватая, иногда с землистым запахом.

8) Воды среднечетвертичных моренных отложений (gQ_{II}). Значительно распространены в пределах описываемой территории, занимают обширные площади ледниковой аккумуляции древнего полупокровного оледенения в слое оттаивания морен. Водовмещающие породы представляют собой валунно-галечниковые отложения с супесчано-глинистым заполнителем, верхние слои сложены торфянистыми пылеватыми супесями, очень льдистые. Деятельный слой — 0,5—0,8 м в заболоченных частях долин и 2,2—2,5 м у подножия склонов. Глубина залегания уровня грунтовых вод закономерно увеличивается от центральных частей долин (0,2—0,3 м) к подножию склонов (1,0—1,5 м). Фильтрационные свойства отложений комплекса очень низкие.

Воды хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые, минерализация 32,4—71,6 мг/л, $pH = 6,0—6,4$, прозрачные или с желтоватым оттенком, часто с землистым привкусом и слабым болотным запахом.

9) Воды нерасчлененных плиоцен-нижнечетвертичных отложений ($N_2—Q_1$). Развита ограничено вдоль бортов долины р. Наминга в пределах месторождения подземных вод на фрагментах древних поверхностей. Водовмещающие породы представлены галечниками, гравием, песком с супесчаным заполнителем.

В качестве общих выводов по рассмотренным водам деятельного слоя можно отметить следующие:

а) характерная особенность — неустойчивость режима и сезонные фазовые переходы подземных вод;

б) воды грунтовые, приурочены к сезонно-талому слою, водоупорным основанием являются многолетнемерзлые породы;

в) мощность обводненной толщи и водообильность непостоянны во времени и зависят от количества атмосферных осадков;

г) основные источники питания — атмосферные осадки, таяние деятельного слоя, поверхностные воды, конденсация водяных паров на охлажденной поверхности горных пород;

е) разгрузка осуществляется на всех значительных перегибах рельефа. Воды являются регулятором подземного стока, участвуя в питании водоносных комплексов речных долин в летнюю межень.

III. Подземные воды открытой региональной трещиноватости

1) Воды комплекса раннепротерозойских песчаников удоканской серии ($PR_1(nm + bt)$). Очень широко распространены в пределах описываемого района. Водовмещающие породы — метаморфизованные кварцевые, кварц-карбонатные, карбонатные, аркозовые песчаники и алевролиты. Воды трещинного типа, высоконапорные (величина напоров 30—100 м). Глубина залегания водоносного комплекса определяется мощностью перекрывающих многолетне-мерзлых пород, а в пределах таликов — мощностью чехла рыхлых отложений (Намингинское месторождение подземных вод — 32,7—43,1 м, Нижнеингамакитское — 50—214 м). Нижняя граница определяется глубиной зоны эффективной трещиноватости (78—174 м).

Водообильность и фильтрационные свойства пород не высоки: удельные дебиты скважин составляют 0,14—1,2 л/с при понижениях 16,5—4,5 м и де-

битах 2,31—5,1 л/с, коэффициенты фильтрации 0,32—1,32 м/сут, в зонах повышенной трещиноватости возрастают до 17 м/сут.

Воды гидрокарбонатные хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией 89—108 мг/л, рН = 6,4—7,0. Источниками питания комплекса служат атмосферные осадки, поверхностные воды, воды вышележащих водоносных комплексов.

2) Водоносный комплекс в раннепротерозойских и палеозойских интрузиях кислого состава ($\gamma PR_1 + PZ$). Развита в северной части описываемой территории, охватывает обширную площадь интрузивных пород, представленных биотит-амфиболовыми гранитами, гранодиоритами, диоритами, габбро-диоритами, граносиенитами и др. Характерная особенность комплекса — развитие его на огромной территории в пределах таликов (под толщей рыхлых отложений) и под многолетнемерзлыми породами. Воды трещинной зоны выветривания и региональной тектонической трещиноватости. Кровля вскрывается в пределах глубин 27,3—98,4 м (рыхлые отложения) и 400—500 м (многолетнемерзлые разновозрастные граниты). Сплошность мерзлой толщи нарушается водопроницаемыми разломами, в пределах которых расположены долины основных водотоков и осуществляется гидравлическая связь, регулирующая режим подземных вод. Мощность водопроницаемого интервала оценивается в 40—50 м от кровли (по зонам тектонических нарушений возможна более глубокая циркуляция вод). Нижним водоупором служат мерзлые породы того же генезиса.

Подмерзлотные воды высоконапорные — летом напоры над кровлей составляют 51—98 м, зимой — 48—74 м, максимальное стояние уровня приходится на июнь — июль, минимальное — на апрель — май. Водообильность неравномерна по площади и зависит от степени трещиноватости горных пород. Коэффициенты фильтрации изменяются от 1,71 до 9,85 м/сут. В долине р. Нижний Ингамакит по правому бору впадины существуют две группы родников, суммарные дебиты составляют 2,4—2,6 и 10 л/с (район наледи на р. Талая).

Воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией 113,2—116,7 мг/л, рН = 6,8—7,0. Основными источниками питания комплекса служат атмосферные осадки, перетекание вод вышележащих комплексов, поверхностные воды, таяние многолетнемерзлых пород. Разгрузка вод осуществляется в вышележащие водоносные отложения по зонам тектонических нарушений. Комплекс играет роль регионального зарегулированного источника питания водоносных комплексов речных долин.

IV. Трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений

Эти воды распространены широко, что связано с наличием многочисленных тектонических разломов кайнозойского возраста, обновляющихся до настоящего времени. Межмерзлотные трещинно-жильные воды представляют собой узкие пласты-полосы с непроницаемыми границами. Изучены слабо, водоносные разломы выявляются по результатам дешифрирования и на отдельных участках подтверждаются выходами родников, которые чаще всего связаны

с зонами пересечения разломов. Родники трещинно-жильных вод имеют более высокие дебиты в сравнении с родниками трещинных вод зоны выветривания тех же горных пород. Они, как правило, круглогодичные с дебитами, изменяющимися от 0,2 до 14,2 л/с, в зоне их выходов формируются наледи.

В гидрохимическом отношении воды гидрокарбонатные, минерализация 45,4—64,0 мг/л, рН = 6,4—6,7. Источники пополнения запасов подземных вод — поверхностные воды, атмосферные осадки, подмерзлотные воды гипсометрически выше расположенных комплексов. Разгрузка происходит через родники и перетекание в другие водоносные горизонты. Водоносные комплексы разломов выполняют функцию региональных дрен и при обработке месторождений полезных ископаемых будут служить разводящей сетью для загрязненных вод.

