

ПРОБЛЕМЫ
МИНЕРАЛОГИИ,
ПЕТРОГРАФИИ
И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Научные чтения памяти
П.Н. Чирвинского
(120 лет со дня рождения)

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Пермский государственный университет
Кафедра минералогии и петрографии

К 300-летию организации
Приказа рудокопных дел



ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ
И МЕТАЛЛОГЕНИИ

НАУЧНЫЕ ЧТЕНИЯ ПАМЯТИ
П.Н. ЧИРВИНСКОГО
(120 ЛЕТ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

Сборник научных статей

Пермь 2000

БКК 26.3

П 78

УДК 550.8

Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза.

П 78 Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сборник научных

статьей / Перм. ун-т. – Пермь, 2000.- 168 с.

ISBN 5 – 7944 – 0148 – 6

Сборник статей подготовлен по материалам докладов на второй научной конференции, состоявшейся 7-8 февраля 2000 г. на кафедре минералогии и петрографии Пермского университета. Содержит результаты геологических исследований, касающихся некоторых проблем минералогии, петрографии и геологии месторождений, т.е. тех наук, входили в сферу интересов П.Н. Чирвинского.

Для геологов широкого профиля.

Печатается по постановлению ученого совета геологического факультета Пермского университета

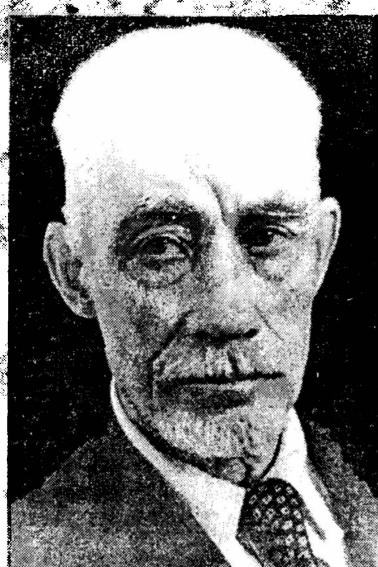
Редколлегия: Б.М. Осовецкий (гл. редактор), Р.Г. Ибламинов,
Ф.А. Курбацкая, А.М. Кропачев, Б.С. Лунев, И.И. Чайковский

Ответственный редактор И.И. Чайковский
Ответственная за выпуск Е.В. Чайковская

Спонсоры издания: **Пермгеолком, ООО «Димер»**

ISBN 5 – 7944 – 0148 - 6

© Пермский университет, 2000



П.Н. Чирвинский и проблемы развития геологических наук

В. Н. Дублянский, Г. Н. Дублянская
Пермский университет

К 120-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ П. Н. ЧИРВИНСКОГО

7 февраля 2000 г. исполнилось 120 лет со дня рождения выдающегося российского естествоиспытателя Петра Николаевича Чирвинского. Ученого интересовал широкий круг вопросов, связанных с общей геологией, палеонтологией, гидрогеологией, полезными ископаемыми, астрономией, метеоритикой и пр. В настоящей заметке выделим только те из них, которые касаются гидрогеологии.

Перу П. Н. Чирвинского принадлежит 18 научных работ, посвященных проблемам гидрогеологии (5% его научного наследия) [14]. Особый интерес к ним он проявил во время работы в Донецком (Новочеркасском) политехническом институте, где более 20 лет читал курс месторождений полезных ископаемых. Хотя вода в число полезных ископаемых формально не включалась, но Петр Николаевич спрашивали считал, что их рассмотрение было бы неполным без подземных, в том числе минеральных, вод.

В 1907 г. в Донецком политехническом институте на инженерно-мелиоративном факультете в программу был включен небольшой курс «Гидрогеология», а в 1914 г. на горном факультете была организована первая в русских вузах кафедра «Минеральные воды и залежи целебных ископаемых»¹. На протяжении нескольких лет вышеназванные курсы читал П.Н. Чирвинский [3].

В 1922 г. Чирвинским был издан первый оригинальный учебник гидрогеологии [18] (рисунок). До этого времени в России имелись лишь переводные работы по гидрогеологии и устаревший учебник П. В. Отоцкого «Грунтовые воды» (1905). Несмотря на краткость (всего 75 с.), он содержал основные разделы курса, включая расчеты дебитов колодцев и скважин, методы определения направления движения подземных вод, сведения о гидрогеологии страны. Следует отметить особенности этого учебника. В нем подчеркивалась, во-первых, необходимость включения в круг вопросов, рассматриваемых гидрогеологией, не только гравитационных, но и связанных вод. В.И. Вернадский писал об этом на 7 лет позже, в 1929 г. Во-вторых, в учебнике дан

¹ По сведениям А.Н. Семихатова [20] первая в России кафедра гидрогеологии была организована в 1914 г. на инженерном факультете Московского сельскохозяйственного института.

551 40
Чир. 64

УЧЕБНИК ГИДРОГЕОЛОГИИ.

Составил
П. Ж. Чирвинский,

доктор минералогии и геогнозии,
профессор Донского Политехнического
Института.



ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО.
Ростовское на Дону Отделение.
1322 г.

количественный учет водных ресурсов Земли. П. Н. Чирвинский по оригинальной методике рассчитал содержание воды как в свободном состоянии, так и в связанном виде, в составе минералов и горных пород. Третья особенность – рассмотрение подземных вод по зонам. В лекциях П.Н. Чирвинский излагал материал по этим вопросам значительно шире и глубже.

Следующее десятилетие Петр Николаевич посвятил практической работе на Дону, Кавказе и Украине. Он занимался изучением поверхностных и подземных вод района Кавминвод, выяснял возможности использования грязей Тамбуканского и Грузского озер, как консультант изыскательских экспедиций и проектных групп давал рекомендации по водоснабжению станиц, городов, курортов и по снижению водопритока в горные выработки. Итогом этой многогранной деятельности явилась книга «Сводный геологический и гидрогеологический очерк бассейнов Терека и Кумы» (1929), в которой были не только обобщены имеющиеся материалы, но и намечены новые направления исследований. В 1930 г. он закончил значительную по объему монографию «Снег и снегозадержание», в которой систематизировал данные о снеге как минерале, о снежном покрове как о «периодической горной породе», а также о мерах борьбы со снежными заносами.

В 1933 г. П.Н. Чирвинский первым поставил проблему необходимости разработки теоретических основ палеогидрогеологии, науки, позволяющей шире охватить явления, обусловленные работой подземных вод [3, 4, 8]. Он подчеркивал, что главное в учении о месторождениях руд и метаморфизме горных пород – это восстановление истории предшествовавших им горячих и холодных вод, а также связанных с ними процессов растворения, переноса и отложения материала. Вслед за Делоне он считал, что «струя минеральной воды – это минеральная жила в движении». Одновременно с В.И. Вернадским П. Н. Чирвинский сформулировал проблему целесообразности изучения истории природных вод [3].

В 1931 г. П.Н. Чирвинский был репрессирован и сослан на север. Работая прорабом (Беломорский канал), геологом Особого бюро (г. Мурманск), заведующим петрографическим кабинетом треста «Апатит» (г. Кировск), он не прекращал научную деятельность. За 10 лет работы на севере им опубликовано 110 работ как по традиционной тематике (минералогия, метеоритика и пр.), так и по новым научным направлениям. В 1939 г. вышла в свет его статья «Палеогидрогеология хибинских тундр», в которой он блестяще применяет предложенные им ранее принципы к конкретным геологическим объектам; устанавливает аналогию между составом современных подземных вод и со-

ставом термальных вод, образовавших 300 миллионов лет назад жильные минералы; в 1932-1936 гг. публикует ряд работ по снеговедению, разрабатывает новые методы определения лавиноопасных зон, организует снежно-лавинную станцию на г. Юкспор [2].

В 1941 г. Петр Николаевич с семьей эвакуирован на Урал в г. Соликамск. За два года появился цикл его статей по минералогии и петрографии калийной толщи. Для понимания особенностей формирования соляных толщ и обоснования борьбы с обводнением шахт большое значение имеют его работы о парагенетических соотношениях синего галита, сильвина и карналита на Соликамском месторождении (1943). Используя богатейший материал по химическим анализам, он доказал ритмичность их отложения и набросал схему палеогеографических условий их формирования. Он считал, что ключ к пониманию первичных и вторичных процессов соленосных бассейнов лежит в учении о фазах, о равновесии солей в водных растворах, в знании их состава и порядка выпадения при изотермических и полигротермических равновесиях. Эти идеи были в дальнейшем использованы при изучении соляного карста [8].

В 1943 г. П. Н. Чирвинский был приглашен на работу в Пермский университет, где возглавил кафедру петрографии [2]. Сотрудничество с карстовой школой, возглавляемой профессором Г. А. Максимовичем, определило формирование нового направления в работе Петра Николаевича. В 1947-1956 гг. он публикует ряд статей, посвященных типам спелеологического минералообразования и петрографической характеристике сталактитов из пещер Кизеловского каменноугольного бассейна [11]. Изучение пещер позволило протянуть «нить» к первому увлечению П. Н. Чирвинского – метеоритам. В 1949 г. он впервые отмечает наличие в пещерах Поволжья ольдгамита (CaS), который в то время считался минералом исключительно космического происхождения [1]. Позднее он был встречен во многих пещерах Мира [21]. Описывая исландский шпат в карбонатных толщах Кубани и Черноморья, ученый указывает на его возможное гидротермальное происхождение [6]. Результаты исследования П. Н. Чирвинского по минералогии снега и льда получают развитие в работах В. Я. Альтберга и П. М. Головкова при изучении Кунгурской ледяной пещеры [10].

Научное наследие П. Н. Чирвинского при его жизни не всегда оценивалось по достоинству. Например, в учебниках по гидрогеологии О. К. Ланге [9], А. Н. Семихатова [20] его работы в этой области вообще не упоминаются, а А. М. Овчинников [13] даже утверждает, что первый советский учебник гидрогеологии принадлежит Ф. П. Сава-

ренскому [19]. Фамилия Петра Николаевича отсутствует в очерке по истории геологии в числе 307 крупных геологов [17]; нет ее и в перечне 600 ведущих геологов и географов [12].

Тем более приятно, что имя П. Н. Чирвинского неоднократно упоминается Д. И. Гордеевым в капитальном труде по истории отечественной гидрогеологии [3], Б. Л. Личковым в монографии о природных водах Земли [10], а также в коллективной работе «Основы гидрогеологии» [14]. К 90-летию П. Н. Чирвинского на Украине издан сборник, посвященный его роли в развитии геологической науки [18]; помнят Павла Николаевича в Новочеркасске [5]; сборник воспоминаний о нем опубликован в Перми [2]; ему посвящена большая статья в «Горной энциклопедии» [5].

Отмечая 120-летие со дня рождения П. Н. Чирвинского, следует выделить главное: это выдающийся энциклопедист, внесший существенный вклад в развитие минералогии, метеоритики, петро- и космической, учения о полезных ископаемых, гидрогеологии, снеговедения, географии. Его идеи способствовали развитию и таких наук, которыми он непосредственно не занимался, например карста и спелеологии. Это была яркая личность, достойный соратник талантливых исследователей начала XX в. - В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, Е. С. Федорова, Н. С. Курнакова.

Библиографический список

1. *Бетехтин А. Г.* Минералогия. М.: Госгеолиздат, 1950. 956 с.
2. Воспоминания о П. Н. Чирвинском / Перм. ун-т. 1999. 27 с.
3. *Гордеев Д. И.* Основные этапы истории отечественной гидрогеологии // Тр. лаб. гидрогеол. проблем. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 7. 282 с.
4. Он же. Чирвинский у истоков палеогидрогеологии. // Проблемы Земли и Космоса в творчестве П. Н. Чирвинского. Ростов - н/Д. 1985. С. 113-117.
5. Горная энциклопедия. М.: Сов. Энциклопедия. 1985. Т. 5. С. 406.
6. *Дублянский Ю. В.* Закономерности формирования и моделирование гидротермокарста. Новосибирск: Наука, 1990. 150 с.
7. *Карцев А. А., Вагин С. Б., Басков Е. А.* Палеогидрогеология. М.: Недра, 1969. 150 с.
8. *Короткевич Г. В.* Соляной карст. Л.: Недра, 1970.
9. *Ланге О. К.* Краткий курс гидрогеологии. М.; Л.: ГНТИ, 1931. 167 с.
10. *Личков Б. Л.* Природные воды Земли и литосфера. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 163 с.
11. *Максимович Г. А.* Основы карстоведения. Пермь, 1963. Т. 1. 444 с.
12. *Молявко Г. И., Франчук В. Г., Куличенко В. Г.* Геологи. Географы: Библиографический справочник. Киев: Наукова думка, 1985. С. 113-117.
13. *Овчинников А. М.* Общая гидрогеология. М.: Гостопотехиздат, 1955. 383 с.

14. Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология. Новосибирск: Наука, 1980. 231 с.
15. Петр Николаевич Чирвинский (1980-1995): Материалы к библиографии ученых СССР. Серия геол. наук, М.: Изд-во АН СССР. 1960. Вып. 17.
16. П. Н. Чирвинский и вопросы геологической науки. Киев: Наукова думка, 1971. 177 с.
17. *Тихомиров В. В., Хайн В. Е.* Краткий очерк геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 260 с.
18. Чирвинский П. Н. Учебник по гидрогеологии. Ростов-н/Д: Госиздат, 1922. 75 с.
19. Саваренский Ф. П. Гидрогеология. М.; Л.: ОНТИ, 1933 (1-е изд.), 1935 (2-е изд.). 335 с.
20. Семихатов А. Н. Гидрогеология. М.: Сельхозгиз, 1954. 236 с.
21. Hill C., Forti P. Cave minerals of the World. Huntswill, 1997. 464 p.

А.И. Кудряшов
Горный институт УрО РАН, г. Пермь

ВКЛАД П.Н. ЧИРВИНСКОГО В СТАНОВЛЕНИЕ ФЛЮИДОГЕОДИНАМИКИ

П.Н. Чирвинский был поистине ученым-энциклопедистом, его научное наследие огромно, и оно, по мнению Б.Л. Личкова [1], еще ждет специального исследования. Несмотря на значительное количество публикаций, посвященных выдающемуся ученому, наукой до сих пор не оценен вклад П.Н. Чирвинского в становление такой молодой ее отрасли, как флюидогеодинамика. Цель настоящей заметки - попытка хотя бы частично восполнить этот пробел.

Стержневые положения флюидогеодинамики возникли в результате интеграции накопленных знаний при проведении аналогий в миграции различных флюидов. В 20-30-х гг. XX столетия некоторые ученые (К.Е. Вегман, В.И. Вернадский, А.С. Уклонский, Е. Бастин и др.) обратили внимание на общие закономерности размещения углеводородных и рудных месторождений. Однако эта общность отмечалась ими мимоходом, попутно, без конкретных примеров. Например, В.И. Вернадский, характеризуя минеральные источники как представителей подцарства восходящих подземных вод, коротко заметил: «Нередко здесь же (в местах разгрузки гидротерм. - А.К.) выходят нефти и газы, ибо по трещинам взломанных участков земной коры, идущих причудливо и неправильно на несколько километров глубины,

собираются все легко подвижные жидкые и газообразные тела, создающиеся во время химических процессов, идущих в этом участке земной коры» [2, с. 379].

Пожалуй, впервые наиболее обстоятельно аналогии в миграции нефтей и гидротермальных растворов освещены П.Н. Чирвинским в 1952 г. в статье, помещенной в Ученых записках Пермского (тогда Молотовского) университета [3]. В преамбуле этой статьи он пишет: «Цель моей заметки - установить не аналогии генезиса битумов и рудоносных растворов, например, в духе Д.И. Менделеева, а остановиться лишь на аналогиях в миграции тех и других, как газово-жидких, циркулирующих в пределах различных уровней земной коры, систем» [3, с. 68].

Из приведенного следует, что автор четко представлял себе общность физики миграции различных по природе флюидов, но различал их генезис. Именно это является одной из основных заповедей, которые должны соблюдать геологи, занимающиеся исследованием процессов флюидогеодинамики [4]. Кроме того, здесь П.Н. Чирвинский употребил термин «газово-жидкая система», обозначавший одну из форм существования флюидов в земной коре. По содержанию этот термин, в сравнении с такими ранее употреблявшимися, как «фильтрующаяся колонна» (Термье, 1903), «водонапорная система» (Пыхачев, Щелкачев, 1939) и другими, значительно ближе к современному определению флюидодинамической системы.

В основной части статьи, опираясь на достаточно большое количество конкретных примеров, П.Н. Чирвинский показал, что нефтяные месторождения, так же как рудные гидротермальные, имеют вторичное залегание, т.е. образовались при миграции флюидов. Движущая сила миграции этих флюидов, по его мнению, одна («...в нефти имеются под давлением газы, как они имеются в рудоносных растворах (эмиссии, флюидные составные части), рвущиеся тоже вверх, ближе к дневной поверхности» [3, с. 70]), что и явилось причиной приуроченности этих типов месторождений к положительным структурам: для нефтяных месторождений это антиклинали, для рудных месторождений - апикальные части интрузивов и непосредственно перекрывающие их осадочные породы. Конкретно он пишет: «Рудоносные растворы ... могли быть очень мало концентрированными, но длительное их действие с инфильтрацией в окружающие интрузию породы и вынос в трещины повели к тому, что руды могли скопиться в большом количестве наподобие того, что имело место с первичной битуминозностью, давшей богатые месторождения жидкой нефти путем последующей миграции... Эти выступы, обращенные к дневной поверхно-

сти, являются более высокими горизонтами, к которым тяготеют флюиды и заряженные ими растворы, все имеющие первоначально очень большое давление. Идет вынос в области наименьшего сопротивления» [там же, с. 73].

Надо отметить, что идея общности механизмов миграции нефти и гидротерм в то время была столь смелой, что редактор выпуска счел необходимым к обсуждаемой статье сделать пометку: «Печатается в дискуссионном порядке». Однако спустя 15 лет выходит в свет серия работ Г.Л. Поспелова [5 и др.], который с присущей ему изящностью подтвердил сходство в структурном контроле нефтяных и гидротермальных месторождений, обусловленных общими законами физики массопереноса жидкостей.

В более ранних работах [6 и др.] П.Н. Чирвинский ввел в обиход понятие «палеогидрография», сформулировав определение и задачи этой отрасли гидрографии. Рудные тела гидротермальных месторождений он образно называет «окаменевшими водными струями».

На языке современной флюидогеодинамики эти «окаменевшие струи», по мнению Ю.В. Шурубора (устное сообщение, 1990), могут быть названы «фоссилизированными флюидодинамическими системами». В обсуждаемой статье [3] П.Н. Чирвинский еще раз подчеркивает значение палеогидрографических исследований, отмечая, что «...палеогидрография делает свои выводы, исходя из пространственного распределения эпигенетических рудопроявлений, но придает им еще, так сказать, историческую кинетику, как мы придаем ее же нефтеносным залежам» [3, с. 73].

В стремлении продвинуться вперед исследователи часто забывают о тех идеях, пусть измененных и порой устаревших, которые были впервые высказаны предшественниками. Конечно, в тезисах или небольших статьях не всегда удается сделать ссылки на работы тех «гигантов, на плечах которых мы стоим». Но если выходит в свет крупная обобщающая статья или целая монография, посвященная той или иной проблеме, бывшей в их «поле зрения», ссылки на них, хотя бы исходя из правил научной этики, просто необходимы. К сожалению, этого часто не наблюдается. В какой-то степени можно извинить иностранных ученых, авторов ряда интереснейших книг о динамике и геологической роли миграции флюидов (Файф, Прайс, Томпсон, 1981; Магара, 1982 и др.), и объяснить их невнимание к работам П.Н. Чирвинского объективными причинами. Но отсутствие ссылок на работы П.Н. Чирвинского во многих крупных публикациях отечественных геологов (например Г.Л. Поспелова [5]) вызывает, по меньшей мере, недоумение. Приятным исключением из этого ряда явля-

ются работы А.Е. Ходькова и А.Е. Баскова (Ходьков, Валуконис, 1968; Басков, 1976; Валуконис, Ходьков, 1978 и др.).

Библиографический список

1. *Личков Б.Л. Памяти П.Н.Чирвинского // П.Н.Чирвинский и вопросы геологической науки.* Киев: Наукова думка, 1971. С. 7-18.
2. *Вернадский В.И. История минералов земной коры.* Л.: ОНТИ Химтеорет, 1934. Т. 2. Ч. 1, вып. II. С. 201-384.
3. *Чирвинский П.Н. Аналогии в миграции нефтей и рудоносных растворов // Учен. зап. Молотов. гос. ун-та. Молотов: Молотовгиз, 1952. Т. VII, вып. 1. С. 68-74.*
4. *Кудряшов А.И. Флюидогеодинамика.* Свердловск: УрО РАН СССР, 1991. 226 с.
5. *Поспелов Г.Л. Элементы геологического подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений // Геология и геофизика. 1967. № 11. С. 3-32.*
6. *Чирвинский П.Н. Палеогидрография // Пробл. сов. геологии. 1933. Т. 3, № 8. С. 107-122.*

А.Я. Гаев
Пермский университет

О РАЗВИТИИ ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИДЕЙ П.Н. ЧИРВИНСКОГО В ТРУДАХ УЧЕНЫХ ПЕРМСКОЙ ШКОЛЫ

В книге по геологии и гидрографии речных бассейнов Терека и Кумы [13] П.Н. Чирвинский в 1929 г. впервые заложил научные представления о палеогидрографии как науке об ископаемой гидрографии в связи с формированием рудных и других месторождений. Под палеогидрографией он понимал историческую гидрографию, изучающую геологическую деятельность подземных вод, в результате которой в прошедшие геологические периоды сформировались эпигенетические рудные месторождения (жильные и метосамотические) с образованием залежей бокситов, накоплениями бора и других компонентов в travertинах и пр. [14].