Месторождения подземных вод

В пределах описываемой территории разведаны два месторождения подземных вод: Намингинское и Нижнеингамакитское.

Намингинское месторождение подземных вод расположено в 7 км от Удоканского месторождения Си в средней части долины р. Наминга. Представляет собой емкостный коллектор с замкнутой круговой границей.

Формирование запасов месторождения идет за счет накопления в коллекторе летнего поверхностного стока р. Наминга. Промпластом является пласт-полоса порово-пластовых напорно-безнапорных вод в валунно-галечниковых флювиогляциальных отложениях зырянского времени (fQ_{III}^2) с выдержанной в пределах контура подсчета запасов кровлей из ленточных глин мощностью 5—14 м. Качество вод соответствует требованиям для питьевого использования.

Подсчитанные запасы месторождения составляют 42,6 тыс. м³/сут. Они слагаются из естественных ресурсов потока подземных вод в долине р. Наминга, равных суммарной родниковой разгрузке выше наледи в размере 120 л/с при 95 % обеспеченности, и емкостных запасов намингинского коллектора. Подсчет запасов выполнен с учетом предельной сработки емкостных запасов ($2/3$ мощности водоносного пласта).

Нижнеингамакитское месторождение подземных вод расположено за юго-западной границей Удоканского месторождения Си. Месторождение является крупнейшим из разведанных в Читинской области. Утвержденные эксплуатационные запасы составляют 207,4 тыс. м³/сут. Емкостным коллектором подземных вод служат рыхлые отложения Нижнеингамакитской впадины на участке между одноименной наледью и руч. Ущелистым в виде замкнутого пласта с круговой непроницаемой границей. При средней мощности водоносного пласта 53 м, протяженности около 8 км и ширине 0,9—1,5 км объем водонасыщенной толщи равняется 360 млн м³, а свободной гравитационной воды — 80 млн м³ на начало зимнекритического периода.

Запасы месторождения формируются в результате накопления летнего поверхностного стока бассейна р. Нижний Ингамакит. На 90 % они пред-

ставлены статическими запасами талой емкости и рассчитаны на предельно-допустимую сработку в зимний период. Промпласт представлен безнапорными порово-пластовыми водами в валунно-галечниковых отложениях зрянковского времени (fQ_{III}^2) и гравийно-галечниковыми отложениями современного аллювия. Отложения не разделены водоупором и образуют единую водоносную толщу. Подземные воды месторождения незащищены от поверхностного загрязнения по всему контуру. Качество вод соответствует ГОСТ «Вода питьевая», однако в связи с гидравлической незащищенностью и непосредственной близостью железнодорожной ветки Чара — Чина, в 1998 г. воды месторождения были переведены в разряд хозяйственно-бытового назначения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный в монографии материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Наиболее обоснованными являются представления о том, что Удоканское месторождение имеет первично-осадочное происхождение, а в последующем его руды испытали воздействие регионального метаморфизма и гидротермальных процессов.

2. В протерозойском удоканском бассейне установлена смена пяти разновозрастных палеоэкосистем, разделяющихся на подпалеоэкосистемы: александровская, бутунская, талаканская, сакуканская и намингинская.

3. Наиболее достоверными факторами контроля в размещении оруденения можно назвать: стратиграфический, литолого-фациальный, минералого-геохимический, геолого-структурный.

4. Зона окисления Удоканского месторождения сформирована в два этапа: древний, протекающий в условиях полусухого, теплого климата, и современный, развивающийся в условиях криолитозоны, характеризующейся отрицательными температурами, дефицитом воды в жидкой фазе и экзотермичным характером процессов минералообразования.

5. Отмечены три особенности месторождения, важные для гидрогеохимических интерпретаций:

— для всего стратиграфического разреза характерна высокая карбонатность пород, что создает возможность карбонатного барьера в водной миграции рудных элементов,

— обломки и окисленных, и сульфидных руд встречаются в руслах водотоков ниже выходов рудной пачки по всему периметру месторождения,

— медная минерализация не ограничена рудной пачкой, а распространена также в подстилающих и перекрывающих породах.

Технологические вопросы освоения Удоканского месторождения изучались на протяжении длительного времени большим числом исследователей. В задачу авторов монографии не входило даже краткое изложение их результатов. При этом изменившиеся экономические условия диктуют необходимость поиска новых вариантов стратегии освоения месторождений полезных ископаемых, в том числе повышения комплексности использования руд.

Проект освоения Удоканского месторождения, разработанный в 80-е годы XX в., предусматривал флотационное обогащение руд. Однако при технологических испытаниях на лабораторных и укрупненных пробах, проведенных в разных организациях, процент извлечения Cu во флотоконцентрат из окисленных руд был недостаточно высоким. Имеющиеся новые предложения

по модификации процесса флотационного обогащения позволяют ощутимо повысить эффективность извлечения Cu [Фатьянов и др., 2000; Юргенсон и др., 2000].

Эффективным способом добычи Cu , уже достаточно широко распространенным в мире, является кучное и (в меньшей степени) подземное выщелачивание (геотехнология). Однако практически все действующие промышленные установки кучного и подземного выщелачивания Cu (и других металлов) работают в странах с теплым климатом (США, Бразилия, Чили, Югославия и др.). Вместе с тем использование на Удоканском месторождении геотехнологии в сочетании с традиционными методами добычи может дать хороший экономический эффект.

Забайкалье — край сурового климата и широкого распространения многолетней мерзлоты. Поэтому здесь актуально использование метода выщелачивания при отрицательных температурах — криогеотехнологии, теоретические основы которой разработаны одним из авторов [Птицын, 1992]. Естественно, у криогеотехнологии есть свои плюсы и минусы. Минусом является увеличение времени выщелачивания кучи вследствие уменьшения скорости фильтрации раствора. Зато скорость перевода металла в раствор (скорость химической реакции) может быть существенно (в 2—3 раза) увеличена за счет естественных колебаний температуры, приводящих к морозному растрескиванию руды. Еще один плюс криогеотехнологии — минимизация негативных последствий заиливания, часто создающего серьезные проблемы при кучном выщелачивании. Небольшие отрицательные температуры, характерные для внутренних зон многолетней мерзлоты, как показали эксперименты [Птицын и др., 1990], не являются препятствием для деятельности бактерий, хотя скорость размножения последних в этих условиях существенно снижается. Иначе говоря, бактериальное выщелачивание в мерзлоте принципиально возможно, хотя, естественно, требует основательной экспериментальной проверки.