Начиная с 40-х гг. XX столетия в СССР осуществляются теоретические и методические разработки и широкое применение палеогидрографических исследований для решения фундаментальных и практических задач геологии [1, 4, 5, 6, 12].

Значительный вклад в эту работу внесли ученые пермской школы, к основоположникам которой относился и П.Н. Чирвинский. В трудах ученых пермской школы были разработаны и реализованы гидрогеологические основы изучения палеокарста. Первое Всесоюзное совещание по карсту по инициативе проф. Г.А. Максимовича прошло в 1947 г. в г. Перми. В Пермском университете впервые в СССР с 1947 г. читаются специальные курсы по карстоведению. В 60-е гг. в Пермском университете вышло в свет 10 выпусксов методических разработок по карсту, ряд фундаментальных учебных пособий по основам карстоведения [9, 10]. В 1958 г. Г.А. Максимовичем и К. А. Горбуновой издана замечательная книга по карсту Пермской области. Вопросам палеокарста был посвящен ряд научных конференций Всесоюзного института карстоведения и спелеологии Русского географического общества с изданием трудов, в частности в 1983 и 1985 гг. Заключительным аккордом карстовых и палеокарстовых исследований можно назвать учебное пособие Г.А. Максимовича и В.Н. Быкова по карсту карбонатных нефтегазоносных толщ [11] и книгу К.А. Горбуновой и А.И. Печеркина по сульфатному карсту. Впервые раскрыта роль инфильтрационных этапов гидрогеологического развития территории в формировании нефтегазоносных палеокарстовых коллекторов на примере Пермского Прикамья.

В развитие всех этих идей автором дана характеристика подземной гидросферы Урала и Предуралья как результат сложного длительного развития [1, 2, 3]. Выделены важнейшие типы гидрогеологических структур на главных этапах геологической истории Урала и Предуралья и 11 этапов перестройки структурно-гидрогеологического плана: протерозойский, кембрийский, ордовикско-нижнедевонский, эйфельско-кыновский, франско-турнейский, нижнекаменноугольный (малиновско-янополянский), визейско-башкирский, верейский, московско-кунгурский, верхнепермско-нижнетриасовый, мезозойский и кайнозойский. На территории Урала начиная с протерозоя в основном были распространены переходные артезианские бассейны [7].

Выделяются три этапа полной перестройки структурно-гидрогеологического плана территории: кембрийский, начавшийся с конца протерозоя, нижнекаменноугольный и мезозойско-кайнозойский. Намечаются также не полностью завершившиеся инверсии в конце четвертого, восьмого и девятого этапов. Все этапы отмечены формированием соответствующих комплексов осадков в условиях субаквальных и переходных артезианских бассейнов. Эпохи коренной перестройки структурно-гидрогеологического плана благопри-

ятствовали образованию региональных водоупоров и карстовых коллекторов [3, 11].

Анализ палеогидрогеологических условий территории свидетельствует о правомерности выделения в Предуралье четырех гидрогеологических этажей и трех подэтажей. Слабая изученность побудила нас объединить их в один подэтаж – соответственно рифейско-вендскую и эйфельско-кыновскую толщи и франкотурнейский и визейско-башкирский комплексы пород [2].

По мере формирования новых водоупорных комплексов пород и увеличения мощности осадочного чехла возрастала гидроизоляция трещинных вод кристаллического фундамента. В послекыновское время произошла бифуркация в формировании химического состава хлор-кальциевых вод кристаллического фундамента и хлоридно-магниевых вод мирового океана. Если согласиться с идеей многократного обновления глубинных вод за длительную геологическую историю, то характерные черты гидрохимической стратификации свидетельствуют о релаксации состава вод за счет реликтов палеогеохимической обстановки, обусловленной процессами бифуркации в формировании их химического состава. Эти обстоятельства, а также физико-химическое взаимодействие подземных вод с алюмосиликатами [8] не позволяют рассматривать подземную гидросферу в качестве типичной открытой геологической системы. Сосредоточение вод хлоридно-кальциевого типа в нижней части гидрогеологического разреза, включая породы девонской системы, является подтверждением того, что до формирования кыновского и нижнекаменноугольного водоупоров водообмен трещинных вод кристаллического фундамента с водами осадочного чехла протекал достаточно активно, а система подземной гидросферы была открытой. Таким образом, идеи П.Н. Чирвинского в области палеогидрогеологии успешно развиваются.

Библиографический список

1. Бережной А.В., Бочаров В.Л., Дубреченский В.И. Эволюция внешней комплексной оболочки Земли и глобальные геоэкологические проблемы современного этапа ее развития // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геологическая. 1999. № 7. С. 209-216.
2. Гаев А.Я. Гидрохимия Урала и вопросы охраны подземных вод. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та. 1989. 368 с.
3. Гаев А.Я. Этапы развития карста и карстующихся пород Урала и Предуралья // Методика изучения карста. Пермь, 1985. С. 147-148.
4. Гидрогеология Волго-Уральской нефтегазоносной области / Под ред. М.И. Субботы и Г.П. Якобсона. М.: Недра, 1967. 422 с.

5. Зайдельсон М.И. Водонапорная система палеозойских отложений юго-востока Русской платформы в связи с формированием, поисками и разведкой нефти и газа: Автореф. дис... д-ра геол.-мин. наук. Л., 1969. 48 с.
6. Карцев А.А., Багин С.Б., Басков Е.А. Палеогидрогеология. М.: Недра, 1969. 152 с.
7. Кирюхин В.А., Толстыхин Н.И. Региональная гидрогеология: Учебник для вузов. М.: Недра, 1987. 382 с.
8. Кирюхин В.А., Коротков А.И., Шварцев С.Л. Гидрогеохимия: Учебник для вузов. М.: Недра, 1993. 384 с.
9. Максимович Г.А. Основы карстоведения: Учебное пособие. Пермь: Перм. кн. изд-во, 1963. Т.1. 444 с.
10. Максимович Г.А. Основы карстоведения: Учебное пособие. Пермь: Перм. кн. изд-во, 1969. Т.2. 529 с.
11. Максимович Г.А., Быков В.Н. Карст карбонатных нефтегазоносных толщ: Учебное пособие / Перм. ун-т. Пермь, 1978. 96 с.
12. Методика палеогидрогеологических исследований: Материалы первой научной конференции по палеогидрогеологии, октябрь 1966 г. / Отв. ред. А.М. Овчинников, А.А. Карцев, Я.А. Ходжакулиев. Ашхабад, 1970. 389 с.
13. Чирвинский П.Н. Сводный геологический и гидрогеологический очерк бассейнов рек Кумы и Терека: Труды Северо-Кавказской ассоциации научно-исследовательских институтов. 1929. Вып. 12, № 56.
14. Чирвинский П.Н. Палеогидрогеология // Пробл. сов. геологии. 1933. № 8.

Б.С. Лунев, О.Б. Наумова, С.В. Наумов
Пермский университет

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ГЕОМЕТРОХИМИЧЕСКОГО МЕТОДА П.Н. ЧИРВИНСКОГО

Геометрохимический (ГХ) метод изучения тяжелых фракций применен более 35 лет назад [1], однако массового использования это перспективное направление применения ГХ метода П.Н. Чирвинского [4, 5] не получило. Не вызывает сомнения, что более полное раскрытие законов формирования химических ассоциаций тяжелых фракций терригенных пород, протолочек магматических и метаморфических пород любого возраста и происхождения возможно с помощью современных высокочувствительных, но часто чрезвычайно дорогостоящих методов. Реализация скрытых резервов ГХ метода обеспечит, на наш взгляд, получение достоверной информации о минеральном и химическом составе тяжелой фракции. Наметим направления его развития.

В минералогической практике чаще всего применяется простая методика исследования тяжелых минералов по одной узкоразмерной фракции. Результаты таких исследований обычно не отражают истинной природы минеральной ассоциации, которая в определенной мере обусловлена дифференциацией вещества по размерным фракциям. Следовательно, названные исследования нельзя использовать для геометрохимических пересчетов.

Анализ минерального вещества по многим узкоразмерным фракциям очень трудоемок и не всегда применяется в геологической практике. Подобные исследования проводятся только немногими учеными-литологами. Между тем уменьшение величины ошибок минералогического (а значит, и ГХ) анализа может быть достигнуто благодаря исследованию многих (5–7) узкоразмерных классов вещества.

Авторами [2] разработан экспресс-метод (ЭМ) определения валового состава вещества, который нашел применение в минералогии тяжелой фракции [3]. Использование ЭМ устраниет многие трудности многофракционного анализа и достаточно полно отражает природу минеральной ассоциации тяжелых минералов, поэтому тяжелые фракции разных пород (терригенные, метаморфические, изверженные различного возраста и происхождения) могут быть достаточно эффективно изучены. Использование ЭМ – важное звено широкого внедрения ГХ метода в геологическую практику.

В связи с неравномерным распределением минералов по размерным фракциям необходимо после проведения минералогического анализа по нескольким узкоразмерным классам осуществить определение средневзвешенного (валового) содержания. Расчет значения средневзвешенного содержания не является сложным, но требует иногда значительных временных затрат. Применение ЭМ устраниет необходимость такого расчета, а значит, и упрощает использование ГХ метода.

Пересчет данных минералогического анализа на содержание химических компонентов – трудоемкая операция, еще более она усложняется при большом количестве проб (пересчетов). Введение компьютерной программы значительно упрощает эту операцию, и она станет привычной и повседневной в геологической практике и научных исследованиях. Методика пересчета со временем может совершенствоваться.

Использование данных о химизме минералов с учетом их состава в конкретной минералогической провинции, фации позволяет повысить точность ГХ метода. Минералы тяжелой фракции разных горных пород имеют неодинаковый состав. Наиболее значительные колебания

состава известны для эпидота, граната, ильменита и др. Эффективность ГХ метода возрастает, если учитывать особенности минералов, например, по терригенно-минералогическим макропровинциям. Химический состав макропровинций определяется прежде всего содержанием главных минералов, составляющих основную весовую долю минеральной ассоциации (Волго – Камско – Эмбенская: эпидота – 50 %, амфибола – 10 %; Двинско – Окско – Печорская: амфибола – 25 %, граната – 25 % и т.д.).

На первом этапе необходимо провести специальные исследования для небольшого числа минеральных видов, определяющих состав провинции, фации и т. п. Эта информация накапливается в банке данных и используется при геометрохимических пересчетах.

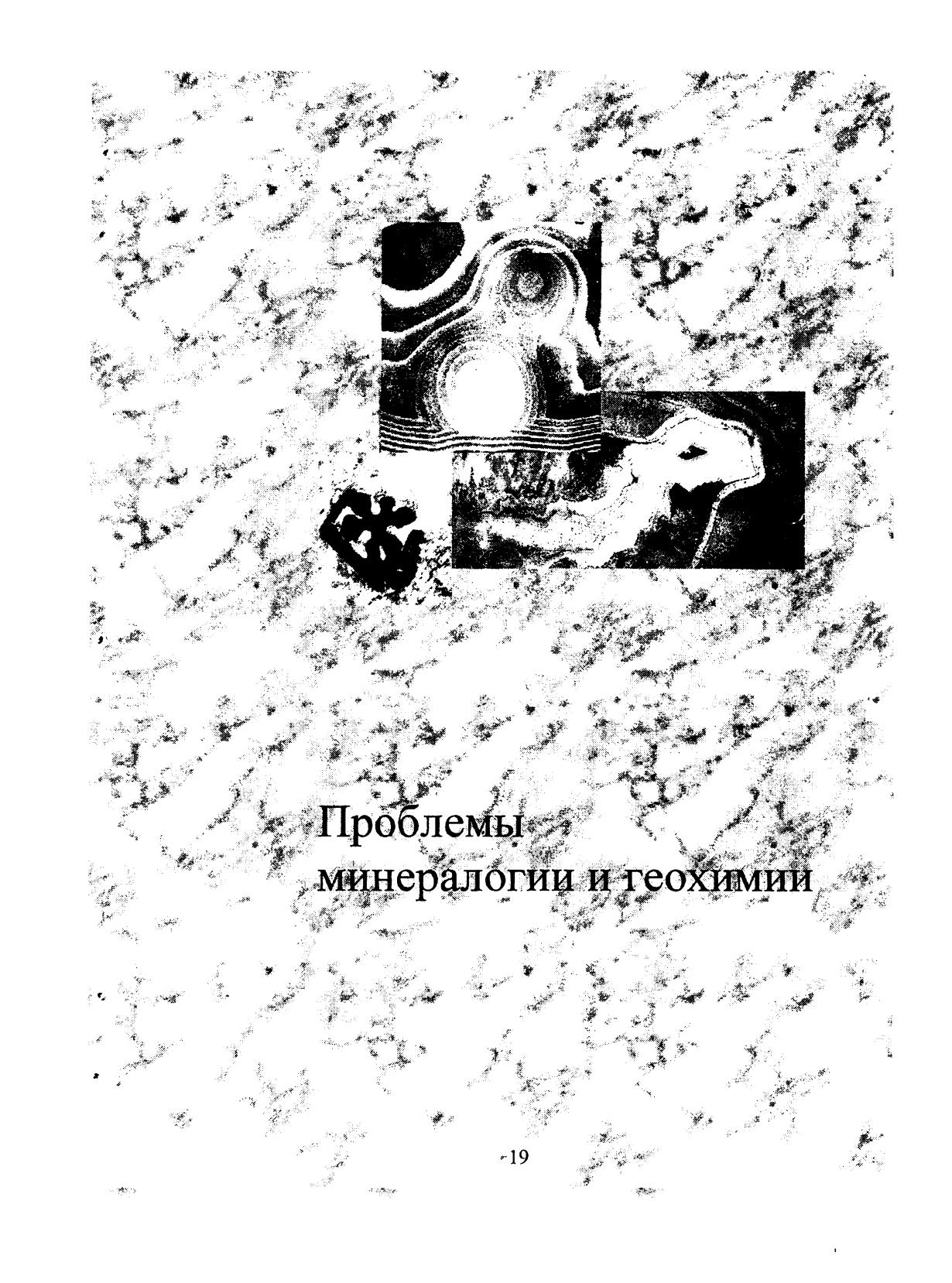
На втором этапе целесообразно создать таблицы химико-минералогического состава с учетом региональных особенностей химического состава минералов. Необходимость их подтверждим примерами. Так, по данным Б.В. Пере沃чикова, пироксены перидотитов имеют вариации (%): SiO_2 – 52,38 – 57,2; Al_2O_3 – 3,27 – 0,91. В составе эпидота, по данным Чирвинского [5], Fe_2O_3 составляет 11,3 %, а по данным А.А. Кухаренко [7], – до 17 %. На Южном Урале эпидоты зеленокаменных пород силура и девона отличаются значительным колебанием химического состава, их железистость изменяется от 0,07 до 0,31 %. Изоморфизм Fe^{3+} и Al подтверждается отрицательной корреляцией их содержаний (–0,97). В ильменитах и пикроильменитах Сибири из россыпей и кимберлитов содержание MgO переменно: от 0,7 до 11,3 %. В пиропах Сибири и Чехословакии резко колебается содержание Cr_2O_3 – 4,6 – 0,3 % [8]. Исследованиями россыпей [6] установлено непостоянство химического состава минералов и содержания в них двуокиси титана (%): в ильменитах Украины – 66,54; Казахстана – 31,40; в лейкоксене Украины – 94,78 – 61,48; в рутилизированном ильмените Украины – 47 – 95; в рутиле (США) – 56,93. Отличаются непостоянством содержания химических элементов и другие минералы. Содержание HfO_2 в цирконах изменяется от 0 до 24 %, в монаците – от 27, 35 до 31,5 % (Россия). Cr_2O_3 в хромшпинелидах Приднестровья составляет 37,01 %, Зауралья – 52,66 %. Значение Fe_2O_3 в хромшпинелидах Западной Сибири и Зауралья равняется соответственно (%) 35,17 и 52,66. Содержание Fe_2O_3 в ставролите Среднего Приднестровья – 13,29, а Западной Сибири – 10,6 %. Колебания CaO в апатите составляют 52,24 – 54,24 % (Россия).

Для проведения сопоставления результатов определения химического состава, полученных ГХ и химическим силикатным (ХС) методами, следует устраниТЬ сростки тяжелых минералов с легкими. При

выполнении ХС анализа тяжелой фракции составляющие ее тяжелые минералы должны дробиться до размера 0,2 (0,1 мм). Дроблению подвергают крупные фракции, в которых часто наблюдаются сростки. Дробленое вещество разделяется в тяжелой жидкости, благодаря чему устраняются легкие минералы, освободившиеся при дроблении из сростков. Дробленая узкоразмерная фракция может быть использована для изучения минерального состава [1,2].

Библиографический список

1. Лунев Б.С. Дифференциация осадков в современном аллювии / Перм. ун-т. Пермь, 1967. 333 с.
2. Наумова О.Б., Лунев Б.С. Способ определения валового петрографического состава галечников и валунов: Авторское свидетельство №1270702 СССР // бюл. 1986. № 42.
3. Наумова О.Б., Наумов В.А. Руководство по определению валового петрографического и минералогического состава и комплексной оценке золотоносного аллювия. Пермь, 1986, 100 с. Деп. в ВИНИТИ 8. 05. 86 № 4441-В 86.
4. Чирвинский П.Н. Геометрохимический анализ / ОНТИ химтеорет. Л., 1937.
5. Чирвинский П.Н. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Харьков: Изд-во Харьковского ун-та, 1953.
6. Жердева А.Н., Абулевич В.К. Минералогия титановых россыпей. М.: Недра, 1964. 339 с.
7. Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 318 с.
8. Сочнева Э.Г., Прокопчук Б.И. Минералогический анализ тяжелой фракции терригенных отложений. М.: Недра, 1976, 143 с.



Проблемы минералогии и геохимии

В.И. Силаев, В.Н. Филиппов, М.Ю. Сокерин
Институт геологии КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

РАЗМЕРНЫЙ ФАКТОР В МИНЕРАЛОГИИ КАК НОВАЯ ФИЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОБЛЕМА

С развитием научно-исследовательских технологий проявилась явная тенденция к резкому расширению круга объектов минералогии за счет не только кристаллических фаз субмикронной величины, но и образований значительно более мелкой размерности. Однако достигнутая к настоящему времени научная строгость понятия о минерале не может не накладывать естественные ограничения на представления о его фазовой дисперсности. В этой связи можно утверждать, что наноразмерные объекты минералогии ("наноминералы") являются на самом деле доминеральными формами организации вещества, поскольку не обладают фундаментальными признаками минерального индивида: фазовой границей (поверхностью), телесностью, стремлением к определенной форме (идиоморфизму), упорядоченностью внутреннего строения (анатомией).

Нам представляется, что предел фазовой дисперсности собственно минералов может быть определен в 10^{-7} м (100 нм), в связи с чем к так называемым "микроминералам" относятся только фазово обособленные выделения субмикронной размерности, максимальная величина которых может быть определена, как это предлагает А.Г. Булах, примерно в 100 мкм. Последнее отвечает минимальному размеру зерен, позволяющему провести измерения физических свойств минералов в соответствии с требованиями Международной комиссии по новым минералам.

Выход на микроминеральный уровень исследований привел к возникновению значительных проблем как в области генетической минералогии (онтогения индивидов и агрегатов, парагенетический анализ, типоморфизм и генетическая информативность минералов), так и в отношении систематики минералов, оказавшейся слишком примитивной для классификации микроминералов. Примером этого может служить наш опыт изучения уникальных по составу и происхождению силикатно-карбонатно-марганцевых пород на Полярном Урале, которые, по нашим представлениям, являются результатом инфильтрационного переотложения гипергенно-выщелоченного вещества вулканогенных субстратов в нижнюю часть профиля марганцево-

носной коры выветривания. Как показали исследования, кислотно-щелочная и окислительно-восстановительная дифференциация вещества субстрата выветривания привела к резкому возрастанию конкурентоспособности малых элементов в смысле образования ими собственных минералов субмикронной размерности.

В настоящее время в исследуемых породах нами выявлено более 20 минеральных фаз необычного состава, которые лишь частично могут быть согласованы с современной минералогической номенклатурой. Важнейшим объединительным признаком всех этих фаз является их дисперсность в пределах 0.1-100 мкм. Подавляющее большинство упомянутых образований выступает в виде собственных монокристаллов и зерен величиной 0.5-10 мкм, что строго отвечает общепринятой в настоящее время размерности микроминералов.

Интерметаллиды. Медно-цинковые соединения (латунь) состава $\text{Cu}_{0.47-0.57}\text{Zn}_{0.31-0.36}\text{Mn}_{0.06-0.15}\text{Pb}_{0.01-0.09}$, а также медь-золотосодержащее и никель-хромистое самородное железо:



Кроме того, здесь обнаружены одиночные включения платины $\text{Pt}_{0.99}\text{Co}_{0.01}$ и железосодержащего купроаурида $(\text{Cu}_{1.7-2.3}\text{Fe}_{0.2-1.2})_{2.5-2.9}\text{Au}_{2.1-2.5}$.