Новые данные по физико-химическим особенностям криогенных систем, опубликованные за последние 10 лет [Takenaka et al., 1992], свидетельствуют о том, что некоторые химические процессы, например процессы окисления, при отрицательных температурах резко интенсифицируются. Это открывают новые перспективы для криогеотехнологической добычи металлов. Кроме того, в целом ряде работ доказана каталитическая роль закисных соединений азота при серно-кислотном выщелачивании металлов [Маркович, Птицын, 1998], что позволяет еще более интенсифицировать процесс.

Идея использовать геотехнологические методы добычи в комплексе с традиционными на Удоканском месторождении Cu впервые была высказана в 1979 г. специалистами Кольского научного центра. На Удокане целесообразно организовать кучное выщелачивание окисленных и забалансовых руд. Наиболее пригодным для этого, по нашему мнению, является участок Западный, где имеется подходящая площадка, а также рудные отвалы, сформированные при проходке разведочных штолен. Высокая активность на Удокане современных процессов криогенного минералообразования позволяет надеяться на успешное применение криогеотехнологии.

Для Чинейского месторождения, освоение которого уже началось, актуально исследование возможности применения геотехнологии для извлечения меди и платиноидов, хотя до сих пор попытки низкотемпературного выщелачивания платиновых металлов были малоэффективны.

Перспективной сферой возможного применения геотехнологии является переработка старых рудных отвалов центральных и юго-восточных районов Забайкалья. Обилие и разнообразие расположенных здесь рудных объектов открывают широкие перспективы для массивированного планомерного применения геотехнологических методов с параллельным проведением поисковых научно-исследовательских работ, поскольку возможности геотехнологии еще далеко не все исследованы. В связи с этим целесообразно использование также передвижных геотехнологических установок, монтируемых на большегрузных автомобилях.

Забайкалье является прекрасным полигоном для многоплановых геотехнологических исследований. Здесь расположены объекты и для подземного, и для кучного выщелачивания, имеются месторождения, разнообразные по вещественному составу и по структуре, сосредоточены разнообразные и многочисленные техногенные месторождения — продукт прежних горных работ. Российский опыт последних лет убедительно показывает, что геотехнологические методы, в первую очередь кучное выщелачивание, являются экономически выгодными и достаточно экологичными.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

- А. с. 1499770 СЕЕР, МКИ³ 4 В 03 Д 1/00. Способ флотации медных руд / А.В. Фатьянов, В.Н. Субботина, Ю.С. Шевченко. Заявл. 25.03.87; без опубл.
- А. с. 1651084 А1. Способ определения площадей обломков крупнообломочных грунтов / А.М. Рыжих, И.И. Железняк, Г.Е. Ядрищенский. Опубл. в БИ; 1991, № 19.
- Абишев Д.Н.** Химико-металлургические методы обогащения труднообогатимого сырья // Новые процессы в комбинированных схемах обогащения полезных ископаемых. — М.: Наука, 1989. — С. 11—15.
- Абрамов Б.Н., Винниченко С.Г.** Золотоносность медистых песчаников Кодаро-Удоканского района // Геология и геофизика. — 1997. — Т. 38, № 6. — С. 1148—1151.
- Абрамов Б.Н., Наркелюн Л.Ф.** Золотоносные комплексы пород удоканской серии // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1999. — № 6. — С. 90—96.
- Александрова Т.Д., Преображенский В.С.** Ландшафты малых котловин горной тайги. — М.: Наука, 1964. — 89 с.
- Архипов С.А.** Корреляция четвертичных оледенений Сибири и Северо-Востока // Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — С. 4—18.
- Бакун Н.Н.** Условия образования и вторичные изменения осадочных пород Удоканского месторождения медистых песчаников // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1958. — № 11. — С. 45—49.
- Бакун Н.Н., Володин Р.Н., Кренделев Ф.П.** Основные особенности геологического строения Удоканского месторождения медистых песчаников и направление его дальнейшей разведки // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1958. — № 5. — С. 67—83.
- Баншиков В.А., Сусленкова Р.М., Кондратенко Л.А.** Атомно-абсорбционное определение тяжелых металлов в природных водах с их предварительным концентрированием соосаждением с висмутом в виде диэтилдитиокарбаматов // Геохимия техногенеза. — Иркутск, 1985. — С. 114—117.
- Безродных В.П., Безродных Ю.П., Кулигин В.Я.** К методике фазового анализа серебра в медных рудах Удоканского месторождения // Геология и полезные ископаемые Забайкалья. — Чита: ЗабНИИ, 1967. — С. 63—71.
- Безродных Ю.В., Наркелюн Л.Ф., Трубачев А.И., Юргенсон Г.А.** Золото в осадочной толще Удоканского месторождения // Докл. АН СССР. — 1968. — Т. 197, № 4. — С. 927—930.
- Безродных Ю.П.** Распределение и условия накопления серебра, золота и других элементов-примесей в медистых песчаниках и сланцах: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Иркутск, 1969. — 23 с.
- Бектурганов Н.С., Бязаев А.Н., Сим С.Н., Антонов В.А.** Физико-технологические особенности процесса гидротермальной сульфидизации окисленных и смешанных видов сырья цветной металлургии // Новые процессы в комбинированных схемах обогащения полезных ископаемых. — М.: Наука, 1982. — С. 51—59.
- Бердичевская М.Е., Лейтес А.М.** Меденосность восточной части Удоканского хребта // Разведка и охрана недр. — 1960. — № 1. — С. 5—7.
- Богданов Ю.В.** Контактный метаморфизм медистых песчаников в районе Удоканского месторождения // ЗВМО. — 1963. — № 5. — С. 535—546.
- Богданов Ю.В., Голубчина М.Н.** Изотопный состав сульфидной серы стратифицированных месторождений меди Олекма-Витимской горной страны // Геология руд. месторождений. — 1969. — № 3. — С. 3—18.

Бугельский Ю.С. Гипергенная миграция рудных компонентов в различных климатических районах // Кора выветривания. — 1962. — № 4.

Булин Н.К., Афанасьева Н.А., Проняева Е.А., Эрглис Е.И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным // Сов. геология. — 1972. — № 10. — С. 134—139.

Вильмова Е.С. Новые данные о бесскелетной органике и ихнофауне удоканской серии Забайкалья // Четверть века отраслевой геологической науке Забайкалья: Тез. докл. науч.-практ. конференции, посвященной 25-летию ЗабНИИ. — Чита, 1989. — С. 57—60.