Сульфиды и их аналоги. Преобладают пентландитоподобные и широко варьирующие по составу медные и медно-серебряные фазы. Пентландиты, в свою очередь, подразделяются на близкие к кобальтпентландиту состава $(\text{Co}_{6.16-8.24}\text{Ni}_{0.56-1.52}\text{Fe}_{0-0.08}\text{Mn}_{0.03-0.64})_{8.16-8.88}\text{S}_8$ и никельпентландиту состава $(\text{Ni}_{7.36-7.68}\text{Co}_{0.4-0.56}\text{Fe}_{0.06-0.08}\text{Mn}_{0.4-0.45})_{8.4-8.56}\text{S}_8$. Весьма характерно практически полное отсутствие здесь обычной железо-никелевой разновидности. Обнаруженные нами медные микросульфиды можно, вероятно, сопоставить с минералами джирит-ковеллинового (1) и халькозин-дигенитового (2) рядов (соответственно):



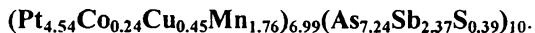
В парагенезисе с этими минералами изредка встречаются отдельные неправильные зерна медиистого акантита. Последние микрофазы в большинстве случаев характеризуются существенным дефицитом серы и вообще нестабильностью состава: $(\text{Ag}_{1.74-1.77}\text{Cu}_{0.23-0.26})_2\text{S}_{0.91-0.93}$.

Незначительной примесью к сульфидам выступают сульфотеллуриды, сульфоарсениды и сульфостибиоарсениды:



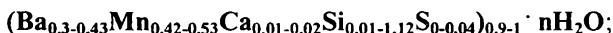


Кроме того, здесь обнаружены единичные зерна платинового сульфосурьмяноарсенида состава



Особого внимания среди сульфидных микроминералов заслуживают ранее неизвестные иодидосульфидные соединения, которые могут быть представлены как промежуточные члены ряда Cu_{2-x}S - Cu_{1+x}I .

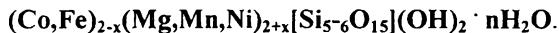
Оксиды. Наиболее необычными среди этих соединений являются оксиды олова, вольфрама, бария и урана:



Силикаты и другие кислородные соли явно преобладают среди выявленных нами фаз необычного состава. Наиболее широким развитием отличаются микровключения двух весьма необычных магнезиально-кобальтовых силикатов. Состав первого из них пересчитывается на стехиометрию антофиллитоподобного минерала

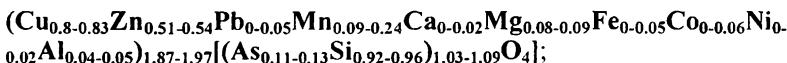


а второго - на стехиометрию сепиолитоподобного -



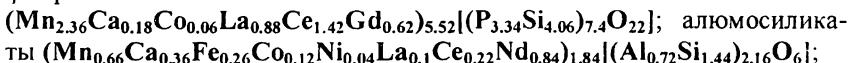
Кроме упомянутых выше магниево-кобальтовых минералов в зернах манганродонита установлены микровключения силикатов с частичным замещением кремния кристаллохимически близкими ему элементами (Al, S, P, As и др.):

арсеносиликаты

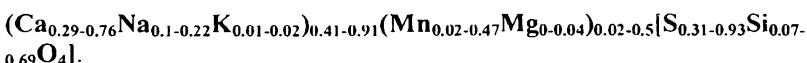


иодатосиликаты $(\text{Mn}_{0.86}\text{Cu}_{0.51}\text{Fe}_{0.02}\text{Co}_{0.02})_{1.41}[(\text{S}_{0.01}\text{I}_{0.42}\text{Si}_{0.63})_{1.06}\text{O}_4]$;

фосфатосиликаты



силикатсульфаты



* * *

Обобщение полученных результатов приводит нас к выводу о резко аномальном характере состава и конституции микроминералов. Последнее обстоятельство может быть выражено в форме нескольких эмпирических правил.

1. Микроминералы в отличие от минералов большей размерности (минералов, минералов-гигантов) образованы главным образом не основными компонентами, насыщающими минералообразующие среды (в нашем случае: Si, Fe, Ca, Mn, Al, CO₂), а малыми, редкими и расеянными элементами (в нашем случае: Cu, Co, Ni, S, I, Pt, Ag, Cr, As, Sb, REE и др.), находящимися в состоянии резкого недосыщения. Образно говоря, микроминералы образуются преимущественно микроэлементами.

2. В тех случаях, когда в микроминералах соединяются элементы, характеризующиеся резко различной концентрацией в среде минералообразования, на первое место по содержанию и кристаллохимической роли выходят именно те элементы, которых меньше в минералообразующей среде: Mg>Ca, Mn>>Fe, (Ni, Co)>Mn>>Fe, Ag>Cu, S>Si, As>S, I>S (выделены элементы, относительно доминирующие в исследуемых горных породах).

3. Микроминералы, вероятно, в значительной степени являются полисоматическими соединениями, сочетающими в своей конституции блоки разной кристаллохимической природы (кристаллохимический гибридизм): сульфатов и силикатов, силикатов и фосфатов, силикатов и иодатов, сульфидов и галоидов и т.п.

Т.Л. Петруха
Уральская ГГА, г. Екатеринбург

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ЖЕЛЕЗА В СФАЛЕРИТЕ РУД УЧАЛИНСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение находится на Южном Урале в районе северного замыкания Магнитогорского мегасинклиниория. Оно приурочено к породам карамалыташской свиты среднего девона [3] и представлено одним крупным рудным телом протяженностью по простирианию 1500 м, по падению более 500 м, мощностью до 216 м. Простириание

рудного тела меридиональное, падение почти вертикальное. Форма его линзовидная. Главный минерал руд - пирит (75-80%), среди которого размещаются халькопирит (5-6%), сфалерит (6-7%) и другие минералы. Основными полезными компонентами являются медь, цинк и сера. Подстилает залежь кислая толща, сложенная риодацитами и риолитами. В висячем боку располагаются риодациты, которые перекрывают базальтовой толщей.

Автором выделено на месторождении два генетических типа структур руд - метаколлоидная и кристаллизации [1]. В залежи в направлении от лежачего бока к висячему выявлена ритмичность в распределении генетических типов структур руд: в лежачем боку рудного тела располагаются руды, имеющие метаколлоидную структуру, выше - руды со структурой кристаллизации, затем следует второй ритм с такой же последовательностью структур руд.

Анализ соотношения выделенных типов структур руд с их текстурами, изученными В.Ф Рудницким и др. [2], показал следующее. Метаколлоидные структуры обоих ритмов, в основном, присущи сплошным рудам равномернозернистого строения, характеризующимся массивными текстурами. В них наряду с пиритом присутствует халькопирит, сфалерит распространен незначительно. Рудам со структурами кристаллизации соответствуют неравномернозернистые обломочные текстуры. Среди этих руд нижнего ритма встречаются брекчевые медно-цинковые, а верхнего ритма - богатые цинковые руды.

На месторождении выделяются ранние и поздние сфалериты [3]. Ранний сфалерит (1-я генерация) встречается чаще всего в мелко-зернистых пиритовых рудах метаколлоидной структуры. Поздние сфалериты (2-я генерация), в основном, являются цементом обломочных руд структуры кристаллизации, а также образуют секущие прожилки (3-я генерация).

Определены содержания цинка и железа в сфалеритах разных генераций на электронном микрозонде MS-46 "Cameca" по 18 пробам по профилям от лежачего к висячему боку рудного тела (анализы выполнены в лаборатории УГГГА, исполнитель В.Н. Ослоповских). Установлено, что содержание железа в сфалеритах находится в пределах 0,35-1,64%.

Выявлены следующие закономерности в распределении содержания железа в сфалеритах. Наиболее высокое содержание железа в сфалерите (1,64%) зафиксировано в ранних сфалеритах в нижней части руд метаколлоидной структуры верхнего ритма. В верхней части руд с этой же структурой оно снижается до 0,99 - 1,11%. Еще более низкое содержание железа (0,77%) отмечено в поздних сфалеритах, являю-

шихся цементом брекчевидно-цементных руд нижней части верхнего ритма руд со структурой кристаллизации. В этих же рудах ближе к висячему боку содержание железа в сфалеритах возрастает до 1,24 - 1,47%. В сфалеритах из секущих прожилков содержания железа самые низкие (0,35 - 0,41%). Содержание цинка в сфалеритах колеблется в пределах 63,81-67,46%. Сфалериты месторождения относятся к мало-железистым разностям. В целом на месторождении наблюдается тенденция к снижению содержания железа в сфалеритах от ранних к поздним генерациям, что связано с повышением активности цинка в более низкотемпературных рудообразующих растворах.

Библиографический список

1. Петруха Т.Л. Структуры руд Учалинского медноколчеданного месторождения // Материалы Уральской летней минералогической школы-99 / УГГГА. Екатеринбург, 1999. С. 217-218.
2. Рудницкий В.Ф., Путинцева Е.В. Текстурная зональность руд Учалинского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, №2. С. 403-406.
3. Серавкин И.Б., Пирожок П.И., Скуратов В.Н. и др. Минеральные ресурсы Учалинского горно-обогатительного комбината. Уфа: Башк. кн. изд-во, 1994. 328 с.

А.С. Мортон, Б.М. Осовецкий
Британская геологическая служба, г. Ноттингем
Пермский университет

ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЗЕРЕН ГРАНАТОВ В СОВРЕМЕННОМ АЛЛЮВИИ Р. КУБАНИ ПРИ ТРАНСПОРТИРОВКЕ ВНИЗ ПО ТЕЧЕНИЮ

Одной из слабоизученных проблем современной аллювиальной седиментологии является вопрос об изменении химического состава обломочных зерен определенного минерального вида вдоль по долине реки (от истока к устью). Решение данной проблемы важно для теоретического обоснования шлихогеохимического метода поисков месторождений по минералам-индикаторам, установления первоисточников обломочного материала и др.

Объектом исследования являлись обломочные зерна гранатов современного аллювия р. Кубани. Изучено 8 проб русловых осадков

(галечников и песков), представляющих долину реки на всем ее протяжении; причем расстояние между конечными пунктами опробования составило около 800 км. Пробы 5 и 8 относятся к горному участку реки, 16,49 и 63 – к предгорному и 114, 222 и 247 – к равнинному. Опробование аллювия проводилось в 1969-1970 гг. (до заполнения Краснодарского водохранилища).

Из тяжелой фракции аллювия, выделенной в бромоформе, отобрано по 50 зерен гранатов размером 125-63 мкм в каждой пробе в соответствии с методикой, разработанной А.С. Мортоном [4]. Химический состав каждого зерна граната определен на рентгеновском микронализаторе Британской геологической службы (British Geological Survey). Всего выполнено 400 микрозондовых определений. Рассчитано соотношение в гранатах конечных членов изоморфных рядов.

Минеральный состав современного аллювия р. Кубани и источники питания обломочного материала описаны в статье одного из авторов [1]. Гранаты являются довольно распространенным компонентом тяжелой фракции аллювия р. Кубани (содержание в классах 0,25-0,1 и 0,1-0,05 мм достигает 20%). Ранее с применением количественного спектрального метода, выполненного в Институте геохимии и геофизики АН Белоруссии, в монофракциях зерен гранатов современного аллювия р. Кубани установлены следующие средние содержания малых элементов (по 5 пробам, в ppm): Mn (1800), Ti (80), Zn (20), Y (20), Zr (18), V (6,5), Sc (6), Cr (6), Yb (3) и др. [2].

С точки зрения типохимизма гранаты представляют особый интерес в связи с широкими вариациями химического состава. Эти вариации выявляются в породах первоисточников питания и далее наследуются аллювиальными осадками. Для аллювия верховьев р. Кубани источниками питания обломочных зерен гранатов являются кристаллические сланцы и гнейсы Главного Кавказского хребта, локальные тела скарнов на контакте гранитоидов и карбонатных пород, в меньшей мере – сами граниты. Эти питающие породы обусловливают специфику исходного состава гранатов на горном участке реки. Ниже по течению под влиянием факторов механической дифференциации происходит перераспределение зерен их исходной совокупности.

Гранаты верховьев р. Кубани характеризуются довольно однородным составом. Все они представлены альмандинами (доля соответствующего конечного члена изоморфного ряда для 70% зерен составляет 70-80%). Присутствие в твердом растворе гранатов пиропа (для 64% зерен – 7-13%), спессартина (76% зерен – 3-15%) и гроссуляра (80% зерен – 2-6%) сравнительно невелико и непостоянно.

По данным микрозондовых анализов суммарное содержание (в ат. ед.) двухвалентных катионов (Fe+Mn+Mg+Ca) в гранатах в среднем близко к 3,0, что указывает на незначительную роль в их структуре других катионов (например Zn).

Вниз по течению исходный состав гранатов меняется в следующих направлениях.

Наблюдается дифференциация преобладающей по количеству зерен группы гранатов (альмандин с присутствием пиропового и спессартинового компонентов) в направлении увеличения доли разностей с меньшим содержанием альмандина. Так, в предгорьях реки более половины всех зерен гранатов уже имеют содержания альмандинового минала в пределах 60-75%, а в начале равнинного участка – 55-70% (рис. 1). С нашей точки зрения, это обусловлено относительным обогащением вниз по течению совокупности зерен гранатов разностями с пониженной плотностью ввиду их более высокой миграционной способности (зерна альмандина имеют плотность 4,25, гроссуляра и пиропа – около 3,5 г/см³). Ранее тот же эффект был обнаружен при замере плотности зерен гиперстена и андалузита также на примере современных осадков р. Кубани [3].

Очевидно появление в составе аллювия новых групп гранатов на различных участках реки в результате влияния дополнительных источников питания. Так, в среднем течении среди гранатов появляется гроссуляр с небольшой примесью андрадита, доля зерен которого в нижнем течении достигает 10% их общего количества. На низкогорном участке появляется небольшое число зерен спессартина (например, Sp 55,5 Gr 32,1 Alm 11,1), в предгорьях – гроссуляр-спессартин-альмандина (Alm 35,8 Sp 32,1 Gr 29,0), в начале равнинного участка спессартин-альмандин-гроссуляра (Gr 41,2 Alm 31,7 Sp 24,7).

В районе г. Краснодара долина Кубани снова приближается к Главному Кавказскому хребту и принимает слева многочисленные притоки (реки Белая, Ишица, Иссекуле и др.), приносящие дополнительные порции зерен гранатов, вынесенных с гор за счет размыва кристаллических сланцев. Этим объясняется существенное увеличение доли зерен гранатов разностей, имеющих повышенное содержание альмандинового компонента (в 36% зерен – более 75%, т.е. почти как в верховьях реки). Такой же эффект, обусловленный полпитыванием обломочных зерен того же минерального вида из новых источников питания, был отмечен по данным измерения плотности зерен хромитинеллидов в аллювии р. Белой [3].

Общий тренд эволюции химического состава обломочных зерен гранатов в современном аллювии р. Кубани обусловлен сочетанием

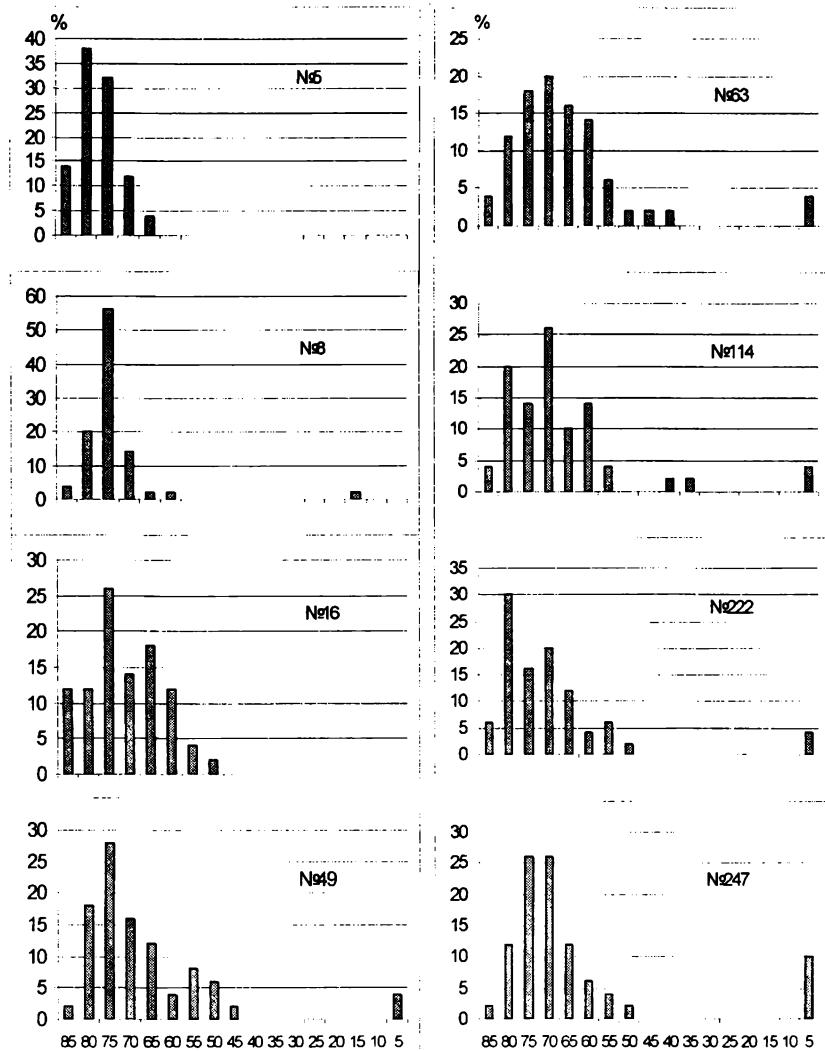


Рис. 1. Гистограммы распределения зерен гранатов с разным содержанием альмандинового компонента (по оси абсцисс) в пробах современного аллювия р. Кубани

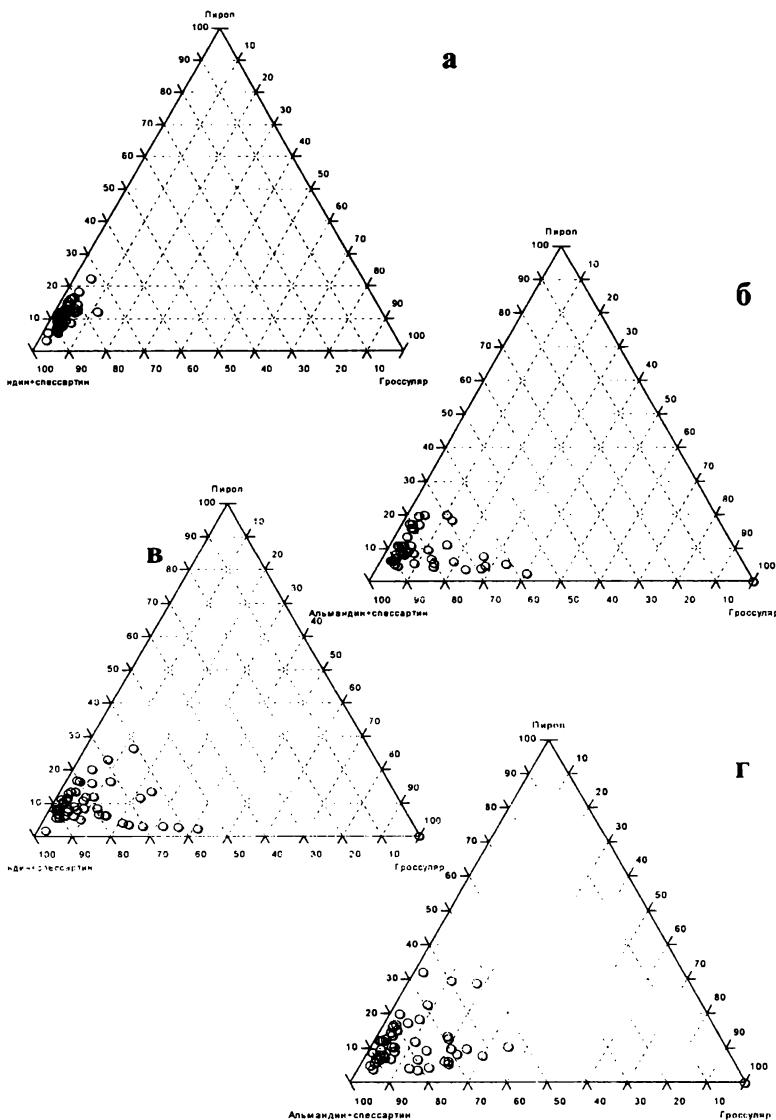


Рис. 2. Треугольная диаграмма состава гранатов современного аллювия р. Кубани. Участки долины реки: а – горный; б – предгорный; в – равнинный, верхняя часть; г – то же, средняя часть

указанных выше эффектов. Он выражается в расширении пределов смесимости конечных членов изоморфных рядов гранатов вниз по течению реки. Наиболее выражены две ветви такого расширения: альмандин – спессартиновая и альмандин – гроссуляровая (рис. 2).

Библиографический список

1. Осовецкий Б.М. Вещественный состав современного аллювия р.Кубани и условия его формирования // Литол. и полезн. ископ. 1977. N 1. С. 66-80.
2. Он же. Тяжелая фракция аллювия. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1986. 259 с.
3. Он же. Дифференциация зерен минерального вида по плотности в аллювиальных осадках // Литол. и полезн. ископ. 1992. №1. С. 13-26.
4. Morton A.C. Detrital garnets as provenance and correlation indicators in North Sea Jurassic sandstones // Petroleum geology of North West Europe. Graham & Trotman. London. P. 991-995.