Вильмова Е.С. Возможная реконструкция колоний удоканий из протерозойских отложений Южного Забайкалья // Актуальные проблемы наук о Земле. — Чита, 1990. — С. 33—38.

Вильмова Е.С. Докембрий и нижний палеозой Кодаро-Удоканского прогиба Северного Забайкалья (проблемы биостратиграфии): Автореф. дис. ... канд. геол. мин. наук. — Магадан, 1995. — 25 с.

Володин Р.Н., Четектин В.С., Богданов Ю.В. и др. Удоканское месторождение медистых песчаников (Восточная Сибирь) // Геология руд. месторождений. — 1994. — Т. 36, № 1. — С. 3—30.

Вольфсон Ф.И., Архангельская В.В. Стратиформные месторождения цветных металлов. — М.: Недра, 1987. — 255 с.

Вольфсон Ф.И., Яковлев Г.Ф. Структуры рудных полей и месторождений. — М.: Недра, 1975. — 271 с.

Габлина И.Ф. Метаморфизм и гипергенез медистых песчаников и сланцев: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — М., 1994. — 45 с.

Гаев А.Я. Гидрогеохимия серебра в зоне гипергенеза Урала // Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. — С. 62—65.

Галкин В.И., Флоренсов Н.А. Структурные и геоморфологические особенности впадины озера Ничатка // Мезозойские и кайнозойские озера. — М.: Наука, 1968. — С. 143.

Гаррелс Р. Минеральные равновесия. — М.: Иностран. лит., 1962. — 306 с.

Геокриологические условия Забайкальского Севера / Отв. ред. И.А. Некрасов. — М.: Наука, 1966. — 216 с.

Геокриология СССР. Горные страны юга СССР / Под ред. Э.Д. Ершова. — М.: Недра, 1989. — 359 с.

Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1:500 000. — Л.: Аэрогеология, 1984.

Геологическая карта СССР / В.И. Колесников, В.И. Кричевец, Ю.С. Перфильев и др. Лист О—50—23 (р). Масштаб 1:200 000. — М., 1985.

Геология и сейсмичность зоны БАМ. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — 169 с.

Геология и сейсмичность зоны БАМ. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 192 с.

Германов А.И. О возможной гидрогеохимической причине образования подзоны выщелачивания // Геохимия. — 1956. — № 1. — С. 113—117.

Гидрогеология СССР. Т. XXXI: Читинская область. — М.: Недра, 1969. — 444 с.

Гинзбург И.И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Часть 2 // Тр. ИГН АН СССР. — 1947. — Вып. 81.

Глуховский М.З., Ставцев А.Л. Тектоника и основные этапы развития Алданского щита // Тектоника фундамента древних платформ. — М.: Наука, 1973. — С. 65—75.

Гонгальский Б.И. Вокруг Чинейского плутона. О происхождении медных руд в осадочных (Удокан) и магматических (Чинейский массив) горных породах // Недра Востока. — 1993. — № 2. — С. 2—4.

Гор Ю.Г. Модели палеоэкосистем и их использование в геологии Таймыра. — СПб.: Недра, 1995. — 191 с.

Гравис Г.Ф., Климовский И.В. Мерзлотно-литологическая карта северного склона хребта Удокан и Чарской котловины // Геокриологические условия Забайкальского Севера. — М.: Наука, 1966. — С. 5—23.

- Грингаль Э.Ф.** Некоторые закономерности распределения меди на Удоканском месторождении применительно к осадочно-гидротермальной трактовке его генезиса // Литология и полез. ископаемые. — 1968. — № 3. — С. 42—50.
- Давыдов Ю.В.** Влияние литогенеза на формирование стратиформного оруденения цветных металлов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — Новосибирск, 1999. — 34 с.
- Ержанов Ж.С., Егоров А.К., Гарагаш И.А.** Теория складкообразования в земной коре. — М.: Наука, 1975. — 238 с.
- Ершов Э.Д., Лебеденко Ю.П.** Деформации пучения // Деформации и напряжения в промерзающих и оттаивающих грунтах. — М.: Изд-во МГУ, 1985. — С. 40—43.
- Железные руды Южной Якутии / Д.П. Сердюченко, А.В. Глебов, М.И. Каденская и др.** — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — 519 с.
- Железняк И.И., Мальчикова И.Ю., Шполянская Н.А., Янушаускас А.И.** Курумы Северного Забайкалья. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. — 180 с.
- Железняк М.И.** Геотермическое поле и криолитозона юго-востока Сибирской платформы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — Якутск, 2002. — 42 с.
- Загузина И.А., Голубчина М.Н. и др.** Основные итоги геохронологических и изотопных исследований в зоне Байкало-Амурской магистрали и прилегающих территорий // Изотопный возраст горных пород и его геологическая интерпретация. — Л.: ВСЕГЕИ, 1984. — Т. 328. — С. 85—94.
- Загузин В.П., Ксензова В.И., Погребняк Ю.Ф.** Химико-спектральное определение вольфрама, молибдена и олова в природных водах // Журн. аналит. химии. — 1980. — № 6. — С. 1143—1147.
- Замана Л.В., Мальчикова И.Ю., Абрамов М.Т., Усманов М.Т.** Геоэкологические проблемы освоения месторождений Чина-Удоканского рудного узла // Природные ресурсы Забайкалья и проблемы природопользования. Материалы науч. конференции. — Чита, 2001. — С. 277—279.
- Иванов О.П.** Основные факторы развития зон окисления сульфидных месторождений в условиях многолетней мерзлоты // Геохимия. — 1966. — № 9. — С. 1095—1106.
- Ильина В.И.** Палинология юры Сибири. — М.: Наука, 1985. — 237 с.
- Имаев В.С.** Сдвиговые поля Чарской впадины // Тектоника восточной части Сибирской платформы. — Якутск.: ЯФ СО АН СССР, 1979. — С. 109—115.
- Климов Г.И.** Особенности гидрохимических поисков меднорудных месторождений в высокогорных тундровых условиях (на примере Удоканского месторождения) // Гидрогеохимические и гидрогеологические методы поисков полезных ископаемых: Тез. докл. — Л.: НТГО, 1967. — С. 77—79.
- Климовский И.В.** О высотной зональности перигляциальных процессов в Северном Забайкалье // Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. — М.: Наука, 1967. — С. 169—175.
- Климовский И.В., Васильева Л.М.** Палинологический анализ четвертичных отложений Чарской впадины, содержащих грунтовые и ледяные жилы // Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. — М.: Наука, 1967. — С. 212—218.
- Конников Э.Г.** Соотношение медистых песчаников Кодаро-Удоканской зоны с докембрийским базитовым магматизмом // Геология и геофизика. — 1986. — № 3. — С. 28—33.
- Коржинский Д.С.** Связь богатых руд Кривого Рога с процессами коры выветривания // Кора выветривания. — 1956. — № 2. — С. 239—243.
- Коссовская А.Г.** Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 213 с.
- Крайнов С.Р.** Геохимия редких элементов в подземных водах. — М.: Недра, 1973. — 295 с.
- Кренделев Ф.П.** Генезис сульфидного оруденения Удоканского хребта // Геология руд. месторождений зоны БАМ. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — С. 173—186.
- Кренделев Ф.П.** Курумы, модель расчета их движения // Геология и геофизика. — 1983. — № 11. — С. 119—127.