Andrew C Morton¹, Claire Hallsworth^{1,2}

1 British Geological Survey, Keyworth, Nottingham NG12 5GG, UK

2 Department of Geology and Petroleum Geology, University of Aberdeen,
Kings Buildings, Aberdeen AB9 2UE, UK

PROCESSES CONTROLLING THE COMPOSITION OF HEAVY MINERAL ASSEMBLAGES IN SANDSTONES

Sandstone compositions result from a complex interplay between provenance and factors that operate during the sedimentation cycle. Accurate identification and discrimination of provenance depends on isolating provenance-sensitive features, and avoiding parameters that are influenced by other factors. Heavy mineral analysis offers a high-resolution approach to determination of sandstone provenance, because of the diversity of mineral species found in sandstones and because the factors affecting assemblages have been comprehensively evaluated. This paper presents the current understanding of the effects of processes operative during the sedimentation cycle. The original provenance signal may be overprinted by weathering at source prior to incorporation in the transport system; by mechanical breakdown during transport; by weathering during periods of alluvial storage on the floodplain; by hydraulic processes during transport and final deposition; by diagenesis during deep burial; and by weathering at outcrop. The most influential of these processes are hydraulics, which

fractionates the relative abundance of minerals with different hydraulic behaviour, and burial diagenesis, which reduces mineral diversity through progressive dissolution of unstable mineral species.

There is also evidence that weathering during alluvial storage plays a significant role. Two alternative, complementary approaches are recommended to identify provenance from heavy mineral data. The relative abundances of minerals with similar hydraulic and diagenetic behaviour are largely unaffected by processes operative during the sedimentation cycle, and utilises information gained from the entire heavy mineral suite. Determination of such ratios can be augmented by acquisition of varietal data, concentrating on the varieties shown by mineral types within the assemblage. A number of different varietal techniques are recommended, including optical differentiation of types based on colour, habit and internal structure, single-grain geochemical analysis, and single-grain geochronology.

А.К. Мортон, К. Холзуорт

Геологическая служба Великобритании
Университет Абердина

ПРОЦЕССЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ СОСТАВ АССОЦИАЦИЙ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ В ПЕСЧАНИКАХ

Состав песчаников определяется сложным взаимодействием процессов унаследования компонентов питающих пород и факторов, действующих в ходе цикла седиментации. Точная идентификация и различие питающих провинций зависят от выявления надежных индикаторов источников питания и исключения признаков, которые обусловлены влиянием других факторов.

Анализ состава тяжелых минералов представляет собой эффективный способ установления питающих пород при формировании песчаников на стадии седиментогенеза вследствие разнообразия минеральных видов, обнаруживаемых в песчаных породах, и в связи с тем, что факторы, определяющие их минеральные ассоциации, могут быть надежно выявлены.

Данная работа касается проблемы понимания процессов, влияющих на минеральный состав в период седиментации. Роль источников питания может быть замаскирована процессами выветрива-

ния пород в области размыва, предшествующего интеграции обломочного материала в транспортирующей системе. Дополнительное влияние в дальнейшем оказывают механическое истирание и дробление в ходе транспортировки, выветривание на стадии временного захоронения аллювия в разрезах высокой поймы, процессы гидравлической сортировки при переносе и на заключительном этапе седиментации, диагенез при перекрытии аллювия более молодыми осадками и выветривание при последующем выходе пород на земную поверхность.

Наиболее важными среди этих процессов являются гидравлические, которые обуславливают дифференциацию и контролируют соотношение минералов разной гидравлической крупности, а также процессы диагенеза, которые приводят к уменьшению разнообразия минеральных видов вследствие последовательного разложения неустойчивых компонентов.

Существуют также доказательства того, что выветривание на этапе временного захоронения аллювия играет значительную роль. В связи с этим рекомендуются два альтернативных, дополняющих друг друга, подхода к выявлению источников питания по данным изучения тяжелых минералов:

- определение соотношения минералов со сходными гидравлическими свойствами и поведением при диагенезе, которые не зависят от факторов, взаимодействующих на стадии седиментации,
- использование информации, полученной при изучении общего состава тяжелой фракции.

Сопоставление индикаторных минеральных отношений может быть дополнено разнообразными данными о разновидностях характерных минеральных видов в составе ассоциации. При этом рекомендуется применять различные методы, включая выделение разностей по оптическим характеристикам, габитусу и внутренней структуре, геохимический анализ отдельных зерен и определение их абсолютного возраста.

В.Я. Алексеев
Пермское ГГСП Геокарта

МИНЕРАЛЫ АЛЛЮВИЯ КВАРКУШСКОЙ ПЛОЩАДИ

В период подготовки к проведению ГДП-200 Кваркушской площади (лист Р-40-ХХV) изучены материалы шлихового опробова-

ния, проведенного специалистами при геолого-съемочных работах масштаба 1: 50 000 (ГС-50). Выяснилось, что из 16 листов ГС-50 по 4,5 листам результаты шлихового анализа в хранилище первичных материалов не представлены, а на 1,5 листах данные шлиховых поисков не приводились.

Результаты шлихового опробования представлены в разных отчетах неодинаково. По одним площадям дана информация обо всех установленных минералах, по другим - основное внимание обращено на золото, а также минералы железа, титана и циркония. Из 4103 км² площади представительными материалами шлиховых поисков, проведенных при ГС-50, охарактеризовано 2689,6 км², или 65,6% территории; при этом отобрано 2169 шлихов, что составляет 0,81 шлих/км². По собранным данным В.М. Демидовым построены карты распределения некоторых минералов в русловом аллювии и составлена таблица встречаемости минералов.

Анализ указанных карт и подготовленных перечней минералов по площадям позволил выявить общие и частные закономерности в распределении некоторых минералов. Отчетливо проявилась закономерность в распределении золота и алмазов с его спутниками: золото – на востоке, алмазы – на западе. Большинство шлиховых проб с золотом тяготеет к долинам р. Улс с притоками и р. Рассохи Пелинской. Алмазы же, известные по материалам предшествующих поисковых работ, установлены по рекам Акчим, Бол. Вая, Восточной Рассохе и Мазярихе.

Всего на Кваркушской площади по состоянию на 1 января 2000 г. в аллювии установлено 87 минеральных видов, их групп и разновидностей, в том числе: аксинит, актинолит, алмаз, гр. амфибала, анатаз, андалузит, апатит, арсенопирит, асбест, барит, брейнерит, брукит, бустамит, вад, везувиан, галенит, гематит, гетит, гр. граната, диаспор, золото, ильменит, кальцит, кварц, кианит, киноварь, кремень, ксенотим, маггемит, магнетит, малакон, малахит, пирит, пирротин, гр. пироксенов, пироп, гр. полевые шпаты, псиломелан, пумпеллиит, роговые обманки, роговая обманка базальтическая, ртуть, рутил, серцит, сидерит, силлиманит, ставролит, стильпномелан, сфалерит, сfen, сферосидерит, титаномагнетит, tremolит, тулит, турмалин, уваровит, флагопит, флоренсит, флюорит, фуксит, халькопирит, гр. хлорита, хлоритоид, хромит, хромпикотит, циркон, шеелит, шпинель, эпидот.

В пределах 7 объектов ГС-50, охватывающих от 0,5 до 3 листов масштаба 1: 50 000, в аллювии определено 47-67 минералов. На каждом объекте установлено от 1 до 4 минералов-индикаторов, не встре-

ченных на соседних территориях и отражающих индивидуальные особенности территории, а 26 минералов являются «сквозными» [5].

Рассмотрим особенности распределения в аллювии минералов-индикаторов, т. е. обнаруженных только в пределах одной из площадей ГС-50 и характеризующих минеральное отличие данной площади (таблица).

Распределение минералов-индикаторов в аллювии Кваркушской площади по объектам ГС-50

Наимено- вание пло- щади	Авторы, год	Пло- щадь, км ²	Кол-во шлихов		Кол-во мине- ралов	Минералы- индикато- ры
			всего	на 1 км ²		
Вайская	С.В. Младших и др., 1978ф	509,0	257	0,50	59	Андалузит, сiderит
Усть- Улсовская	Б.В. Кли- менко и др., 1975ф	254,5	183	0,72	57	Флогопит
Шудынин- ская	Б.В. Кли- менко и др., 1973ф	254,5	287	1,13	59	Оlivин, псиломелан
Акчимская	В.В. Попов и др., 1968ф	511,6	293	0,57	54	Арсенопи- рит, диас- пор, олово
Молмысская	Л.В. Гри- горьев и др., 1975	129,2	77	0,60	47	Пироп, пумпелли- ит
Вогульская	В.В. Попов и др., 1966ф	773,1	862	1,11	67	Гетит, пирротин, пироксен щелочной, стильпно- мелан
Улсовская	Попов В.В. и др., 1964ф	257,7	210	0,81	51	Брейнерит, медь
Всего		2690	2169	0,81	87	

Андалузит зафиксирован только в аллювии р. Писанки, текущей по нижнепермским отложениям; источник минерала не установлен.

Везувиан диагностирован в шлихах, отобранных по р. Бол. Расья (левый приток р. Вишера и в истоках р. Леппель).

Диаспор образует площадной ореол рассеяния на левобережье р. Вишера, охватывая реки Сред. и Верх. Золотанки, а также истоки р. Бол. Золотанка и правого безымянного притока р. Акчим.

Олово самородное образует ореол на водоразделе, где начинаются истоки 4 речек: Мал. Золотанка, Бол. Золотанка, Средн. Золотиха, р. Акчим.

Пумпеллиит зафиксирован в аллювии р. Вост. Рассохи, протекающей в юго-западном углу площади среди отложений венда.

Сидерит определен в аллювии рек Надяшер и Писанка.

Силлиманит встречен в аллювии р. Вост. Рассоха в поле венда, а также в северо-западном углу площади по рекам Волим и Писанка, текущим среди нижнепермских отложений.

Сфалерит образует поток значительной протяженности в истоках р. Сред. Золотанки.

Уваровит образует 2 полосы: западную и восточную. В восточной полосе, по правому берегу р. Улс (реки Саменка, Кутим. Горнечка), он связан с известными или еще не выявленными телами пирокластических пород. В западной полосе – по рекам Писанка, Волим, Бол. Вая, Ветренка, Елма и другим мелким притокам р. Вишеры источником являются тела ультраосновных брекчий, аналогичных обнаруженным В.К. Серебренниковым и Т.Н. Поповой на Верхневайской площади.

Флогопит встречен в низовьях р. Горнечки, протекающей среди карбонатов силура.

Флюорит установлен по р. Талице Волимской и ниже по р. Писанке.

Сравнение минерального кадастра верховьев р. Вишеры [2] с аналогичным кадастром Кваркушской площади показывает, что на обеих площадях зафиксировано примерно одинаковое количество минералов (100 – на Верхней Вишере и 87 – на Кваркүше) при суммарном количестве 129 минералов. Меньшее число минералов в Кваркушском кадастре объясняется тем, что в него включено меньше синонимов и сокращено количество групповых названий.

Существуют факторы, влияющие на количественное сокращение минералов в аллювии:

1) фиксируются минералы тяжелой фракции, наиболее устойчивые к агентам выветривания и сохраняющиеся при переносе на большие расстояния, перечень которых ограничивается 120 названиями [4];

2) существуют минералы-«близнецы», маскирующиеся за внешне похожими (вольфрамит похож на гематит и ильменит, кассiterит – на рутил);

3) зачастую отсутствует ориентировка со стороны геологов. Обязательно нужно указывать, какие минералы из группы трудно диагностируемых или требующих проведения микрохимических реакций могут появиться в сдаваемой для анализа партии проб.

В качестве примера можно привести Ниолсовскую площадь, на которой впервые на Урале в 1930 г. при поисковых работах на золото К.Б Вейнбергом был определен ферберит [3]. При постановке ГС-50 этот факт был выпущен из внимания и в шлихах не определялись ни вольфрамит, ни даже шеелит.

В подготовительный период ГДП-50 Ниолсовской площади часть шлихов, собранных предшественниками, была просмотрена под люминоскопом и в большинстве проб был установлен шеелит. Последующие работы (шлиховые поиски, бортовое опробование склоновых отложений с определением шеелита и вольфрамита, маршруты, проходка горных выработок) привели к открытию первого на Северном Урале золото-вольфрам-полиметаллического проявления Вейнберг [1].

При ГДП-50 Ольвинской площади впервые в практике работ «Геокарты» шлиховые пробы стали просматриваться на кассiterит. В результате таких целенаправленных исследований на р.Нязьве (левый приток р.Пожвы) был обнаружен поток кассiterита с весовыми концентрациями [1].

Библиографический список

1. Алексеев В.Я. Один знак минерала. Много ли это? // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Материалы регион. конф. / Перм. ун-т. Пермь. 1997. С. 88-89.
2. Алексеев В.Я., Исакова И.В. Минеральный кадастр территории – основа интерпретации шлихогеохимических поисков // Моделирование геологических систем и процессов: Материалы регион. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1996. С. 73-75.
3. Иванов О.К. Первооткрыватели уральских минералов // Минералы месторождений Урала. Свердловск. 1987. С. 82-105.
4. Чуева М.Н. Минералогический анализ шлихов и рудных концентратов / М.: Госгеолиздат, 1950. 179 с.
5. Юшкин Н.П. Топоминералогия. М.: Недра, 1982. 288 с.

О.Б. Наумова, Н.М. Никифорова, Т.В. Кедрова, С.В. Наумов
Пермский университет

ВОЗМОЖНОСТИ СОЕДИНЕНИЯ ГЕОМЕТРОХИМИЧЕСКОГО МЕТОДА С ЭКСПРЕСС-МЕТОДОМ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ

Предложенный П.Н. Чирвинским [1, 2] метод геометрохимического пересчета нашел применение для изучения горных пород, исследуемых оптическим методом в шлифах. Б.С. Лунев [3] использовал этот метод для изучения тяжелых фракций несцементированных пород и протолочек. Изучение минерального состава тяжелой фракции предусматривает анализ многих узкоразмерных фракций. Это трудоемкое исследование. Замена традиционного метода изучения минерального состава тяжелой фракции (исследуется 2500 – 3000 зерен минералов) экспресс-методом (500 зерен), признанным изобретением в петрографии [4], значительно упрощает задачу.

Сделано сопоставление результатов минералогических анализов, выполненных по традиционной методике с вычислением средневзвешенного содержания (СВ) по 4 – 5 размерным фракциям и экспресс-методом (ЭМ) для тяжелой фракции [4, 5] (табл. 1). Данные СВ приняты за эталон. Разница между СВ и ЭМ в содержании каждого минерала названа отклонением (Δ). Сумма всех отклонений составляет суммарное отклонение. Оно находится в пределах ошибки выборки минералогического анализа (7,05 – 10,4 %).

Результаты минералогического анализа этих же проб по традиционной методике и ЭМ пересчитаны на химический состав. Геометрохимические пересчеты выполнены с помощью компьютерной программы (автор С.В. Наумов). Расхождения в содержаниях окислов по разным методикам невелики (табл. 2).

Выявленная разница содержаний окислов, полученных двумя методами (химическим силикатным и геометрохимическим), вполне объяснима. Для расчета химического состава используются средние содержания окислов для каждого минерала [2]. В действительности минералы имеют переменный состав. Наиболее полно изучены в этом отношении минералы россыпей [6]. На дальнейшем этапе исследований необходимо детально изучить минеральный и

Таблица 1

Минеральный состав проб Уральской терригенно-минералогической провинции

Минерал	р. Чусовая			р. Кама			р. Белая		
	СВ	ЭМ	Δ	СВ	ЭМ	Δ	СВ	ЭМ	Δ
Магнетит	2,29	3,4	-1,11	3,48	3,0	-0,48	2,8	1,8	1
Гематит	1,91	1,6	0,31	2,73	3,0	0,27	3,8	3,8	0
Лимонит	31,8	31,8	0	14,77	16,0	1,23	19,9	17,6	2,3
Пирит	-	-	-	0,02	-	-0,02	-	-	-
Хромит	2,73	3	-0,27	2,89	2,2	-0,69	3,7	2,8	0,9
Шпинель	-	-	-	-	-	-	0,2	-	-
Ильменит	0,16	0,2	-0,04	1,46	1,0	-0,46	0,6	0,4	0,2
Лейкококсен	1,36	1,2	0,16	1,18	1,4	0,22	1,2	0,1	1,1
Амфибол	8,71	8,2	0,51	2,45	2,8	0,35	7,0	7	0
Пироксен	2,81	2,4	0,41	1,63	1,4	-0,23	0,8	0,8	0
Хлорито-ид	2,83	2,6	0,23	0,69	0,6	-0,09	-	-	-
Слюдя	0,3	0,4	-0,1	-	-	-	0,1	0,2	-0,1
Глауконит	0,73	0,4	0,33	0,63	0,6	-0,03	0,07	0,2	-0,13
Эпидот	38,86	37	1,86	47,26	49,0	1,74	41,6	44,6	-3
Рутил	0,27	0,4	-0,13	0,87	0,4	-0,47	0,1	-	-
Циркон	0,4	0,2	0,2	1,99	2,4	0,41	0,2	0,4	-0,2
Турмалин	0,72	0,2	0,52	0,65	0,6	-0,05	1,7	1,8	-0,1
Гранат	0,5	0,4	0,1	8,96	7,6	-1,36	4,5	4,4	0,1
Дистен	3,03	3,8	-0,77	5,27	4,2	-1,07	3,0	3	0
Ставролит	0,7	-	0,7	3,09	3,4	0,31	9,6	10,6	-1
Итого	100	100	7,05	100	100	9,48	100	100	10,4

химический состав минералов Уральской терригенно-минералогической провинции, а в перспективе и для других территорий. При небольших затратах труда геометрохимические пересчеты будут максимально приближены к результатам химического силикатного анализа.

Таблица 2

Химический состав проб Уральской терригенно-минералогической провинции

Оксид	р. Чусовая			р. Кама			р. Белая		
	СВ	ЭМ	Δ	СВ	ЭМ	Δ	СВ	ЭМ	Δ
SiO ₂	23,78	22,18	1,6	27,75	27,81	-0,06	26,57	27,5	-0,93
Al ₂ O ₃	13,95	13,29	0,66	19,08	18,64	0,44	19,2	20,14	-0,94
FeO	4,22	4,36	-0,14	6,45	5,62	0,83	6,36	5,6	0,76
Fe ₂ O ₃	37,04	37,19	-0,15	24,77	25,85	-1,08	29,2	26,77	2,43
CaO	10,79	10,17	0,62	11,69	12,13	-0,44	10,85	11,2	-0,35
MgO	2,12	1,9	0,22	1,34	1,3	0,04	1,89	1,91	-0,02
MnO	0,2	0,18	0,02	0,56	0,51	0,05	0,39	0,35	0,04
K ₂ O	0,14	0,12	0,02	0,06	0,06	0	0,06	0,08	-0,02
Na ₂ O	0,16	0,15	0,01	0,05	0,06	-0,01	0,14	0,14	0
TiO ₂	1,0	1,06	-0,06	2,08	1,5	0,58	0,98	0,35	0,63
ZrO ₂	0,26	0,13	0,13	1,33	1,61	-0,28	0,13	0,27	-0,14
H ₂ O	4,47	4,36	0,11	2,74	2,9	-0,16	3,25	3,05	0,2
Cr ₂ O ₃	1,85	2,04	-0,19	1,96	1,49	0,47	2,51	1,9	0,61
B ₂ O ₅	0,07	0,02	0,05	0,06	0,06	0	0,17	0,18	-0,01
Fe	-	-	-	0,01	-	0,01	-	-	-
S	-	-	-	0,01	-	0,01	-	-	-

Новые методы анализа и пересчета минерального состава в химический, несомненно, расширят возможности использования геометрохимического метода при анализе тяжелых фракций рыхлых отложений и протолочек коренных пород.

Библиографический список

- Чирвинский П.Н. Геометро-химический анализ / ОНТИ химтеорет. Л., 1937.
- Он же. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Харьков: Изд-во Харьков. ун-та, 1953.
- Лунев Б.С. Дифференциация осадков в современном аллювии /Перм. ун-т. Пермь, 1967. 333 с.

4. *Наумова О.Б., Лунев Б.С.* Способ определения валового петрографического состава галечников и валунов: Авторское свидетельство № 1270702 СССР. // Бюл. 1986. № 42.
5. *Наумова О.Б., Наумов В.А.* Руководство по определению валового петрографического и минералогического состава и комплексной оценке золотоносного аллювия. Пермь, 1986, 100 с. Деп. в ВИНИТИ 8. 05. 86 № 4441-В 86.
6. *Жердева А.Н., Абулевич В.К.* Минералогия титановых россыпей. М.: Недра, 1964. 339 с.

Н.Г. Максимович, Е.А. Меньшикова, С.В. Казакевич, В.Г. Шлыков
ЕНИ при Пермском университете, МГУ

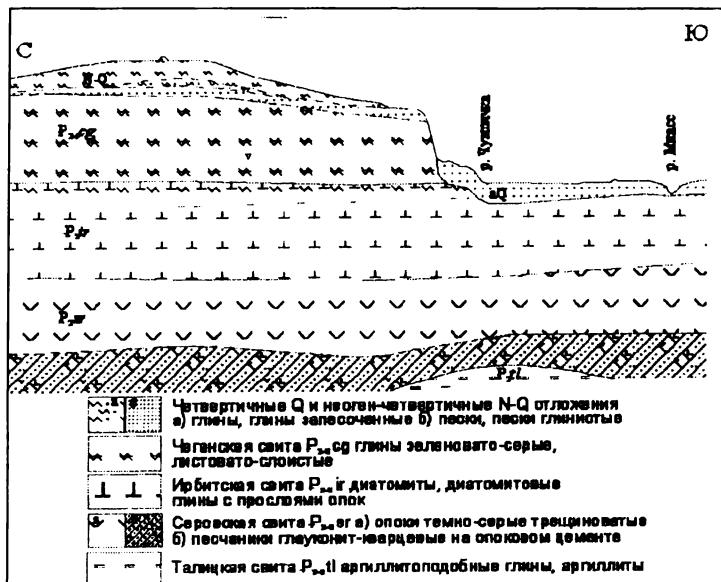
МИНЕРАЛОГИЯ ЧЕГАНСКИХ ГЛИН И ЕЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Одной из задач инженерно-экологических исследований в западной части Курганской области было изучение пород чеганской свиты палеогена, особенности минерального состава которых могут явиться причиной активизации на территории строительства неблагоприятных инженерно-геологических явлений, связанных с агрессивными свойствами грунтов и подземных вод.