Кренделев Ф.П. О рудоносности медистых песчаников Удоканского месторождения и методика его разведки // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1958. — № 11. — С. 107—118.

Кренделев Ф.П. Учет геоморфологических особенностей при промышленной оценке месторождений медистых песчаников (Читинская область) // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1960. — № 1. — С. 112—120.

Кренделев Ф.П., Бакун Н.Н., Володин Р.Н. Медистые песчаники Удокана. — М.: Наука, 1983а. — 248 с.

Кренделев Ф.П., Куницын В.В., Четкин В.С. Медистые песчаники Удокана, их метаморфизм и соотношение с интрузиями // Эндогенные процессы и металлогения в зоне БАМ. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983б. — С. 19—25.

Кренделев Ф.П., Поникаровский В.Н., Потемина Н.С., Скорняков Л.Н. Склоновые процессы в районе Удоканского месторождения // Удокан (природные ресурсы и их освоение). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — С. 5—53.

Кроник Я.А. Криогенные процессы и явления в грунтовых сооружениях и их основаниях // Инженерное мерзлотоведение. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. — С. 204—213.

Курумы Северного Забайкалья / И.И. Железняк, И.Ю. Мальчикова, Н.А. Шполянская, А.И. Янушаускас. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. — 182 с.

Кутырев Э.И. Условия образования и интерпретация косої слоистости. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1968. — 127 с.

Кучеренко И.В. Об осадочном происхождении медных руд Удокана // Тр. Межрегион. науч.-техн. конф., посвящ. 40-летию ЗабНИИ. — Чита, 2001. — С. 97—101.

Кушнарев И.П. Методы изучения разрывных нарушений. — М.: Недра, 1977. — 248 с.

Ландшафты юга Восточной Сибири. Карта. Масштаб 1 : 1 500 000. — М.: ГУГК, 1977.

Лахтина О.В., Суходольская Л.А. Динамика многолетнемерзлых пород в Забайкалье на протяжении конца позднего плейстоцена — голоцена // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. — М.: Недра, 1981. — С. 113—125.

Лурье А.М., Габлина И.Ф. Меденосность фаций в красноцветных формациях // Типы рудоносных фаций. — М.: Наука, 1978. — С. 114—138.

Лурье Ю.Ю. Справочник по аналитической химии. — М.: Химия, 1979. — 480 с.

Макаров В.Н. Подвижность химических элементов в перигляционном литогенезе // Миграция химических в криолитозоне. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — С. 50—61.

Мальчикова И.Ю. Геоэкологический потенциал криогенных ландшафтов Станового нагорья // Экология ландшафта и планирование землепользования. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. — С. 111—114.

Мальчикова И.Ю. Курумы — региональные особенности криолитозоны Забайкалья // Инженерно-геокриологические проблемы Забайкалья. — Чита, 1987. — С. 45—46.

Мальчикова И.Ю. Особенности радиационно-теплового баланса закурумленных склонов в Северном Забайкалье // Проблемы горного производства Восточной Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. — С. 64—71.

Маркович Т.И., Птицын А.Б. Специфика сернокислотной переработки галенитовых концентратов в присутствии азотистой кислоты // Физ.-техн. пробл. разраб. полез. ископаемых. — 1998. — № 4. — С. 56—64.

Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Геология и закономерности размещения / Ю.В. Богданов, Г.Г. Кочин, Э.И. Кутырев и др. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1966. — 386 с.

Минайлов Г.П. Температурный режим насыпей из крупнообломочного материала на вечномерзлых грунтах // Транспортное строительство. — 1971. — № 12. — С. 32—36.

Мишарина Л.А., Ружич В.В., Вертглиб М.Б. О связи эпицентрального поля и механизма очагов землетрясений Чаро-Витимского района со строением земной коры // Сейсмические и сейсмогеологические исследования на центральном участке БАМа. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978. — С. 33—50.

Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Механизм очагов землетрясений и напряженное состояние земной коры в Байкальской рифтовой зоне // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1997. — С. 120—125.

Мухетдинов Н.А. Результаты экспериментальных исследований коэффициентов тепломассопереноса в крупнопористых средах // Проблемы инженерного мерзлотоведения в гидротехническом строительстве. — М.: Наука, 1986. — С. 119—127.

Наркелюн Л.Ф., Юргенсон Г.А. Об источниках рудного материала при образовании месторождений типа медистых песчаников // Литология и полез. ископаемые, 1968. — № 6. — С. 114—123.

Наркелюн Л.Ф., Безродных Ю.П., Трубачев А.И., Юргенсон Г.А. Особенности геологии и вопросы генезиса Удоканского месторождения медистых песчаников // Геология некоторых месторождений Забайкалья. — Чита, 1968. — С. 70—90.

Наркелюн Л.Ф., Безродных Ю.П., Трубачев А.И., Салихов В.С. Медистые песчаники и сланцы южной части Сибирской платформы. — М.: Недра, 1977. — 224 с.

Наркелюн Л.Ф., Салихов В.С., Трубачев А.И. Медистые песчаники и сланцы мира. — М.: Недра, 1983. — 414 с.

Невский В.А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. — М.: Недра, 1979. — 224 с.

Некрасов И.А. Криолитозона северо-востока и юго-востока Сибири и закономерности ее развития. — Якутск: Якутское кн. изд-во, 1976. — 246 с.

Некрасов И.А., Заболотник С.И. Температурный режим и мощность многолетнемерзлых пород северных предгорий хребта Удокан // Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. — М.: Наука, 1967. — С. 124—135.

Некрасов И.А., Заболотник С.И., Климовский И.В. и др. Многолетнемерзлые горные породы Станового нагорья и Витимского плоскогорья. — М.: Наука, 1967. — 168 с.

Некрасов И.Я. Специфика зоны окисления сульфидных руд в условиях полярного климата // Уч. зап. Рост. н/Д у-нта. — 1959. — № 44. — С. 219—221.

Николаев В.В., Солоненко В.П., Хилько С.Д. Эволюция рифтового процесса на северо-востоке Байкальской зоны // Байкальский рифт. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. — С. 120—130.

Окисленные руды Удокана / Л.Ф. Наркелюн, А.И. Трубачев, В.С. Салихов и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — 102 с.

Олейников Б.В., Шварцев С.Л. Современное сульфатообразование в зонах окисления пирротин-халькопиритовых гидротермальных рудопроявлений (северо-западной Сибирской платформы) // Геология и геофизика. — 1968. — № 6. — С. 15—24.

Оливин Б.А., Медведев Б.А. Динамика температурного поля плотины Вилюйской ГЭС. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. — 48 с.

Орлов В.О. Криогенное изучение тонкодисперсных грунтов. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 188 с.

Основы гидрогеохимических поисков рудных месторождений / Б.А. Колотов, С.Р. Крайнов, В.З. Рубейкин и др. — М.: Недра, 1983. — 199 с.

Палий В.М., Пости Э., Федонкин М.А. Мягкотелье метазоа и ископаемые следы животных венда и раннего кембрия // Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. — М.: Наука, 1979. — С. 49—82.

Пацев И.И. Глубокое драгирование Ленских россыпей. — Иркутск: изд. Вост.-Сиб. кн. изд-ва, 1969. — 76 с.

Петров А.Ф., Салоп Л.И. Геологическая карта СССР. Лист О-50-17 (р). Масштаб 1 : 200 000. — М., 1976. — 92 с.

Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. — М.: Недра, 1967. — 343 с.

Петрова Л.Д. Палинологическая характеристика верхнеюрских отложений Вилюйской синеклизы // Стратиграфия и корреляция осадков методами палинологии. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. — С. 121—124.

Петровский П.П. Влияние седиментогенных деформаций на тектоническое строение и рудогенез Удоканского месторождения // *Металлогения и прогноз полезных ископаемых*. — Чита, 1986. — С. 206—208.

Петровский П.П. Постседиментационные изменения осадочных пород и пространственная неоднородность их развития в связи с рудоносностью Удоканского рудного поля // *Рудоносные и рудные формации Забайкалья и смежных регионов*. — Чита, 1988. — С. 153—154.

Петровский П.П. Эволюционно-геологическая модель формирования медных руд Удоканского месторождения // *Тр. Межрегион. науч.-техн. конф., посвящ. 40-летию ЗабНИИ*. — Чита, 2001. — С. 118—123.

Плюснин В.М., Кузьмин В.А. Ландшафты и почвы горной Субарктики Забайкалья // *География и природ. ресурсы*. — 1992. — № 2. — С. 94—98.

Погребняк Ю.Ф., Банщиков В.А., Егоров А.И. и др. Миграция меди в водах потоков рассеяния сульфидного рудопроявления // *Геохимия*. — 1987. — № 10. — С. 1415—1422.

Поиски меднорудных месторождений / М.Б. Бородаевская, Р.Н. Володин, А.И. Кривцов и др. — М.: Недра, 1985. — 219 с.

Преображенский В.С. Современное позднеледниковье Станового нагорья // *Материалы 8-го Всесоюз. междувед. совещ. по геокриологии*. — Якутск, 1966. — Вып. 1. — С. 121—128.

Птицын А.Б. Геохимические основы геотехнологии металлов в условиях мерзлоты. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. — 118 с.

Птицын А.Б. О расчете температуры замерзания водных растворов электролитов // *Геохимия*. — 1995. — № 3. — С. 56—461.

Птицын А.Б. Особые свойства пленочных растворов и их роль в геохимических процессах // *Геохимия*. — 1998. — № 1. — С. 1291—1297.

Птицын А.Б., Еремин О.В. Аномальные свойства воды в дисперсной системе вода — порода // *Материалы Междунар. конф. Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов*. — Томск, 2000. — С. 55—57.

Птицын А.Б., Куляпина Е.Д. Экспериментальное изучение поровых растворов // *Геология и геофизика*. — 1996. — № 3.

Птицын А.Б., Сысоева Е.И. Некоторые вопросы геохимии меди в криолитозоне // *Геология и геофизика*. — 1988. — № 12. — С. 54—61.

Птицын А.Б., Трифонова Н.А., Зарубина Р.Ф., Ефимова А.Н. Роль бактерий в низкотемпературном выщелачивании медных руд // *Геология и геофизика*. — 1990. — № 5. — С. 143—145.

Разумова В.Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья // *Кора выветривания*. — 1956. — № 2. — С. 272—278.

Резников И.П. К вопросу о генезисе Удоканского месторождения // *Литология и полез. ископаемые*. — 1965. — № 2. — С. 85—94.

Романовский Н.Н. Подземные воды криолитозоны. — М: Изд-во МГУ, 1983. — 232 с.

Ружич В.В. Активные разломы в районе Кодарского тоннеля трассы БАМ // *Сейсмо-тектоника и сейсмичность района строительства БАМ*. — М.: Наука, 1980. — С. 77—86.

Савенко В.С., Шаталов И.А. Растворимость атакамита и физико-химическое состояние меди в морской воде // *Геохимия*. — 1998. — № 8. — С. 842—851.

Салихов В.С. Рифтогенные структуры и осадочное меденакopление // *Генезис редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений* / Под ред. В.Н. Холодова. — М.: Наука, 1986. — С. 62—72.

Салихов В.С. Генетические основы стратиформного меденакopления: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — Иркутск, 1995. — 52 с.

Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1982. — 243 с.

Саютина Т.А., Вильмова Е.С. К вопросу о природе удоканий из докембрийских отложений удоканского комплекса // *Палеонтол. журн.* — 1990. — № 1. — С. 100—104.