Чеганская свита охватывает самые верхи эоцена и нижний олигоцен. Отложения свиты имеют региональное распространение на всем Зауралье, за исключением участков эрозионного размыва [1]. На исследуемой территории отложения чеганской свиты выходят в пределах речных террас р.Миасс и ее притоков, на водораздельных пространствах, где залегают под отложениями неогеновой и четвертичной систем. В пределах долины р.Миасс и нижней части долины р.Чумляк они полностью размыты (рисунок). Мощность чеганских отложений на территории исследуемого района колеблется в пределах 27-39 м, глубина залегания кровли составляет 1,5-10 м.

Отложения чеганской свиты представляют собой осадки морского бассейна с пониженной соленостью, умеренной температурой, слабошелочной средой. Застойный гидродинамический режим древнего морского бассейна способствовал повсеместной пиритизации осадков [2]. Литологический состав свиты однообразен на огромных площадях и представлен в типичном виде зеленовато-серыми глинами с прослойками песка. В толще глин встречаются желваки и линзы сидерита и фосфорита, присутствуют стяжения пирита, кристаллы и срост-

ки гипса. По минеральному составу глины относятся к монтмориллонитовой группе [1].



На исследуемой территории чеганская свита согласно данным бурения представлена сине-зелеными глинами с листовато-слоистой текстурой за счет прослоек алеврита и мелкозернистого песка кварцево-слюдистого состава. Реже наблюдаются прослои средне- и крупнозернистого песка с галькой, как правило, хорошей окатанности. В составе глин в слое песка в верхней части свиты отмечены зубы акул *Odontaspis dubia Ag.*, *Galeorhinus aff. latus Storms*, а также *Striatolamia sp.*

Глины на всем исследуемом интервале (до глубины 20 м) содержат стяжения пирита, чаще имеющие округлую уплощенную форму, реже – неправильную листоватую, нитевидную. Стяжения достигают 5 см в диаметре. Образования, как правило, приурочены к прослойям темно-серого алеврита, окраска которого обусловлена присутствием глобул пирита. В единичных пробах глин отмечены кристаллы гипса.

По данным рентгеноструктурного анализа в составе глин присутствуют кварц, полевые шпаты (альбит, микроклин). Глинистые минералы представлены монтмориллонитом (до 40 %), каолинитом (до 18 %), иллитом (до 17 %). Почти во всех пробах обнаружен хлорит (2-

18 %). В составе глин содержатся сидерит (до 17 %), гипс (до 3,9 %), пирит (до 0,8 %). В прослоях алеврита присутствует ярозит (до 6 %).

Стяжения пирита характеризуются кварцево-пиритовым составом: содержание кварца составляет 20 - 75%, пирита – 13 - 71%. Кроме того, присутствуют микроклин (3 - 15%), альбит (2 - 9%). В отдельных образцах стяжений отмечены иллит, хлорит, мусковит, содержание которых составляет десятые доли процента.

Исследование особенностей кристаллической структуры минералов позволяет рассматривать происхождение присутствующего монтмориллонита как аутигенное. Каолинит привнесен в прибрежно-морские обстановки вместе с кластическим материалом с суши. Присутствующий пирит, несомненно, аутигенный, основную массу его составляют чрезвычайно мелкие кристаллы размером 0,015-0,02 мкм. Сидерит имеет несколько завышенные параметры элементарной ячейки по сравнению с чистым $FeCO_3$, что обусловлено, по-видимому, наличием в его структуре небольшого количества атомов Mn.

Водная вытяжка отложений чеганской свиты характеризуется сульфатным составом, общее содержание водорастворимых солей значительно – до 6,5 г/кг грунта. Водородный показатель колеблется в пределах 4,3-7,8. В составе водной вытяжки присутствуют значительные содержания водорастворимых форм микроэлементов (мг/кг грунта): Mn (до 38), Sr (до 5), Ba (до 3), Ni (до 4), Co (до 2,5), Cu (до 0,6), Li (до 0,4).

Незначительная глубина залегания грунтов свиты предполагает их использование в качестве основания фундаментов строительных сооружений и вскрытие их котлованами в процессе проведения строительных работ. Глины по данным лабораторных исследований характеризуются агрессивными свойствами по отношению к стали, свинцовой и алюминиевой оболочкам кабеля. Сульфатный состав водной вытяжки чеганских глин, согласно СНиП 2.03.11-85, соответствует грунтам с сильной и средней сульфатной агрессивностью к бетону на портландцементе; по низкому значению водородного показателя вытяжки глины соответствуют грунтам средней агрессивности к бетону нормальной проницаемости.

Присутствие в составе отложений свиты минералов с низкой химической устойчивостью (гипс, сидерит, пирит) определяет наличие у сине-зеленых глин потенциала агрессивных свойств, которые могут проявиться с течением времени в связи с развитием в поверхностных условиях окислительных процессов. Поэтому существует необходимость исследования геохимических и минералогических особенностей глинистых пород и прогноза возможного изменения агрессивных

свойств грунтов и подземных вод в период строительства и эксплуатации ответственных инженерных сооружений.

Библиографический список

1. Геология СССР. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. М.: Недра, 1969.
2. Умова Л.А., Цаур Г.И., Шатров В.П. Палеогеография Восточного склона Урала и Зауралья в меловое и палеоценовое время. Свердловск, 1968.

И.Я. Илалтдинов, А.М. Кропачев
Пермский университет

ФОРМЫ МИГРАЦИИ АТОМОВ В СТРАТИСФЕРЕ

Стратисфера – продукт процессов стратигенеза, в пределах которого при опускании земной коры стадия седиментации сменяется стадиями диагенеза и катагенеза; при подъёме земной коры на смену стадии раннего гипергенеза приходит стадия позднего гипергенеза или выветривания [1].

В зоне стратигенеза существуют три формы движения материи, рассматриваемые в диалектике: механическая, физико-химическая и биогенная [2].

Под миграцией мы понимаем только движение (перемещение) атомов химических элементов в пространстве.

Механическая миграция – это перемещение атомов в пространстве в форме обломков минералов, горных пород, растительных и животных остатков, живых организмов, молекул, ионов и коллоидных частиц. Миграция происходит под влиянием гравитации, ветра, течения, температуры и силы мышц животных.

Механическая миграция осуществляется в форме вихрей (круговоротов), размеры которых колеблются от микровихрей до громадных циклонов и антициклонов, которые могут перемещаться на тысячи километров. При круговоротах не наблюдается изменения формы нахождения атомов.

Физико-химическая миграция происходит в форме атомов, ионов, полярных молекул, мицелл, твёрдых, газовых и жидкых включений и водных растворов. Движущими силами являются:

Форма миграции	Мигранты	Среда миграции	Внешние факторы миграции
Механическая	Частицы, обломки минералов, пород и органических веществ	Тропосфера	Гравитация, сила ветра
		поверхностные воды	гравитация, сила течения, сила мышц
		почвогрунты	сила мышц
	Животные	Тропосфера	Сила мышц, сила ветра
		почвогрунты	сила мышц
		поверхностные воды	сила мышц, сила течений
	Полимолекулы, воды	Атмосфера	Гравитация, сила ветра
		гидросфера	– “ –
	Мономолекулы, воды	Атмосфера	Температура, тепло
	Ионы	Гидросфера	Гравитация, сила течений
		атмосфера	гравитация, сила ветра
Физико-химическая	Молекулы	Гидросфера	Гравитация, сила течений
		атмосфера	гравитация, сила ветра
	Коллоиды	Гидросфера	Гравитация, сила течений
	Атомы	Кристаллы	Диффузия
	Ионы	– “ –	– “ –
		гидросфера, тропосфера	кулоновские силы, С, Р, Т- диффузия, гидратация
	Полярные молекулы	Гидросфера	Кулоновские силы
Биогенная	Мицеллы	– “ –	– “ –
	Твёрдые, жидкие, газообразные включения	Кристаллы	Диффузия
	Водные растворы	Растения	Испарение, засасывание
		капиллярные полости в почвогрунтах	капиллярный подъём
	Ионы	Живые организмы	Мембранные насосы
	Молекулы	– “ –	– “ –

кулоновская сила, диффузия, испарение в растениях, капиллярный подъём. Длина пути физико-химической миграции достигает десятков метров.

Биогенная миграция осуществляется в живых организмах, где мембранные насосы клеток перекачивают ионы и молекулы в клетки и из клеток в межклеточную среду. Длина пути биогенной миграции определяется размерами клеток.

При кругооборотах атомов, в отличие от круговоротов, происходит изменение форм нахождения и формы миграции. Например, при биологическом кругообороте механическая миграция в сосудах растений сменяется биогенной в клетках.

Как видно из вышеизложенного, наше представление о миграции отличается от представлений А.И. Перельмана (1989) в соответствии с его известной «классификацией» тем, что понятие «виды миграции» мы заменили диалектическим понятием «формы миграции». В качестве признаков «формы миграции» мы рассматриваем внешние факторы миграции, которые вызывают перемещение атомов в пространстве (таблица). По этому признаку пассивное перемещение в составе водных растворов ионов и молекул мы относим к механической форме миграции. По А.И. Перельману – это физико-химическая миграция. Или, например, перемещение атомов в составе живых организмов – это механическая миграция, а по А.И. Перельману – это биогенная миграция.

Механическая, физико-химическая и биогенная формы миграции являются составными частями геохимических кругооборотов атомов: абиотического, биотического, техногенного и ноогенного.

Библиографический список

1. Кропачёв А.М. Геохимические барьеры литогенеза и формирование месторождений полезных ископаемых / Перм. ун-т. М., 1983. 96 с. Деп. в ВИНТИ, №2014-83
2. Диалектический и исторический материализм / Под. ред. А.П. Шептулина. М.: Политиздат, 1985. 414 с.
3. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.

А.М. Кропачев, Н.В. Гущин
Пермский университет

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В УГОЛЬНЫХ ТЕРРИКОНАХ

Угольные терриконы, по классификации Е.М. Сергеева [3], относятся к классу дисперсных грунтов – к группе искусственных (техногенных) грунтов.

Терриконы сложены обломками горных пород и угля размежностью от пылеватых частиц до крупных глыб. Обломки горных пород в основном представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками. В обломках присутствуют соединения серы в форме сульфидов и органических соединений.

Минеральное вещество угленосной формации техногенезом с большой скоростью перемещено из зоны раннего гипергенеза [1] в зону позднего гипергенеза (выветривания).

В условиях выветривания в терраконах ведущими процессами являются:

1. Интенсивная вертикальная миграция атмосферных осадков, которая в нижней части террикона и в подстилающих грунтах переходит в горизонтальную миграцию.
2. Окисление закисных форм металлов и серы, интенсивность которого уменьшается с глубиной.
3. Гидролиз продуктов разложения силикатов и продуктов окисления закисных форм элементов.
4. Гидратация с образованием кристаллогидратов.
5. Растворение карбонатов, сульфатов и окислов серной кислотой.
6. Гумификация органического вещества и образование гуматов железа, кальция и других металлов.
7. Экстагирование катионов при гидролизе силикатов и окислении сульфидов.
8. Метасоматическое замещение хлорита монтмориллонитом, гидрослюды – каолинитом, плагиоклазов – гиббситом.
9. Катионный обмен.
10. Образование растворимых комплексов Fe^{3+} , Al^{3+} , Si^{4+} и др.
11. Трансформация видового состава [2] инфильтрующихся растворов.

12. Возникновение окислительного, кислого, сорбционного и других геохимических барьеров с образованием концентраций в форме техногенных минералов.

Различная интенсивность и направленность геохимических процессов в терриконах являются причиной вертикальной динамической зональности, модель которой представлена ниже.

Грунт	Гидродинамические зоны	Геохимические зоны и подзоны			
		п/зона нейтральных растворов pH 7	п/зона слабого выщелачивания катионов	п/зона HCO_3^- - Ca^{2+} раствора	
Техногенный (террикон)	Вертикального просачивания и периодического увлажнения	п/зона нейтральных растворов pH 7	п/зона слабого выщелачивания катионов	п/зона HCO_3^- - Ca^{2+} раствора	
		п/зона сильно-кислых растворов pH 4	п/зона сильного выщелачивания катионов	п/зона SO_4^{2-} (H^+ , Me^+) раствора	
		п/зона кислых растворов pH < 4			
Естественный	Горизонтального грунтового потока	п/зона нейтральных растворов pH 7	п/зона осажденных катионов	п/зона $(\text{SO}_4^{2-}, \text{HCO}_3^-)$ (Me^+ , Ca^{2+}) раствора	

Модель вертикальной зональности в угольных терриконах (негорящих)

Библиографический список

1. Кропачев А.М. Геохимические барьеры литогенеза и формирование месторождений полезных ископаемых/ Перм. ун-т. М., 1983. 96 с. Деп. в ВИНИТИ, №2014, 83 В.
2. Кропачев А.М., Шурубор А.В. Матричный способ систематики природных вод по химическому составу // Гидрогеология и карстоведение: Межвуз сб./ Перм. ун-т. 2000.
3. Сергеев Е.В. Инженерная геология. М.: Изд-во МГУ, 1982.

А.Я. Гаев, Е.А. Ерофеев, Ю.А. Килин
Пермский университет

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ ПРИ РАЗВИТИИ СУЛЬФАТНОГО ТИПА КАРСТА

Первое учебное пособие по гидрогеологии было опубликовано в 1922 г., его автором был всемирно известный минералог П.Н. Чирвинский. Развивая минералогическую концепцию в гидрогеологии, В.И. Вернадский в специальном томе монографии «История минералов земной коры» выделил более 600 царств и подцарств водных минералов [1].

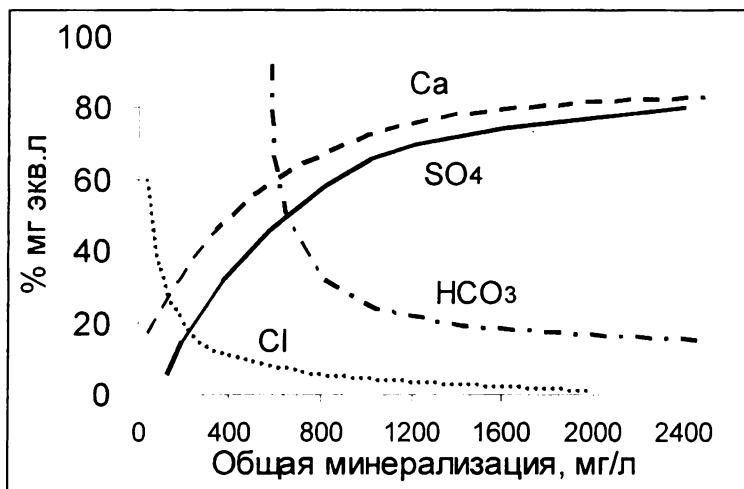
Г.А. Максимович в своей фундаментальной работе «Гидрогеохимические зоны платформы» [4] различал воды зон гидрогенеза, гидрогалогенеза и гидрометагенеза. Развивая идеи этих исследователей, А.Я. Гаев рассмотрел 4 гидрогеохимические зоны гидрогенеза, 3 зоны гидрогалогенеза и зону метагенеза [2]. Каждая вертикальная зона характеризуется своими минералого-геохимическими особенностями, что связано с генезисом вод и состоянием взаимодействия в системе вода – порода – газ – живое вещество.

В настоящей работе мы рассматриваем минералого-геохимические особенности состояния этой системы в пресном иренском горизонте кунгурского яруса Ирень–Сылвенского междуречья. Здесь развиты карстующиеся породы сульфатного и карбонатного состава. Проявляются сульфатный и карбонатный типы карста. Для оценки интенсивности процессов гидрогенеза А.Я. Гаев предложил использовать относительный модуль химического стока с единицами измерения ($\text{т}/\text{км}^2$ в год на 1 м мощности разреза) [3]. Максимальной интенсивностью процессов гидрогенеза в районе характеризуются воды гипсов и ангидритов лунежской пачки иренского горизонта.

В условиях гумидного климата слой поверхностного стока в районе составляет 240 мм, а модуль водного стока варьирует от 4,6 до 7,6 л/с с 1 км². В условиях техногенеза, связанного со строительством и эксплуатацией магистральных газопроводов, происходит резкий рост трещиноватости пород в зоне аэрации при буровзрывных работах. Повышенная температура газопроводов превращает карстовый процесс в круглогодичный. Интенсивность процессов техногенеза усиливается более чем на порядок. При этом формируется до 17 дочерних воронок в год на 1 га с площадными и линейными деформациями земной коры.

Все эти деформации чётко согласуются с зонами сосредоточения трещинно-карстовых вод. Поэтому прогноз и оценка геологической, минералого-geoхимической деятельности трещинно-карстовых вод в зонах их сосредоточения имеют не только научное, но и большое народнохозяйственное значение.

Формирование этих вод в разрезе начинается в зоне аэрации и связано с инфильтрацией и инфлюацией атмосферных осадков. Ниже по разрезу расположена так называемая, по Г.А. Максимовичу, переходная зона с сезонными и многолетними колебаниями уровня трещинно-карстовых вод. Основные потоки трещинно-карстовых вод сосредоточены в зоне постоянного горизонтального стока. Базисом эрозии служит речная дрена с поддолинным потоком трещинно-карстовых вод. Нами исследованы минералого-geoхимические особенности сульфатного типа карста в этом профиле. Концентрация сульфат-ионов в зоне аэрации достигает 600 мг/л, а в переходной зоне и в верхней части зоны постоянного горизонтального стока – 2,45 г/л; модуль химического стока составляет соответственно 64 и 207 т/км³ в год; модуль химической денудации – соответственно 64 и 123 т/км² в год, а интенсивность процессов гидрогенеза достигает соответственно 6,4 и 20,5 т/км² в год на 1 м мощности разреза. О том, что гидрогенез имеет ярко выраженный сульфатно-кальциевый характер, свидетельствуют зависимости ряда макрокомпонентов трещинно-карстовых вод от минерализации (рисунок).



Зависимость некоторых макрокомпонентов трещинно-карстовых вод от минерализации

Таким образом, сульфатный тип карста характеризуется максимальной интенсивностью развития процессов гидрогенеза в переходной гидродинамической зоне, где формируются основные подземные карстовые полости и спелеосистемы. Гидрогенез при этом носит ярко выраженный сульфатно-кальциевый характер, и его интенсивность резко затухает в зоне постоянного горизонтального стока, где уже на небольшой глубине происходит насыщение вод сульфатами кальция и резко снижается их агрессивность.

Библиографический список

1. *Вернадский В.И.* История минералов земной коры. История природных вод. ОНТИ, 1934-1936. Ч. 1. вып. I, II, III.
2. *Гаев А.Я.* Гидрогоеохимия Урала и вопросы охраны подземных вод. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1989. 368 с.
3. *Гаев А.Я., Лушников Е.А.* Интенсивность подземной химической денудации на восточном склоне Среднего Урала // Труды проблемной лаборатории осадочных формаций и осад. руд. Ташкент, 1972. Вып. 13. С. 92-94.
4. *Максимович Г.А.* Гидрогоеохимические зоны платформ // Химическая география и гидрогоеохимия. Пермь, 1964. Вып. 3 (4). С. 101-120.



Проблемы петрографии и литологии

А.М.Зильберман *, Р.Г.Ибламинов, Г.В.Лебедев
Пермское ГГСП Геокарта*, Пермский университет

О МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА

На Западном Урале выделено большое количество комплексов разнообразных магматических горных пород [1], вопрос о возрасте которых в большинстве случаев остается спорным. Чаще всего известен лишь нижний предел возраста, устанавливаемый по соотношению с первично осадочными породами, но и он в силу сложности стратиграфической датировки и корреляции "немых" толщ, относимых к рифею и венду, неоднозначно трактуем. По отдельным комплексам имеются определения абсолютного возраста, однако и они дают большой разброс возрастных датировок, что также не позволяет дать точный ответ на вопрос о их возрасте.

При проведении региональных исследований возникает необходимость корреляции комплексов и объединения их в магматические формации. Основой выделения последних кроме состава и возрастного положения комплексов является соответствие формаций палеотектоническим обстановкам их образования. При отсутствии четких данных палеотектонический критерий может рассматриваться как решающий при уточнении возрастного положения комплексов. Выполненные в последние годы исследования по формационному анализу осадочных и метаосадочных толщ позволили выявить существование в регионе разнообразных палеотектонических обстановок [2, 3]. Увязка магматических комплексов с обстановками их образования дает возможность уточнить возрастные границы комплексов и объединить их в магматические формации.

Для рифейского грабенового режима характерна базальт-долеритовая (трапповая) магматическая ассоциация, включающая две формации: собственно базальт-долеритовую (дресвянский трахибазальтовый, кликтанский метабазальтовый, расынский метабазальтовый, верхневишерский метадолерито-метабазальтовый) и габбродунит-гарцбургит-габбродибазовую с расслоенными интрузиями (сарановский габбро-дунит-гарцбургитовый и ишеримский метагаббродиабазовый комплексы).

Рифтогенному режиму, существовавшему с конца позднего рифея до начала позднего венда, соответствует щелочно-базальтоидная

ассоциация, в составе которой выделены две формации: базальт-трахибазальтовая (щегровицкий трахибазальт-трахитовый, дворецкий авгитит-трахибазальтовый, шпалорезовский трахибазальтовый, вильвенский трахибазальт-базальтовый, благодатский пикрит-трахибазальтовый, журавликский пироксенит-эсексит-габброплагиогранитовый) и эсексит-пикритовая (красновишерский субщелочных диабазов и кусыинско-промысловский эсексит-пикритовый комплексы).

В поздневенцендский плитный синеклизный режим происходило образование базальт-долеритовой (трапповой) ассоциации, представленной одноименной формацией (дублинский уралитовых габбродиабазов, кваркушский метагаббродиабазовый, чурольский метагаббродиабазовый комплексы).

Сведения о магматизме следующего плитного эмерсивного режима отсутствуют. Позднекембрийско-среднеордовикский периспрединговый режим на рассматриваемой территории также амагматичен, вместе с тем в прилегающей Тагильской мегазоне спрединговый режим, начавшийся в конце позднего кембрия и продолжавшийся до конца позднего ордовика, представлен офиолитовой ассоциацией, включающей субмаринную базальтоидную формацию и формацию альпинотипных гипербазитов.

Среднеордовикско-раннесилурийский субдукционный режим характеризуется двумя обстановками: задугового спрединга и островной дуги. Для первой типична офиолитовая ассоциация, в составе которой выделяются формация альпинотипных гипербазитов (Верхневишерский клинопироксенит-дунит-перидотитовый комплекс) и субмаринная базальтоидная (колпаковский метабазальтовый, курыксарский метабазальтовый комплексы и Расыинская субпластиовая интрузия тоналитов-плагиогранитов). Для второй - гранитоидная ассоциация, включающая две формации: формацию малых интрузий гранитоидов (в восточной полосе - посымакский гранитовый, молебнинский плагиогранитов-щелочных сиенитов, в западной полосе - мойвинский лейко-гранит-гранодиорит-гранитовый, ломовский гранитовый, верхненесеребрянский сиенит-трахидолеритовый комплекс) и риолит-дацитовую (саклаимсорский риолит-риодацитовый комплекс и субвулканические тела ультракалиевых риолитов Федоровской Мартайки и хр. Кваркуш).

Позднесилурийско-раннедевонская каледонская коллизия в системе континент-дуга была слабой и, по-видимому, не вызвала существенной магматической деятельности.

Начало плитного эпикаледонского режима начинается эмерсивной стадией раннего девона, во время которой образовалась базальт-

долеритовая (траповая) ассоциация, представленная одноименной формацией (усьвинский габбродиабаз-долеритовый, лыпгинский габбродиабазовый и, возможно, антипинский и подпоровский пикретовые комплексы). Вероятно, к смене эмерсивной стадии на трансгрессивную, имевшей место на границе среднего и позднего девона, приурочен ильчский габбродиабазовый комплекс. Конец трансгрессивной стадии (пашийско-раннекаменноугольное время, до башкирского века) был амагматичным.

Со сменой трансгрессивной и инундационной стадий (предбашкирский перерыв), по-видимому, связано формирование щелочно-базальтоидной ассоциации, включающей полюдовский щелочно-базальтоидный (проявления эксплозивно-инъекционных магматитов лампроит-лампрофирового ряда) и ельминский габброграносиенитовый комплексы.

Мезозойской активизацией, происходившей в условиях плитного эпигерцинского режима, может быть обусловлено образование базальт-долеритовой нижнетриасовой формации, представленной тимаизским долеритовым комплексом.

Остается неясным время формирования крупнейшего в регионе Троицкого массива щелочных граносиенитов. Его образование могло происходить в конце вендского рифтогенного режима или в конце раннесилурийского субдукционного в связи с продвижением зоны деструкции на запад.

Библиографический список

1. Зильберман А.М. Некоторые вопросы корреляции магматических комплексов Западного Урала (на примере Северного и Среднего Урала) // Моделирование геологических систем и процессов / Перм.ун-т. Пермь, 1996. С.46 - 49.
2. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Палеозойская палеотектоника западного склона Среднего и Северного Урала//Вестник Пермского ун-та. 1999. Вып. 3. Геология. С. 11 - 19.
3. Курбацкая Ф.А. К вопросу о методике выделения осадочных формаций Западного Урала и металлогенической оценке их перспективности // Там же. 1997. Вып. 4. Геология. С. 27 - 30.

Е.И. Сорока
ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
ХЛОРITOИДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ХРЕБТА МАЛДЫНЫРД
(ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Метасоматиты пирофиллит-хлоритоидного и хлоритоидного состава отмечены в водораздельной части и на восточном склоне хр. Малдынырд, где они развиты в продольных по отношению к хребту зонах разломов, на контакте с риолитами Малдинской риолитовой субинтрузии, терригennыми породами и породами базальтоидного облика, относимыми к саблегорской свите верхнего рифея-венд. На южной оконечности хребта в каре оз. Грубе-Пенди-Ты и на руч. Алькес-Вож хлоритоид встречен в ассоциации с пирофиллитом, диаспором, кианитом, серицитом, хлоритом, кварцем. На северной оконечности хребта в руч. Каньонный и в водораздельной части хребта у высоты 1425.0 м он находится в ассоциации с хлоритом, серицитом, кварцем, альбитом, кальцитом. В хлоритоидной породе у выс. 1425.0 м содержится 2% графита (Институт геол. и геохимии УрО РАН, аналитик Л.Г. Петрищева). В породах хлоритоид выделяется либо в виде пластинчатых и чешуйчатых агрегатов темно-зеленого цвета, либо в виде порфиробластов, часто призматического габитуса. В шлифах минерал имеет синевато-зеленую окраску. Плеохроирует от почти бесцветного по Ng до синевато-зеленого по Nm. Показатели преломления: Ng= 1.730; Nm=1.720; Nr=1.718. Сильная дисперсия оптических осей и биссектрис. Характерны аномальные цвета интерференции и отсутствие полного погасания. Хлоритоид содержит многочисленные включения рудных и нерудных минералов.

Исследования хлоритоида из пирофиллит-хлоритоидных метасоматитов в каре оз. Грубе-Пенди-Ты и руч. Алькес-Вож, выполненные В.А. Поповым и В.И. Поповой [3], подтвердили наши наблюдения, что хлоритоид рос одновременно с кианитом, позднее диаспора и пирофиллита, наследуя текстуру замещаемой породы. По химическому составу наблюдается обогащенность хлоритоида из некоторых образцов марганцем и титаном (по микрозондовому анализу хлоритоид из пирофиллит-хлоритоидных метасоматитов из кара оз. Грубе-Пенди-Ты содержит MnO 2,39% мас., а по данным [4] хлоритоид из этого же места из апориолитовых сланцев содержит MnO 3,12% мас. и

TiO_2 0,55 % мас.). Объяснить это только влиянием субстрата [4] трудно, так как породы изменены настолько, что и сам субстрат почти не поддается расшифровке. В хлоритоиде из пирофиллит-хлоритоидной породы, которую Я.Э. Юдович [4] называет “апориолитовыми сланцами”, содержания MnO выше, чем в хлоритоиде из метасоматитов, предположительно образованных по породам основного состава (хлоритоид из кристаллического сланца с графитом, взяты из приводораздельного выхода пород базальтоидного облика у выс. 1425 м, содержит MnO 0,364% мас., TiO_2 0,023% мас.).

Нужно отметить, что по данным [3] хлоритоиды хр. Малдынырд зонально-секториальные. Наиболее железистой и темноокрашенной в них является пирамида роста $<001>$, менее железистой - $<110>$, содержания MnO также будут различны, а значения MgO будут выше для $<110>$. Поэтому микрозондовый анализ хлоритоида дает корректные данные химического состава только при условии, что известен индекс измеряемой грани.

На наш взгляд, влияние субстрата проявляется в развитии той или иной минеральной ассоциации. В одних случаях хлоритоид находится в ассоциации с пирофиллитом, диаспором и кианитом, практически всегда с хлоритом, серицитом и кварцем и временами с альбитом и кальцитом. Более важным для образования хлоритоида является состав флюида и кинетика минералообразования. В составе флюида должны были присутствовать ионы железа и магния, а возможно, и марганца. Но именно соотношение Fe/Mg играет главную роль в образовании хлоритоида [5]. Регулировать это соотношение может образование железистого хлорита. Так, на Зюзельском колчеданном месторождении (Южный Урал) в ассоциации с хлоритоидом находится железисто-магнезиальный хлорит; причем отмечается, что они сингенетичны [1]. В непосредственной близости с кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, где хлоритоид отсутствует, хлорит более железистый, судя по аномальной синей интерференционной окраске.

При экспериментальном моделировании процессов кислотного метасоматоза отмечено [2], что в условиях привноса железа хлорит активно замещает полевой шпат и образуется в больших количествах даже по лейкократовому граниту. Таким образом, субстрат неизменно изменяет свой облик, образуя новую породу. Что касается РТ-условий формирования метасоматитов, то отмечено, что хлоритоид из пород хр. Малдынырд практически всегда находится в ассоциации с магнетитом и гематитом. На диаграмме Винклера-Бушера (для реакций метаморфизма) реакция образования хлоритоида при магнетит-гематитовом буфере начинается при $T=320^\circ\text{C}$ и $P=2$ кбар. Судя по со-

существующим минеральным образованием и экспериментальным данным [2], температура формирования хлоритоидных метасоматитов хр.Малдынырд не превышала 400° С, а давление могло достигать 2 кбар. Кислотность флюида менялась в широких пределах, от сильно-кислой до близнейтральной, что, возможно, связано с его естественной эволюцией.

Библиографический список

1. Буслаев Ф.П., Ярош П.Я. Хлоритоид из Зюзельского колчеданного месторождения // Минералы изверженных горных пород и руд Урала. Л.: Наука, 1967. С.106-112.
2. Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 344 с.
3. Попов В.А., Попова В.И. Секториальный хлоритоид Приполярного Урала // Уральский геологический журнал. Екатеринбург, 1998. № 5. С. 24-29.
4. Юдович Я.Э., Швецова И.В., Кетрис М.П. Хлоритоид в сланцах Приполярного Урала // Труды Института геологии Коми научного центра УрО РАН. Сыктывкар, 1997. Вып. 94. С. 57-63.
5. Phillips G.N. Widespread fluid infiltration during metamorphism of the Witwatersrand goldfields: generation of chloritoid and pyrophillite // J. Metamorphic Geol. 1988. Vol. 6. № 3. P. 311-332.

Д.В. Черепанова
Пермское ГГСП Геокарта

ШЕЕЛИТОВЫЕ ЭКЗОСКАРНЫ МОЙВИНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА

В 1990 г. в процессе ГДП-50 Тулымской площади в междуречье рек Бол. Мойвы – Ольховки было открыто «Аблизинское» проявление шеелитоносных скарнов – первое на Северном Урале. Комплекс поисковых работ позволил установить его морфологию, строение и вещественный состав.

Скарны приурочены к восточной экзоконтактовой зоне южного тела гранитов Мойвинской интрузии. Выявлено их пятнистое пространственное распространение на площади 1x1,5 км. Зачастую скарны удалены от непосредственного контакта с гранитами. По горнобуровому профилю был вскрыт тектонический контакт гранитов и вмещающих пород чувальской свиты среднего – верхнего ордовика.

Зеркало контакта прямолинейное, имеет восточное падение с углом 30°. Шеелитоносные скарны генетически связаны с лейкогранитами третьей фазы. На контакте граниты интенсивно изменены: катаклизированы, серицитизированы, представлены порфиробластомилонитами и содержат ксенолиты кварц-серицитовых сланцев. Породы рамы являются карбонатно-терригенной толщей и также несут следы динамических напряжений. В ряде случаев в зоне контакта отмечаются коры выветривания по вмещающим породам и гранитам, повсеместно образованы зеркала скольжения, в сланцах присутствует мелкая плойчатость, имеет место утыканье пластов вмещающих пород в зеркало контакта.

Граниты по плоскости контакта соприкасаются с различными уровнями вскрытого разреза – от нижней терригенной существенно сланцевой части (вскрытая мощность 10-20 м) до верхней терригенно-карбонатной (вскрытая мощность 17-25 м). Последняя представлена переслаиванием кварцитов, кварцитопесчаников, доломитовых и кальцитовых мраморов, сланцев типа нижней части разреза (серицит-кварцевых, хлорит-кварц-серицитовых) и скарнов. Мощность прослоев всех разновидностей пород варьирует от долей метра до 3-4 м. Все образования разреза, как и ксенолиты, несут следы метасоматической проработки. Вертикальная метасоматическая колонка выглядит весьма пестро в зависимости от состава пород и степени их восприимчивости к реагентам метасоматоза. Это отразилось в образовании метасоматических минералов: пироксена, актинолита, tremolita, биотита, мусковита, альбита, иногда эпидота, цоизита, граната в кварцитах, кварцитопесчаниках и сланцах; tremolита, хлорита, мусковита, иногда серпентина, брусита, граната в доломитовых и кальцитовых мраморах. На контактах скарнов с кварцитами развиты эндоконтактовые оторочки околоскарновой породой.

Скарны данного участка являются продуктом субщелочного метасоматоза и по ассоциации типоморфных минералов относятся к магнезиальной формации. Это пироксеновые (диопсидовые) скарны инфильтрационного типа, образовавшиеся под воздействием высокотемпературных растворов кислотной и щелочной стадий постмагматического этапа. В результате гистерогенных процессов ассоциация собственно скарновых минералов (оливин, пироксен) сменилась апоскарновой ассоциацией (актинолит, tremolit, серпентин, биотит-флогопит, кальцит, гранат, магнетит, серицит, апатит, сфен, эпидот, цоизит, клиноцизит).

Макроскопически скарны имеют бледно-зеленый цвет, структуры от афанитовой до неравномернозернистой, часто с порфиробласта-

ми пироксена до 2-3 см и пойкилитовыми монокристаллами кальцита до 3-4 см. Текстура массивная, иногда пятнистая за счет неравномерной актинолитизации, tremolитизации, кальцитизации пироксенового базиса. Части кальцит–актинолитовые гнезда до нескольких сантиметров, где актинолит образует лучистые агрегаты. В скарнах отмечаются реликты незамещенного белого афанитового доломита в виде пятен неправильной формы размером 3-10 см и более.

Скарны в зависимости от количества ведущих вторичных минералов представлены многочисленными разновидностями (таблица). Около скарновые породы от собственно скарнов отличаются повышенным содержанием кальцита, альбита, серицита, эпидота, цоизита, клиноцоизита, кварца. В собственно пироксеновых скарнах диопсид образует призмы до 5-9 мм с неровными торцами. По мере изменения пород он замещается актинолитом и tremolитом, которые слагают сплошные, веерообразные, спутанно-волокнистые агрегаты, содержащие мелкие включения реликтового диопсида. Кальцит также развивается по пироксену, актинолиту, tremolиту, иногда до псевдоморфоз и образует монокристаллы в интерстициях часто пойкилитового строения. В существенно актинолитовых, tremolитовых разностях отмечаются: биотит–флогопит (манганофиоллит), серпентин по оливину и пироксену (антигорит), хлорит, эпидот, цоизит, клиноцоизит, сфен, лейкоксен, серицит (мусковит), альбит, апатит, гранат, кварц. Структура пород также претерпевает значительные изменения - от гранобластовой в диопсидовых скарнах до идиобластовой, нематобластовой, гипидиобластовой, фибробластовой, нематогранобластовой, спноповой, порфиробластовой и др. – в апоскарнах. Отмечаются частые прожилки различного состава: кальцитовые, кальцит–тремолитовые, актинолитовые, tremolитовые, актинолит–тремолитовые, эпидот–цоизит–клиноцоизитовые, биотит–хлоритовые, серицит–мусковитовые. Мощность их варьирует от долей миллиметра до 1-2 см.

Шеелит встречается во всех разновидностях пород участка, претерпевших метасоматические изменения, включая граниты. Максимальные содержания его локализуются в скарнах, преимущественно в актинолитовых, tremolитовых разностях в виде неравномерной вкрапленности. Довольно часто шеелит приурочен к кальцит–актинолитовым гнездам и мусковитовым прожилкам. Размер зерен варьирует от долей миллиметра до кристаллов 1 x 2 см. Реже отмечается молибдешеелит, который совместно с шеелитом образует зерна зонального строения. Лабораторными исследованиями установлены весовые содержания шеелита (минералогический анализ) и промышленные содержания оксида вольфрама (химический анализ).

Результаты минералогического анализа шлифов

Минерал	Содержание минералов в различных типах* скарна (об.%)											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Пироксен	92	80	60	37	60	75	20	5-30	<1	<1		8-5
	-	-	-	-	-	-	-					
	99	92	97	81		88	45					
Актиноолит	-	4-20	-	5-10	-	-	55-80	рз	91-99	1-3	-	10-68
Тремолит	1-8	-	2-40	-	20	5	-	68-95	-	94-99	45-95	0-40
Серпентин	-	-	-	10	-	-	-	-	-	-	<15	-
Флогопит	-	-	<0,5	-	-	-	-	-	<18	-	-	0,5
Хлорит	-	-	0-2	-	-	-	-	-	-	0-5	рз	0,5
Кальцит	0-3	0-8	0-20	1-4	-	0-2	0-5	0-20	0-1	0-2	5-26	2-10
Магнетит	-	-	рз	-	-	-	-	-	<5	рз	<4	-
Сфен	-	-	<1	-	1	рз	рз	рз	<2	рз	<1	0,5-4
Лейкоксен	-	-	-	-	-	-	-	2	<1	<3	<2	-
Эпидот	-	-	-	рз	-	-	<12	-	рз	-	-	рз-10
Цоизит	-	-	<4	-	4	-	-	рз	<3	-	-	3-7
Клиноци-зит	-	-	рз	-	-	-	-	рз	-	-	-	рз-7
Соссюрит	-	-	-	рз	-	-	-	-	<4	-	-	-
Серицит	-	рз	4-15	-	15	0-18	-	0-3	0-1	0-3	рз	0,5-60
Апатит	-	-	рз	рз	-	-	0-0,5	-	рз	рз	рз	-
Кварц	-	<1.5	-	-	-	рз-3	рз-2,5	-	рз-1	-	-	рз-3
Ортоклаз	-	-	рз	-	-	-	рз	рз	рз	рз	рз	рз
Альбит	-	<1	-	-	-	7	-	рз	-	<2	-	0-36
Брусит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<3	-	-
Пирит	-	-	-	-	-	-	-	-	<1	-	-	3
Скаполит	-	-	-	-	-	рз	-	-	-	-	-	-

*1-пироксеновый, 2-(кальцит)-актинолит-пироксеновый, 3-(кальцит)-тремолит-пироксеновый, 4-тремолит-актинолит-пироксеновый, 5-серicit-тремолит-пироксеновый, 6-альбит-тремолит-пироксеновый, 7-пироксен-актинолитовый, 8- (кальцит)-пироксен-тремолитовый, 9-актинолитовый, 10-тремолитовый, 11-кальцит-тремолитовый, 12-околоскарновые породы

Несколько южнее данного проявления шеелитоносные скарны зафиксированы в экзоконтактах Велсовской и Шудынской интрузий гранитов. Все эти объекты принадлежат к Северо-Уральской редкометалльной провинции.

Ф.А. Курбацкая, О.В. Кучина
Пермский университет

О ВЕНДСКИХ ФОСФАТОНОСНЫХ ПОРОДАХ СРЕДНЕГО УРАЛА

Фосфатопроявления вендского возраста были открыты при геолого-съемочных работах в 1956 г. в южной части Кваркушско-Каменогорского мегантиклинория. Это послужило основанием для постановки поисковых работ на фосфориты, которые осуществлялись в течение 1957-1960 гг. А.Ф. Барковым, М.И. Денисовым, П.М. Матвеевым. Им принадлежит первая сводка о фосфатоносности докембрийских отложений западного склона Среднего Урала. В дальнейшем проведено детальное изучение вещественного состава фосфоритов, выявлены и описаны маркирующие горизонты [5]. Позднее установлено, что фосфориты приурочены к отложениям спарагмитовой формации нижнего венда, выяснен их генезис и закономерности размещения [2, 3, 4]. Пространственно они оказались привязаны к очагам ультраосновного щелочного магматизма, являясь вулканогенно-осадочными образованиями, а по времени максимумы фосфатоносности тяготеют к завершению циклов осадконакопления спарагмитовой формации, начало которых связано с проявлением вулканализма в наиболее активной стадии. Территориально петрохимия магматизма определяется типом земной коры. Фосфориты, в частности, ограничены зонами распространения сероцветной и красноцветной субформаций, сформированными на коре перикратонного и внутрикратонного типов с проявлениями ультраосновного щелочного вулканализма центрального типа.