- Синица С.М.** Проблема удоканской биоты Кодаро-Удоканского района Забайкалья // Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1996. — С. 177—181.
- Система минералогии** / Дж.Д. Дэна, Э.С. Дэна, Ч. Пэлач и др. — М.: Иностран. лит., 1953. — Т. II, полумом 1. — 774 с.
- Скрипченко Н.С.** Прогнозирование месторождений цветных металлов в осадочных породах. — М.: Недра, 1989. — 208 с.
- Смирнов В.И.** Плутонизм и нептунизм в развитии учения о рудных месторождениях. — М.: Наука, 1987. — 94 с.
- Смирнов С.С.** Зона окисления сульфидных месторождений. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. — 327.
- Соколов Б.С.** Вендский период в истории Земли // Природа. — 1984. — № 12. — С. 3—18.
- Соколов Б.С.** Очерки становления венда. — М.: КМК Лтд, 1998. — 156 с.
- Солнцев Н.А.** О морфологии природного географического ландшафта // Вопросы географии. — 1949. — Сб. 16. — С. 61—96.
- Соловьева Л.Н.** Морфология криолитозоны Саяно-Байкальской горной области (на примере Бурятской АССР). — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. — 125 с.
- Сочава А.В.** Красноцветные формации докембрия фанерозоя. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1979. — 207 с.
- Справочное пособие по стратиформным месторождениям** / Под ред. Л.Ф. Наркелюна, А.И. Трубачева. — М.: Недра, 1990. — 388 с.
- Типы местности и природное районирование Читинской области.** — М.: Изд-во АН СССР, 1961. — 184 с.
- Томбасов И.А., Синица С.М.** Стратиграфия удоканского комплекса Икабья-Читкандинского района // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. — Владивосток, 1990. — С. 56—61.
- Трубачев А.И.** Парагенез минералов в осадочных меденосных формациях // Стратиформные рудные месторождения. — М.: Наука, 1987. — С. 85—90.
- Тютюнов И.А.** Введение в теорию формирования мерзлых пород. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. — 108 с.
- Устойчивость техногенных сооружений забайкальского севера** / И.И. Железняк, В.А. Павленов, Д.П. Сенук и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. — 109 с.
- Фатьянов А.В., Никифоров К.А.** Интенсификация флотации медных руд. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1993. — 152 с.
- Фатьянов А.В., Мязин В.П., Глотова Е.В.** Роль структурирования дисперсионной среды при флотации труднообогащаемых руд // Обогащение руд. — Иркутск, 1999. — С. 106—109.
- Фатьянов А.В., Юргенсон Г.А., Глотова Е.В.** Влияние особенностей минерального состава и условий образования окисленных медных руд Удоканского месторождения на технологию их обогащения // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. — 2000. — № 2. — С. 104—112.
- Федонкин М.А.** Беломорская биота венда. — М.: Наука, 1981а. — 100 с.
- Федонкин М.А.** Крупнейшее местонахождение докембрийской фауны // Природа. — 1981б. — № 5. — С. 94—102.
- Федонкин М.А.** Загадки вендской фауны // Природа. — 1989. — № 8. — С. 59—72.
- Федоров А.Н.** Мерзлотные ландшафты Якутии: методика выделения и вопросы картографирования. — Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 1991. — 140 с.
- Феохтистов В.П.** Металлогения осадочных бассейнов (вещественно-геодинамический анализ): Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — СПб., 1998. — 75 с.
- Флешлер В.И.** Проявление разломов Забайкалья в поле концентрации гелия // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. — М.: Наука, 1980. — С. 174—179.
- Фрадкина А.Ф.** Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя Западной Якутии. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1967. — 151 с.
- Хейфиц Л.А., Неймарк А.В.** Многофазные процессы в пористых средах. — М.: Химия, 1982. — 319 с.

Черкашин А.К., Снытко В.А. Обобщенный потенциал ландшафта как фактор регулирования биоразнообразия и продуктивности территории // Сохранение биологического разнообразия в Байкальском регионе: проблемы, подходы, практика. — Улан-Удэ, 1996. — Т. 1. — С. 37—39.

Чечеткин В.С., Федотова В.М., Трубачев А.И. Сравнительная характеристика месторождений меди Кодаро-Удоканской зоны // Удокан — природные ресурсы и их освоение. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. — С. 88—96.

Чечеткин В.С., Володин Р.Н., Наркелюн Л.Ф. и др. Удоканское месторождение медистых песчаников // Месторождения Забайкалья. — М.: Геоинформмарк, 1995. — Т. 1, кн. 1. — С. 10—19.

Чечеткин В.С., Юргенсон Г.А., Наркелюн Л.Ф. и др. Геология и руды Удоканского месторождения меди (обзор) // Геология и геофизика. — 2000. — Т. 41, № 5. — С. 733—745.

Чухров Ф.В. Некоторые результаты изучения зоны гипергенеза рудных месторождений в СССР // Итоги науки и техники. Геохимия. Минералогия. Петрография. — М.: Изд-во ВИНТИ, 1964. — С. 5—25.

Шасткевич Ю.Г. Многолетнемерзлые породы высокогорной части хребта Удокан и условия формирования их температурного режима // Геокриологические условия Забайкальского Севера. — М.: Наука, 1966. — С. 24—44.

Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. — М.: Недра, 1998. — 287 с.

Швецова В.Н. Формационный анализ флоры хребтов Кодар и Удокан (Северное Забайкалье) // Флора, растительность и растительные ресурсы Забайкалья. Материалы Междунар. конференции. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. — С. 17—21.

Шестернев Д.М. Криогипергенез и геотехнические свойства пород криолитозоны. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. — 266 с.

Шестернев Д.М., Ядрищенский Г.Е. Строение и свойства пород криолитозоны Удокана. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. — 124 с.

Юргенсон Г.А. О некоторых особенностях минералогии рудовмещающей толщи Удоканского месторождения меди // Тез. докл. Второй науч. конференции геолог. секц. им. В.А. Обручева. — Чита: Заб. отдел геогр. о-ва СССР, 1965. — С. 124—126.

Юргенсон Г.А. О зональности контактового метаморфизма рудовмещающей толщи Удоканского месторождения // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 1(3). — Чита: Изд-во геогр. о-ва СССР, 1966. — С. 96—97.

Юргенсон Г.А. Дайки и оруденение на Удоканском медном месторождении // Вопросы рудоносности Восточного Забайкалья. — М.: Недра, 1967. — С. 111—125.

Юргенсон Г.А. К вопросу о минералогии и условиях образования древней коры выветривания на Удоканском месторождении меди // Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья. — Чита: ОНТИ ЗабНИИ, 1968а. — С. 116—119.

Юргенсон Г.А. Минералогия и петрография рудовмещающей толщи Удоканского месторождения и связь с нею медного оруденения: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Казань, 1968б. — 32 с.

Юргенсон Г.А. О необычных брошантитах Удоканского месторождения // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. — 1973. — Вып. 1. — С. 103—106.

Юргенсон Г.А. Литолого-фациальные и минералого-геохимические критерии условий образования месторождения меди Айнак (Республика Афганистан) // Проблемы стратиформных месторождений. — Чита, 1990. — Ч. 1. — С. 150—152.

Юргенсон Г.А. Особенности минералогии и формирования зоны окисления в условиях многолетнемерзлых пород // Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. — С. 127—160.

Юргенсон Г.А. Зона окисления в многолетнемерзлых породах // Зап. Всерос. минерал. о-ва. — 1997. — Вып. 5. — С. 15—27.

Юргенсон Г.А., Безродных Ю.П. О зоне окисления Удоканского месторождения меди и ее роли в формировании температурного поля многолетнемерзлых пород // Геокриологические условия Забайкальского Севера. — М.: Наука, 1966. — С. 53—55.

Юргенсон Г.А., Смирнова Н.Г., Каренина Л.А. Об особенностях минералогии зоны окисления Удоканского месторождения меди // Вестн. науч. информ. Заб. филиала геогр. о-ва СССР. — 1968. — № 9. — С. 3–10.

Юргенсон Г.А., Абрамов Б.Н. Минеральный состав железистых песчаников и источники обломочного материала меденосных отложений удоканской серии // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. — 2000. — № 2. — С. 44–53.

Юргенсон Г.А., Фатьянов А.В., Глотова Е.В. Криоминералогенез и его влияние на технологию добычи и переработки руд // Всероссийская научно-техническая конференция «Энергосберегающие технологии освоения недр Байкальского региона: современное состояние и перспективы». — Улан-Удэ: изд. БНУ СО РАН, 2000. — С. 11–20.

Янушаускас А.И. Некоторые математические модели явлений промерзания грунтов // Проблемы горного производства Восточной Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. — С. 87–96.

Bangu M.C. Mineralogy of three sulphate deposits of Northern Chile // Amer. Mineral. — 1938. — N 3. — P. 123–129.

Pflug H.D. Systematik der jungpräkambrischen Petalonamae Pflug 1970 // Palaontol. Ztschr. — 1972. — Vol. 46. — S. 56–67.

Takenaka N., Ueda A., Maeda Y. Acceleration of the rate of nitrite oxidation by freezing in aqueous solution // Nature. — Vol. 358. — P. 1992.

Takenaka N., Ueda A., Daimon T. Acceleration mechanism of chemical reaction by freezing: the reaction of nitrous acid with dissolved oxygen // J. Phys. Chem. — 1996. — Vol. 100, N 32. — S. 13874–13884.

Turekian K.K. The oceans, streams and atmosphere // Handb. Geochem. — Berlin; New York, 1969. — S. 297–323.

Webby B.D. Late Precambrian trace fossils from New South Wales // Letaina. — 1970. — Vol. 3, N 1. — S. 79–109.

Williams S.A. Oxidation of sulfide ores in the Mildren and Steppe mining districts, Pima county, Arizona // Econ. Geol. — 1963. — Vol. 58, N 7. — P. 1119–1125.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ (А.Б. Птицын)	3
ВКЛАД Ф.П. КРЕНДЕЛЕВА В ИЗУЧЕНИЕ УДОКАНА (Л.В. Замана, Г.А. Юргенсон, А.П. Чечель)	5
ГЛАВА 1	
ГЕОЛОГИЯ	9
Геологическая позиция и строение руд (Г.А. Юргенсон)	9
Жильные образования в рудовмещающей толще (Г.А. Юргенсон)	21
Метаморфизм рудовмещающей толщи (Г.А. Юргенсон)	22
Протерозойские экосистемы удоканского комплекса (С.М. Сеница, Е.С. Вильмова, Т.К. Туранова)	26
Палинологическая характеристика мезозойских отложений Севера Забайкалья (Н.Ф. Башурова)	42
ГЛАВА 2	
РУДОГЕНЕЗ	48
Литолого-структурные факторы рудогенеза (П.П. Петровский)	48
Проблема генезиса медных руд Удоканского месторождения (А.И. Трубачев, Г.А. Юргенсон)	59
О некоторых проблемах локализации, условиях и процессах образования крупных и уникальных месторождений медистых песчаников (Г.А. Юргенсон)	67
Золотоносность медистых песчаников Удоканского месторождения (Б.Н. Абрамов)	69
Генезис зоны окисления (О.В. Еремин, А.Б. Птицын, Г.А. Юргенсон)	75
Гидрогеохимия (Л.В. Замана, М.Т. Усманов, А.П. Чечель)	92
ГЛАВА 3	
УСЛОВИЯ ОСВОЕНИЯ	103
Ландшафты (И.Ю. Мальчикова)	103
Криолитозона, мерзлотные процессы и явления (Д.М. Шестернев)	113
Курумы: состояние изученности (И.И. Железняк)	131
Гидрогеология (Л.В. Замана, М.Т. Усманов)	136
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (А.Б. Птицын)	147
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК	150

Научное издание

**Птицын Алексей Борисович
Замана Леонид Васильевич
Юргенсон Георгий Александрович и др.**

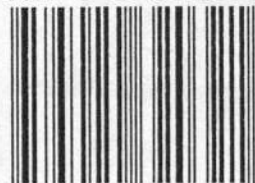
УДОКАН
Геология, рудогенез, условия освоения

Редактор *А.М. Самсоенко*
Художественный редактор *Л.В. Матвеева*
Художник *И.С. Попов*
Технический редактор *Н.М. Остроумова*
Корректоры *Л.А. Анкушева, С.М. Погодина*
Оператор электронной верстки *С.К. Рыжкович*

Изд. лиц. № 020297 от 23.07.97. Сдано в набор 12.11.03. Подписано в печать 16.12.03.
Бумага ВХИ. Формат 70×100^{1/16}. Офсетная печать. Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 12,9+0,6 на мел. бум. + 0,1 вкл. Уч.-изд. л. 13,0. Тираж 400 экз. Заказ № 100.

Сибирская издательская фирма «Наука» РАН.
630099, Новосибирск, ул. Советская, 18.
СП «Наука» РАН.
630077, Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

ISBN 5-02-032032-3



9 785020 320321

Исправления

Стр	Строка	Напечатано	Следует читать
2	5	Д.М. Шестернев, А.П. Чечель	Д.М. Шестернев, А.П. Чечель, Л.П. Чечель
159	25	А.П. Чечель	Л.П. Чечель

Удокан: Геология, рудогенез, условия освоения.