Наиболее фосфатоносными являются породы бутонской и кернинской свит. По этому признаку они играют роль коррелятов не только в структурах Западного Урала, но и аналогичных структурах Казахстана, северо-западного обрамления Восточно-Европейской платформы и т.д. [3]. Не имея промышленного значения, фосфатоносные отложения нижнего венда на Западном Урале выполняют роль корреляционного и палеотектонических реперов. Большой интерес в свое

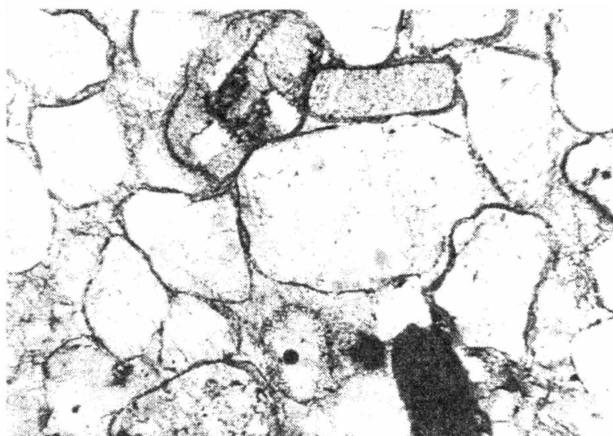


Рис. 1. Полевошпатово-кварцевый песчаник с характерными серицитовыми окантовками зерен полевых шпатов, внизу стяжение фосфата. Керносская свита, р. Тырым (Ник //)

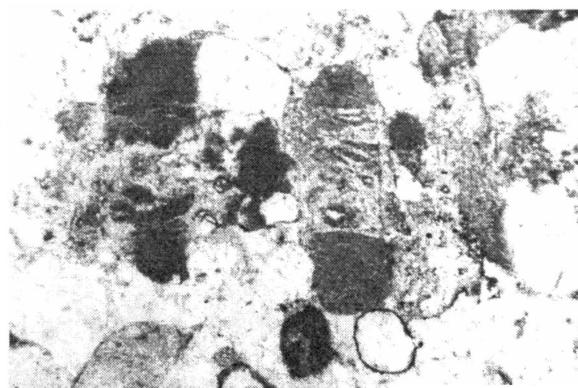


Рис. 2.
Фосфатоносный полевошпато-кварцевый песчаник, в центре – зерно полевого шпата, частично замещенного фосфатом. Керносская свита, р. Койва (Ник //)

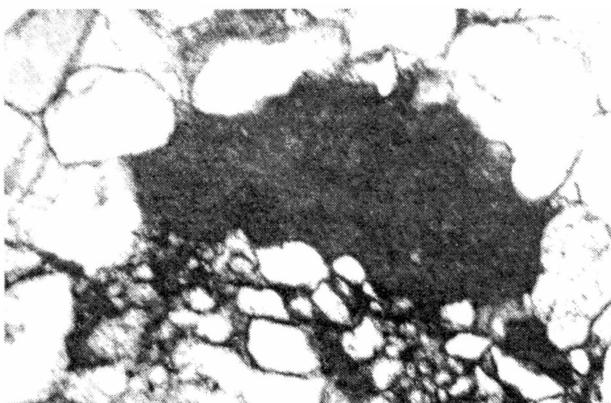


Рис. 3.
Полевошпато-кварцевый песчаник со стяжениями скрытокристаллического фосфата в цементе. Керносская свита, р. Тырым (Ник //)

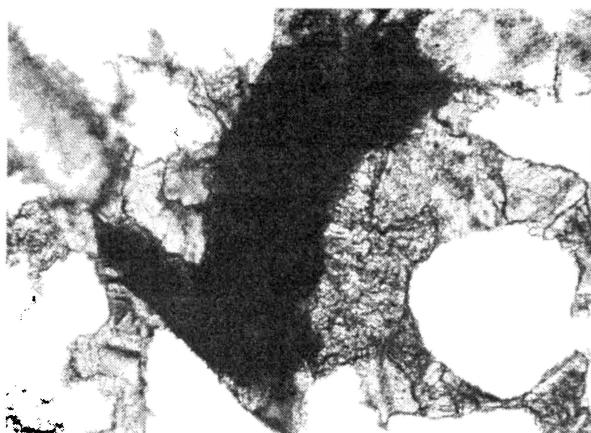


Рис.4
Полевошпат-
кварцевый пес-
чаник с карбо-
натным цемен-
том и крустифи-
кационной ка-
емкой волокни-
стого курскита
(в центре). Кер-
носская свита,
р. Сылвица
(Ник. //)

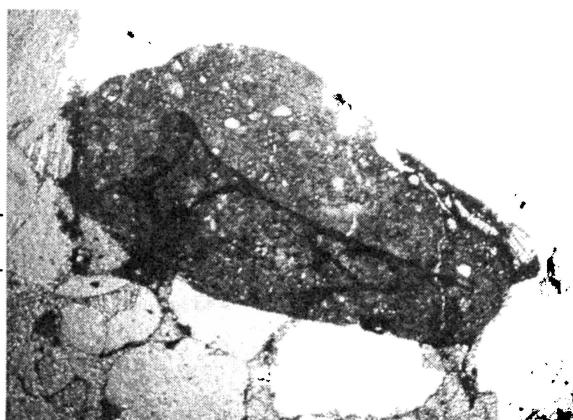


Рис.5
Переотложен-
ный обломок
(«бляшка»)
алевритистого
фосфорита в
песчанике с кар-
бонатным це-
ментом. Кериос-
ская свита, р.
Серебрянка
(Ник. //)

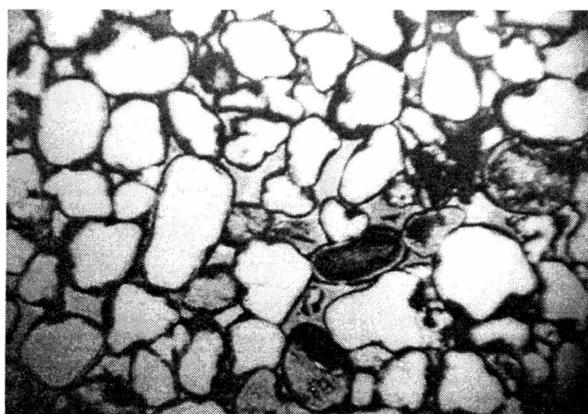


Рис. 6.
Фосфатоносный
полевошпато-
кварцевый пес-
чаник с фосфат-
ными каемками
вокруг обло-
мочных зерен и
фосфатным це-
ментом типа
выполнения.
Бутонская сви-
та, р. Кусья
(Ник. //)



Рис.7.
Фосфатоносный
полевошпато-
кварцевый песчаник
с обручевеллами (в
центре). Фосфат в
виде окантовок, стя-
жений, псевдоморфоз
по обручевеллам,
цемента и пере-
отложенных «бляшек»
фосфоритов. Бутон-
ская свита, р. Кусья
(Ник.//)

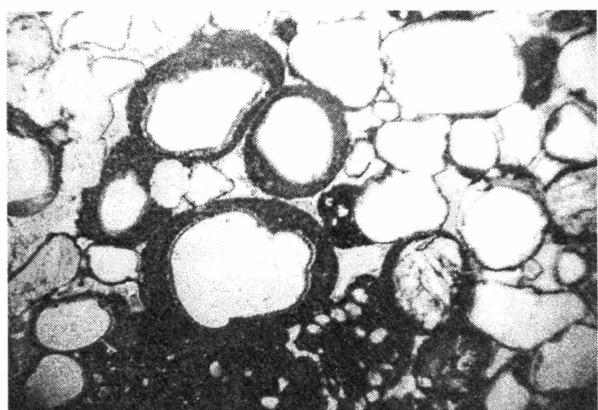


Рис.8.
То же, в цен-
тре фосфатные
касмки вокруг
зерен кварца.
Обручевеллы в
нижней части
рисунка

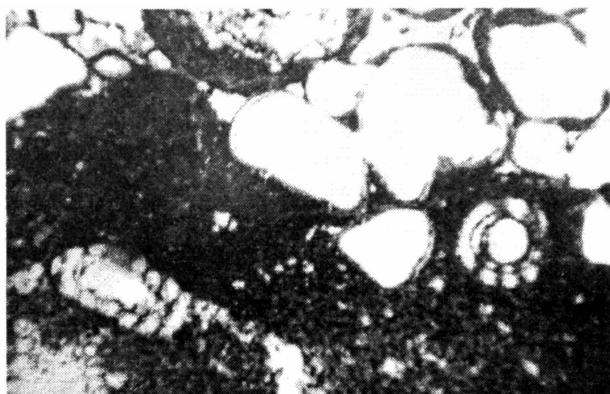


Рис. 9. То же.
Обручевеллы в
поперечных и
продольных
разрезах

время вызвали находки обручевелл в фосфатоносных породах указанных свит [1]. Это были первые в мире находки обручевелл в кварцево-фосфатных стяжениях, ранее они были известны только в карбонатных отложениях, конкрециях кремней и мацератах из терригенных отложений. Необычным являлось одновременное присутствие крупных и мелких форм в одном образце. Другие находки обручевелл до настоящего времени на Урале неизвестны.

В связи с этим представляется своевременным показать разновидности пород, в которых они были встречены, и внешний вид обручевелл в шлифах, что, возможно, будет содействовать возбуждению интереса к их дальнейшему обнаружению и изучению и послужит более полной палеонтологической характеристике фосфатоносных пород Урала.

Библиографический список

1. Головенок В.К., Белова М.Ю., Курбацкая Ф.А. Первая находка обручевелл в вендинских отложениях Среднего Урала // ДАН СССР. 1989. Т. 309, №3. С.701-705.
2. Курбацкая Ф.А. Докембрийские фосфатоносные отложения Кваркушско-Каменогорского мегантиклиниория Урала // Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР М.: Наука, 1980. С.93-105.
3. Курбацкая Ф.А. О строении и развитии зоны сочленения Западного Урала и Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С.50-59.
4. Курбацкая Ф.А., Постникова И.Е. Вендинская спарагмитовая формация Западного Урала и Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №3. С.3-16.
5. Курбацкая Ф.А., Чирвинский Н.П. Фосфатопроявления в отложениях косьвинской свиты на западном склоне Среднего Среднего Урала // Науч. труды / Перм. политехн. ин-т. 1964. №12, вып 2. С.10-17.

Ф.А. Курбацкая, Е.В. Карпова, И.В. Савченко
Пермский университет

К ПРОБЛЕМЕ ТИЛЛИТОВИДНЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ НИЖНЕГО ВЕНДА СРЕДНЕГО И СЕВЕРНОГО УРАЛА

Тиллитовидные конгломераты нижнего венда, широко развитые в пределах всего Западного Урала и, как известно, во многих регионах земного шара, представляют собой весьма экзотические образования, поэтому каждый новый исследователь пытается разгадать их природу. Длительное время ведутся дискуссии о ледниковом и неледниковом их происхождении, а недавно была высказана идея [5], в частности, это касается конгломератов среднечуроченной свиты [2] на Полюдовом Кряже, об образовании их в результате меланжирования, связанного с проявлением надвиговых деформаций. На основании этого предположения авторы склонны рассматривать обломки гранитов, грейзенов и других из конгломератов в качестве местных будинированных магматических тел. Это принципиально меняет взгляд на историю геологического развития данного региона, а указанные факты заслуживают более детального изучения.

Во-первых, явления будинажа неоднократно установлены во многих толщах Западного Урала и уже описаны исследователями [1], поэтому геологами-съемщиками настойчиво подчеркивалась необходимость различения будинированных псевдоконгломератов от любых других. В будинированных прослоях, как известно, состав обломков однороден и они прослеживаются по направлению пластов. В Полюдовской структуре обломки гранитоидных и других пород располагаются хаотично, изолированно, независимо друг от друга.

Во-вторых, породы среднечуроченной свиты парагенетически связаны с отложениями спарагмитовой формации и прослеживаются от Южного Урала вдоль всего западного склона, а также в пределах Тимана и далее [3]. Они запечатывают ранневенденский внутрикратонный рифт на Урале и грабены Восточно-Европейской платформы. Все эти корреляты проведены многими исследователями [3, 4, 6 и др.].

В-третьих, обломочный материал гранитоидов из обломков конгломератов уверенно сопоставляется с гранито-гнейсами кристаллического основания Восточно-Европейской платформы. В данной работе мы предлагаем несколько фотографий шлифов из подобных пород, относящихся к толщам тиллитовидных конгломератов типовых разрезов Среднего Урала (рис. 1-6).



Рис.1
Микроклиновый
гранит,
р. Сылвица
(Ник. +)

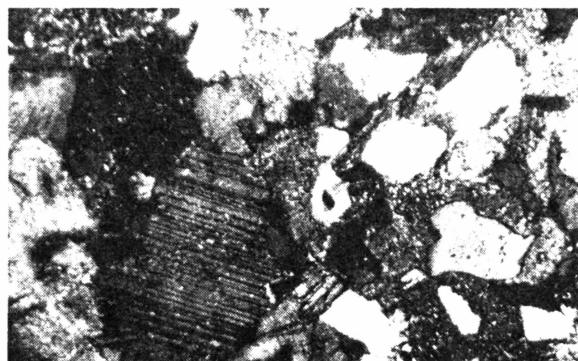


Рис. 2
Двуслюдяной
гранит,
р. Межевая Утка
(Ник. +)



Рис. 3
Гранитогнейс,
р. Сылвица
(Ник. +)

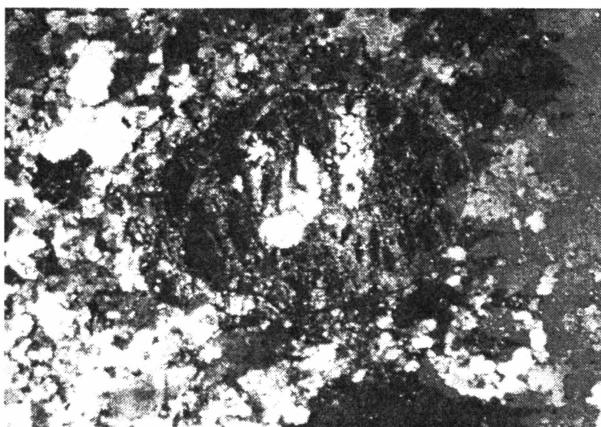


Рис. 4
Кристаллический
сланец с гранатом,
р. Сылвица
(Ник. +)



Рис. 5
Гранитогнейс,
р. Межевая Утка
(Ник. +)

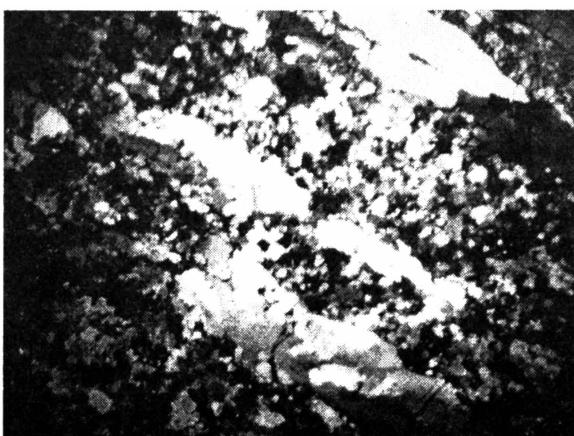


Рис. 6
Гнейс с гранули-
товой структурой,
р. Межевая Утка
(Ник. +)

И, наконец, нецелесообразно пренебрегать детальными исследованиями, проведенными крупным знатоком тиллитовидных пород и тиллитов докембрия Н.М. Чумаковым [6], доказавшим ледниковую природу конгломератов Полюдова Кряжа и транспортировку обломочного материала ледником с поднятий соседней платформы.

Библиографический список

1. Аблизин Б.Д., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. и др. О вендских конгломератах западного склона Среднего и Южного Урала // Конгломераты и их роль в познании геологической истории Урала. Свердловск, 1976. С. 21-31.
2. Боровко Н.Г., Келья Г.Н., Смирнов Ю.Д. Стратиграфия, условия образования и алмазоносность отложений «чурочной» свиты (Северный Урал) // Материалы по геологии Урала. Л., 1964. С. 23-51.
3. Курбацкая Ф.А., Постникова И.Е. Вендская спарагмитовая формация Западного Урала и Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №3. С. 3-16.
4. Хоментовский В.В. Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 271 с.
5. Чайковский И.И., Морозов Г.Г., Тетерин И.П. Структурно-геологическая природа тиллитовидных пород р.Чурочной // Геология и полезные ископаемые Западного Урала/ Перм. ун-т. Пермь, 1997. С. 103-104.
6. Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 201с.

Г.Л. Беляева
Пермский университет

ЛЕДНИКОВЫЕ И ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВЫЕ ГЛИНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

На севере Пермской области широко развиты ледниковые отложения среднеплейстоценового возраста. На площади распространения этих отложений разведано 6 месторождений кирпичных глин моренного (ледникового) и озерно-ледникового (?) происхождения. Продуктивные толщи месторождений представлены в основном суглинками и сильноглинистыми алевритами. Балансовые запасы сырья подсчитаны и утверждены по категориям А+В+С₁, категориям А+В и С₂ [1] (таблица).

Химический состав полезного ископаемого характеризуется высоким содержанием SiO₂ (59-75%) при низком для глин содержании Al₂O₃ (10-14%, для глин Юрлинского месторождения - 19,8%) (рисунок).

нок), что позволяет отнести эти породы с учетом низкого гидролизатного модуля (не выше 25 для всех месторождений) к глинистым силикатам [2].

Разведанные месторождения Пермской области

Месторождение	Административный район	Генетический тип	Балансовые запасы A+B+C/A+B, тыс. м ³
1.Григоровское	Соликамский	Озерно-ледниковые	945/884
2.Григорьевское (Кочевское)	Кочевский	— “ —	2844/864
3.Калинкинское	Усольский	— “ —	4544/2106
4.Келичевское	Юрлинский	Моренные	418/282
5.Соликамское (Батуев Лог)	Соликамский	Озерно-ледниковые	3857/3421
6.Юрлинское	Юрлинский	Моренные	Нет данных

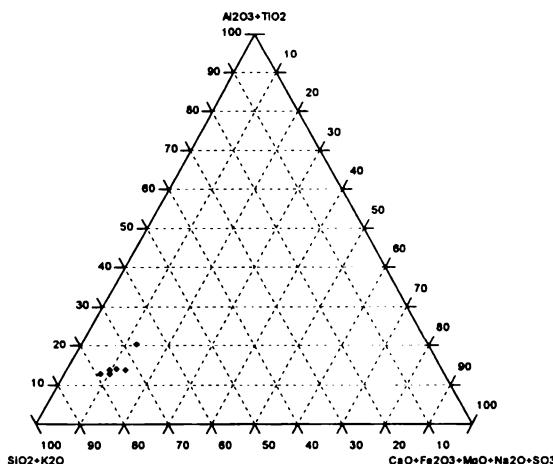


Диаграмма химического состава озерно-ледниковых и моренных глин

По химическому составу отложения ледникового (моренного) происхождения и озерно-ледниковые примерно одинаковы и относятся к кислым глинам (содержание $Al_2O_3+TiO_2$ в прокаленном веществе менее 15%), по огнеупорности они соответствуют легкоплавким глинам, по пластичности – умеренно-пластичным (число пластичности 7-15) [1]. По данным разведочных работ минералогический состав глин гидрослюдистый с примесью монтмориллонита в небольших количествах и соответствует переотложенным глинам кор выветривания гидрослюдистого профиля, сформировавшимся, по-видимому, в условиях межледниковых.

В продуктивных толщах озерно-ледниковых месторождений присутствует большое количество обломочного материала алеврито-песчаной фракции с редкими включениями гальки. Состав обломков кварцево-кремневый, реже карбонатный. Для всех месторождений озерно-ледникового генезиса характерно переслаивание умеренно-пластичных и пластичных тонкодисперсных глин с суглинками. Грубообломочный материал (гравий, галька) присутствует только в нижнем слое озерно-ледниковых глин. Наиболее отсортированными являются глины Соликамского месторождения, где обломочный материал представлен грубозернистым песком и встречен в минимальном количестве.

К озерно-ледниковым генетически близки ледниковые (моренные) глины Юрлинского и Келичевского месторождений, содержащие более крупнообломочную фракцию (до валунов) в Келичевском месторождении и железисто-известковые стяжения в Юрлинском месторождении. Количество грубообломочного материала возрастает вниз по разрезу, переслаивания глин с алеврито-песчаным материалом не наблюдается. Слоистость выделяется по различному литологическому составу моренных отложений. Площади распространения ледниковых глин очень большие, и границы залежей не установлены.

Наличие грубообломочного материала повышает стоимость кирпича, так как возникает необходимость извлечения обломков из глины. Кроме того, присутствие кварцевого песка в тощих глинах снижает их пластичность, а примеси карбонатного материала вызывают растрескивание изделий после обжига. В Пермской области ледниковые и озерно-ледниковые легкоплавкие умеренно-пластичные глины могут использоваться для изготовления кирпича марок 75 и 100. По Келичевскому и Юрлинскому месторождениям производились лабораторные испытания на пригодность глин для изготовления кирпича марки 125. Глины Юрлинского месторождения признаны пригодными

для изготовления кирпича этой марки, келичевские глины требуют дополнительных лабораторных исследований.

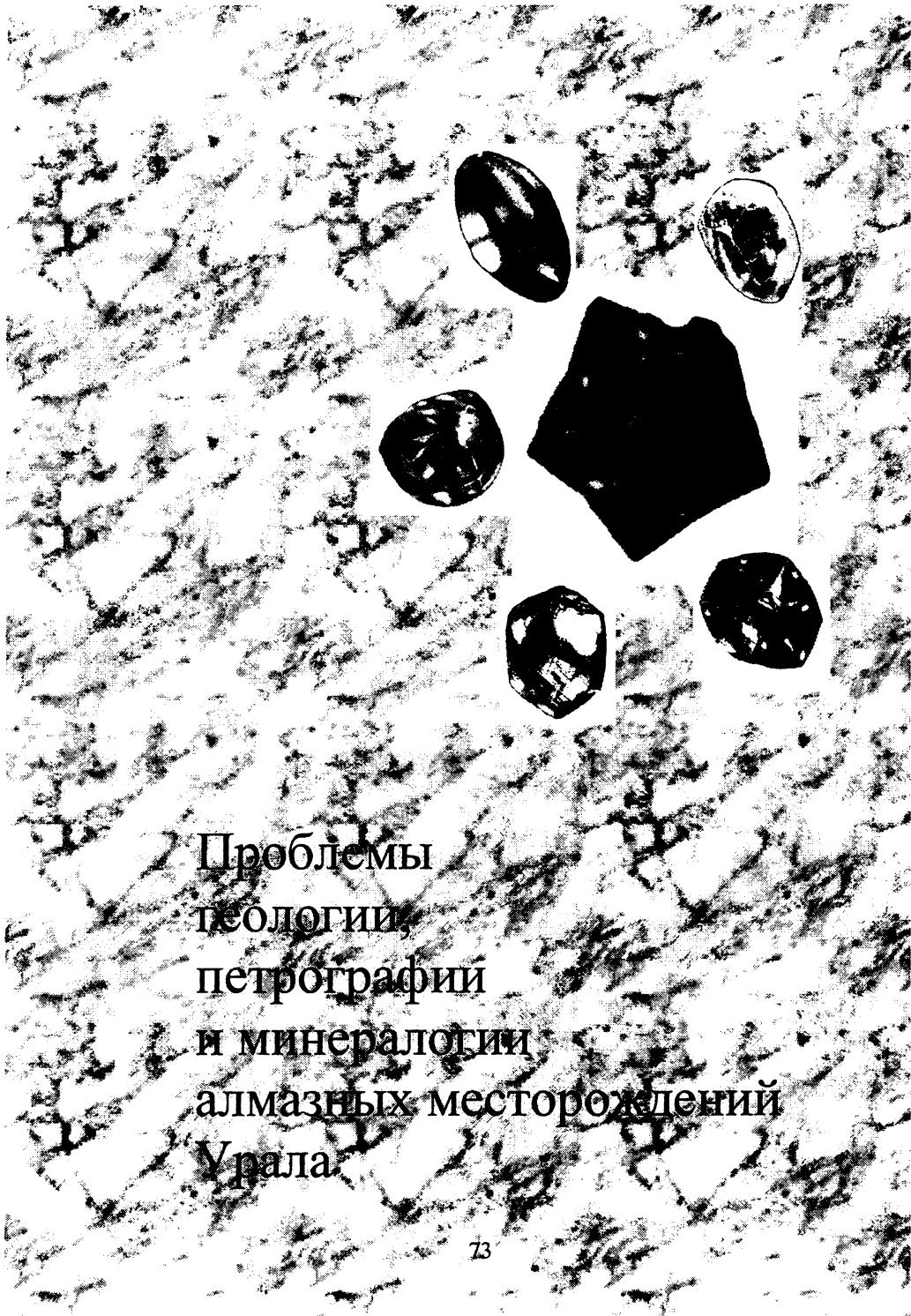
В настоящее время разрабатывается только Григорьевское (Кочевское) месторождение. Остальные месторождения не эксплуатируются и к эксплуатации не планируются, так как это экономически нецелесообразно ввиду отсутствия подъездных дорог и большой удаленности от действующих кирпичных заводов, а также довольно низкого качества глин.

Таким образом, для производства строительного кирпича высокого качества ледниковые и озерно-ледниковые глины Пермской области использовать не рекомендуется. Кирпичные заводы севера области, эксплуатируя только местные месторождения, могут производить строительный кирпич марок 75-100. Для производства изделий более высоких марок необходимо привозное сырье, к которому можно добавлять в различных пропорциях глинистые породы, имеющие распространение на данной территории.

Библиографический список

1. Объяснительная записка к обзорной карте месторождений строительных материалов Пермской области масштаба 1:1000000/Сост. Б.М. Элькина, Э.Х. Барышникова, Т.В. Бердышева, Э.М. Качанова. М.: Союзгеолфонд, 1988.

2. Беляева Г.Л. Особенности гранулометрического и химического составов кирпичных глин месторождений Пермской области // Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза: Материалы науч. конф. Пермь, 1999. С.120-122.



Проблемы
геологии,
петрографии
и минералогии
алмазных месторождений
Урала

Р.Г. Ибламинов
Пермский университет

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И АЛМАЗОНОСНОСТЬ ЗАПАДНОГО УРАЛА

Петрографическими исследованиями последних лет установлены проявления эксплозивно-инъекционных магматитов лампроит-лампрофирового ряда в пределах Полюдовско-Колчимского алмазоносного района [3]. Это обусловило необходимость повторно проанализировать размещение алмазоносных россыпей в регионе и выяснить, существует ли связь алмазоносности со строением фундамента и консолидированного чехла территории.

По геофизическим данным (Схема интерпретации физических полей, составленная Ю.Л. Будриным и В.А. Цыганковым) в фундаменте отчетливо выделяются две крупные структуры первого порядка: юго-восточное окончание Печоро-Баренцевоморской метаплатформенной области и восточная часть Русской плиты. Большая часть фундамента Печорской плиты характеризуется интенсивной раздробленностью. В ее центральной части в рифейско-вендинском фундаменте протягивается комплексная субмеридиональная Ямжачно-Акчимская аномалия, интерпретируемая нами как зона разуплотнения, связанная с авлакогеновой структурой.

Наиболее древние структуры фундамента Русской плиты в физических полях имеют северо-западное и субширотное простижение. Они представляют собой чередование полосовых магнитных аномалий с полосами слабо магнитных пород. Полосовые магнитные аномалии располагаются примерно на одинаковом расстоянии друг от друга, в среднем через 75 км. Такое строение физических полей характерно для участков фундамента древних кратонов, выделяемых в качестве гранит-зеленокаменных областей (ГЗО) архея [4]. Полосовые аномалии, особенно в средней и южной частях территории, практически вплотную подходят к границе, восточнее которой по геофизическим данным находится опущенный и переработанный блок фундамента Русской плиты. Следовательно, ГЗО достигала этой границы, а возможно, и продолжалась восточнее.

Субширотные структуры ГЗО пересекаются системой субмеридиональных линейных структур, фиксирующихся в физических полях как фундамента, так и чехла в виде полос комплексных положитель-

ных аномалий гравитационного и магнитного полей. Расстояние между полосами составляет 50 - 60 км. Восточная из полос располагается в крайней западной части опущенного блока фундамента плиты. В структурах чехла она отчетливо прослеживается в виде Кваркушско-Каменногорского мегантиклиниория, сложенного преимущественно рифейско-вендинскими грабеново-рифтогенными отложениями [2]. Такая связь, очевидно, не случайна, она указывает на то, что восточная полоса аномалий фиксирует осевую часть субмеридионального рифта рифейско-вендинского заложения. Восточная прибортовая часть ГЗО, прилегающая с запада к вендскому рифту, в фундаменте характеризуется пологой градиентной зоной гравитационного поля, монотонно убывающей в направлении осевой части рифта. Отдельные участки зоны имеют северо-западную и субширотную ориентировки. Эти участки образуют с субмеридиональной зоной двухлучевое сочленение под углом 120°, характерное для "тройных точек".

Восточная приуральская часть Русской и Печорской плит по геофизическим данным рассматривается как опущенный и переработанный блок их фундамента; наибольшей переработке подверглась Печорская часть блока. Действительно, она отличается наличием магматических пород ультраосновного, основного и кислого состава, образование которых нами связывается с процессами каледонской субдукции и задугового спрединга [1]. Поэтому переработка фундамента восточной перикратонной части плит, видимо, связана именно с каледонским тектоническим циклом, после которого территория развивалась в плитном режиме. Магматическая активизация вендской рифтогенной структуры могла иметь место также в течение герцинского цикла и при формировании современного внутриплитного орогена.

Поля россыпной алмазоносности Западной алмазоносной полосы в структурах архейской ГЗО контролируются главным образом положением гранитогнейсовых поясов, в структурах позднего протерозоя - положением прибортовых частей рифтов-авлакогенов. Причем главную роль в расположении полей играет субмеридиональный рифт, фиксируемый в чехле Кваркушско-Каменногорской структурой. Наиболее крупные поля приурочены к двухлучевому сочленению рифта с отходящими от него в северо-западном и широтном направлениях авлакогенами. В чехле западный борт рифта фиксируется западной границей выходов вендских рифтогенных отложений спарагмитовой формации и цепочечным расположением тел красновишерского, благодатского и кусынско-промышленского комплексов платформенной рифтогенной щелочно-базальтоидной формации. Анализ размещения полей алмазоносности Восточной полосы позволяет прийти к выводу о

том, что ее положение контролируется восточным бортом рифта, который фиксируется восточной границей распространения нижневендских рифтогенных отложений спарагмитовой формации и цепочкой дайковых тел магматических пород щелочно-базальтоидной формации. Положение полей россыпей в пределах полосы контролируется поперечными структурами северо-западного и субширотного простирания, положение которых отчетливо проявлялось в строении фундамента и чехла в западной непереработанной части рифта.

Северная зона объединяет россыпи, расположенные на Печорской плите. В пределах нее выделяются Западная и Восточная подзоны. В состав Западной подзоны входит Верхне-Ухтымское поле россыпной алмазоносности, которое характеризуется приуроченностью к непереработанному приподнятому блоку рифейского фундамента плиты. В пределах Восточной подзоны все поля россыпной алмазоносности тяготеют к субмеридиональной полосе разуплотнения фундамента, которая может быть проинтерпретирована какprotoавлакоген.

Таким образом, размещение полей россыпной алмазоносности в пределах Западноуральского алмазоносного пояса, несмотря на воздействие экзогенных факторов их формирования, отчетливо контролируется строением как фундамента, так и консолидированного осадочного чехла, что, несомненно, может указывать на наличие местных коренных магматогенных источников алмазов.

Библиографический список

1. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Палеозойская палеотектоника западного склона Среднего и Северного Урала//Вестник Перм. ун-та. 1999. Вып. 3. Геология. С. 11 - 19.
2. Курбацкая Ф.А. К вопросу о методике выделения осадочных формаций Западного Урала и металлогенической оценке их перспективности // Там же. 1997. Вып. 4. Геология. С. 27 - 30.
3. Рыбальченко Т.М. Петрографическая характеристика алмазоносных магматитов Полюдова кряжа // Там же. С. 43 - 51.
4. Хайн В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

Г.Н. Сычкін
Пермське ГГСП Геокарта

К ВОПРОСУ О МЕРИДИОНАЛЬНОМ ПОЯСЕ «МОЛОДОГО» МАГМАТИЗМА В ЗАПАДНОМ ПРЕДУРАЛЬЕ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ АЛМАЗОВ

История открытия уральской алмазоносной провинции насчитывает уже более 170 лет, но и на сегодняшний день не известны не только промышленные коренные месторождения, но и просто первоисточники алмазов уральских россыпей – магматические породы, содержащие алмазы. Объектом эксплуатации единственного в Европе алмазодобывающего предприятия НП «Прииск «Уралалмаз»» служат аллювиальные четвертичные россыпи некоторых рек бассейна Вишеры (Большой и Северный Колчим, Большой Щугор) и россыпи олигоцен – четвертичного возраста эрозионно-карстовых депрессий (Раскольникинской, Волынской и др.) – так называемые карстовые промежуточные коллекторы алмазов [4]. В недалеком будущем дополнительным резервом минерально-сырьевой базы уральских алмазов станут россыпи вышеназванных генетических типов некоторых рек бассейна р. Яйвы - Чикмана с Сюзью и Талицей, Чаньвы и др. То, что доля добычи алмазов в Пермской области составляет лишь 0,1-0,2% общероссийской, а с началом эксплуатации коренных месторождений Архангельской области может снизиться еще во много раз, предопределяет необходимость решения проблемы поиска коренных месторождений алмазов региона. Территория Пермской области отделена от Архангельской расстоянием всего лишь в 150 км, а 80% ее (за исключением восточной части) приурочено к той же структуре – Восточно-Европейской платформе (ВЕП) и Предуральскому краевому прогибу, составляя единый Архангельско-Пермский сегмент и, более конкретно, к жесткой структуре так называемого Сарматского (Верхневолжского) нуклеара [3].

На рассматриваемой территории, включающей большую часть Пермской области с Коми-Пермяцким автономным округом, известны многочисленные мелкие месторождения и проявления железа, меди, марганца, ртути, урана, стронция, вольфрама, молибдена, серы, хрома и др. При этом большинство исследователей традиционно считают источником всех этих минералов и элементов породы осевой зоны Урала, где известны их месторождения, в том числе промышленные.

Открытие коренных месторождений алмазов в Архангельской области, приуроченность этих регионов к одной крупной тектонической структуре (ВЕП) заставляет вспомнить гипотезу предшественников (В.К. Воскресенского, Б.А. Гавруевича, А.А. Малахова, Г.А. Максимовича и др.) о «местном» источнике рудообразования в виде «молодого» магматизма, сопровождаемого гидротермальными и метасоматическими образованиями в породах верхнепермского возраста, слагающих эту территорию.

Результаты работ 1988-1999 гг. по геологическому доизучению в масштабе 1:200 000 (ГДП-200) Кудымкарской и Очерской площадей, работ других подразделений ПГГП Геокарта дают многочисленные аргументы в пользу этой, ранее отвергнутой, научной гипотезы. Выявлены многочисленные ослабленные зоны, тектонические нарушения (например, вблизи г. Чайковского), микросбросы, зоны трещиноватости, благоприятные для проявления магматизма и сопровождающего его оруденения. Установлены маломощные жилы, «занорыши» с драгами кристаллов кальцита, барита (?), целестина (?), кварца размером до 5 см, которые можно считать прямыми признаками проявления гидротермальных процессов, сопровождающих «молодой» магматизм, наиболее вероятно, поздне- или послеверхнепермского возраста (район с. Елово на левобережье Воткинского водохранилища). Вблизи этого проявления в районе д. Сивяки выявлено новое проявление волконскоита (хромсодержащего монтмориллонита), самое южное на территории Пермской области и пока единственное на левобережье Воткинского водохранилища (р. Кама). Известно, что многие исследователи связывают волконскоит с корами выветривания по ультраосновным породам. А.А. Болотов [1] объясняет образование месторождения целестина в районе с. Мазуевки в Кишертском районе «мазуевским вулканализмом» мезозойского возраста. Представляет интерес факт обнаружения целестина в кимберлитовой трубке «Мир» (Якутия) уже на первой стадии ее изучения.

В связи с проблемой коренной алмазоносности также интересны «первые находки коренных выходов кимберлитовых пород и проблематичных трубок взрыва в бассейне верхнего течения р.Камы на восточной окраине Русской платформы» [2].

В этой связи, а также учитывая результаты работ по проблеме коренной алмазоносности на территории Пермской области и сопредельных регионов, представляется необходимым вновь подтвердить обоснованность выделения в качестве «площади вероятного распространения коренных месторождений алмазов» участка на междуречье верховьев Камы и Вятки (рисунок). Есть надежда на успешное решение

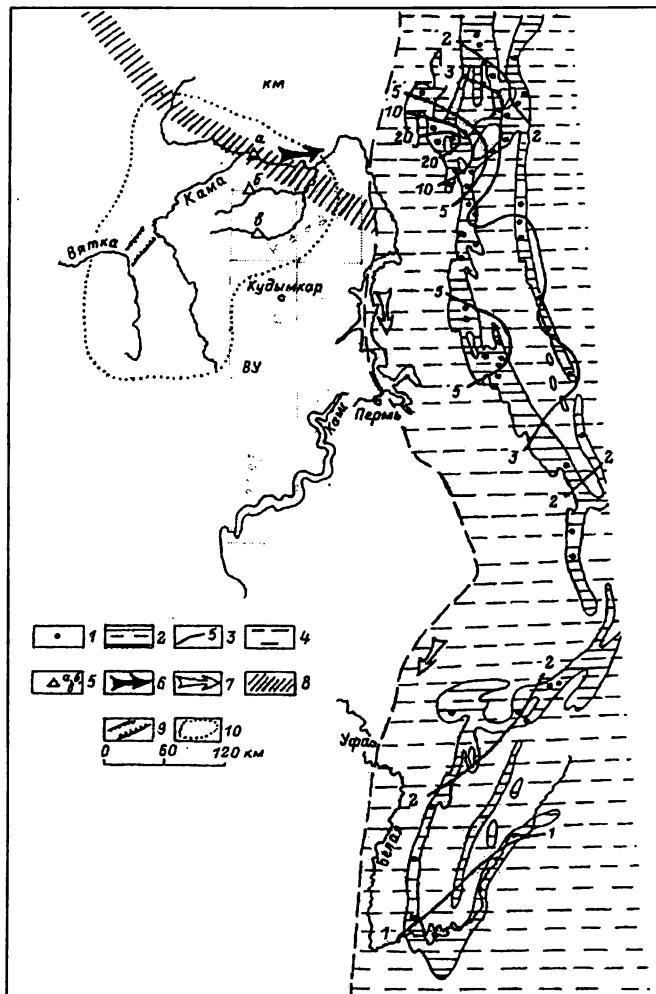


Схема распространения россыпей алмазов на Урале и палеогеографических условий их формирования: 1 – россыпи; 2 – поверхности сдвижения карстового типа на Урале; 3 – изолинии средних масс алмазов в условных единицах; 4 – предполагаемое распространение моря в эоцене; 5 – участок находок минералов-спутников алмазов: а – р. Кама (Мочалихинский перекат, Лугдынский участок, Гайнская отмель, п. Харино), б – р. Лолот (Митинский участок), в – р. Коса (Шоршинский участок); 6 – направление сноса алмазов Пра-Верхней Камой в эоценовое море; 7 – направление вдольберегового перемещения алмазов в эоценовом море; 8 – подвижный пояс, разделяющий Волго-Уральский (ВУ) и Кольско-Мезенский (КМ) блоки фундамента Восточно-Европейской платформы; 9 – Кирсинская палеодолина; 10 – граница площади вероятного распространения коренных месторождений алмазов

проблемы коренных месторождений алмазов Урала уже в начале третьего тысячелетия [5].

Библиографический список

1. *Болотов А.А.* Магматизм Уфимского вала // Геология Западного Урала на пороге XXI века: Материалы регион. науч. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1999. С.52-56.
2. *Нельзин Л.П., Корелин Г.П., Савченко С.В., Захарова Т.И.* Первые находки коренных выходов кимберлитовых пород и проблематичных трубок взрыва в бассейне верхнего течения р.Камы на восточной окраине Русской платформы // Там же. С.57-63.
3. *Степанов И.С., Сычкун Г.Н.* Предпосылки коренной алмазоносности Сарматского нуклеара // Сов. геология. 1992. №1. С.81-84.
4. *Степанов И.С., Сычкун Г.Н.* Геоморфологические и палеогеографические условия образования и развития россыпей алмазов, потерявших связь с первоисточниками (на примере Урала) // Изв. РГО. 1996. Т.128. Вып.4. С.56-62.
5. *Сычкун Г.Н.* Проблема коренных месторождений алмазов Урала – проблема третьего тысячелетия // Геология Западного Урала на пороге XXI века: Материалы регион. науч. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1999. С.119.

И.И. Чайковский
Пермский университет

ПРИРОДА АЛМАЗОНОСНОЙ МАГМЫ СЕВЕРНОГО УРАЛА

Алмазоносные породы Полюдово-Колчимского поднятия (ПКП) Северного Урала не сохранили первично магматического облика, и выяснение их природы вызывает естественный интерес.

Ранее было установлено широкое развитие сидерита в нижних горизонтах пирокластитов, преобразование вмещающих пород карбонатного состава (вторичные карбонаты и реакционные туфы) [7, 8]. Вместе с тем значительные постмагматические изменения не характерны для алмазоносных лампроитов, которые несравненно беднее флюидами, чем кимберлиты. К тому же относительно высокая концентрация калия только в головной (гидрослюдистой) части инъекционно-пирокластического штокверка давала основание считать алмазоносные пирокластиты производными слюдистых кимберлитов.

Однако накопились новые данные (геохимические, петрохимические, минералогические), которые позволяют дополнить и значи-

тельно расширить представления о природе алмазоносной магмы ПКП.

Геохимические признаки. Для выяснения генетической принадлежности использовались только редкоземельные элементы, поскольку наряду с контаминацией терригенным материалом в пирокластитах широко проявились процессы сульфидизации, карбонатизации и окварцевания, ведущие к разубоживанию и перераспределению первичного соотношения элементов. Сравнение поведения TR в алмазоносных породах ПКП (материалы ПГГСП Геокарта) с кимберлитами, лампроитами и осадочными образованиями (рис. 1) дают возможность констатировать следующее:

- кривые распределения TR алмазоносных пород различных месторождений характеризуются одинаковым наклоном и близким диапазоном содержаний;
- пирокластиты наиболее близки глинистым породам (или продуктам их метаморфизма), хотя нередко богаче их редкими землями;
- практически во всех пробах со всех месторождений ПКП отмечается европиевый минимум, отражающий существенное участие в пирокластическом материале «коровой» составляющей.

Петрохимические признаки. Для сравнения пород использовались «нормированные кривые» ряда петрогенных окислов (материалы ПГГСП Геокарта) по аналогии со спектром TR. Все составы приводились к среднему содержанию компонентов в кимберлитах (Далдынское поле, Якутия [6]). Сами окислы на графике ранжировались в порядке возрастания в лампроитах (Аргайл, Австралия). Характер кривых «эталонных» объектов послужил показателем постепенного изменения составов – начиная с якутских кимберлитов к зимнебережным и далее к австралийским и испанским лампроитам (рис. 2). Это происходит за счет «выноса» Na и, особенно, мафических Mg и Ca, а также «обогащения» сиалическими: Si, Al, Ti, Р и K. Испанские лампроиты богаче австралийских такими компонентами, как Na, K, Al, и обеднены Ti.

Сравнение кривых распределения петрогенных элементов позволило установить, что:

- на Урале и Среднем Тимане развиты схожие породы, которые можно разделить на две группы: 1-я – породы г. Благодать (Ср.Урал) и Умбинского поля (Ср.Тиман [4]) и 2-я – пирокластиты ПКП и лампроиты Сидоровской диатремы, (Ср.Тиман [3]);
- первые сопоставимы с зимнебережскими кимберлитами, хотя несколько обогащены глиноземом, что приближает их к австралийским лампроитам;

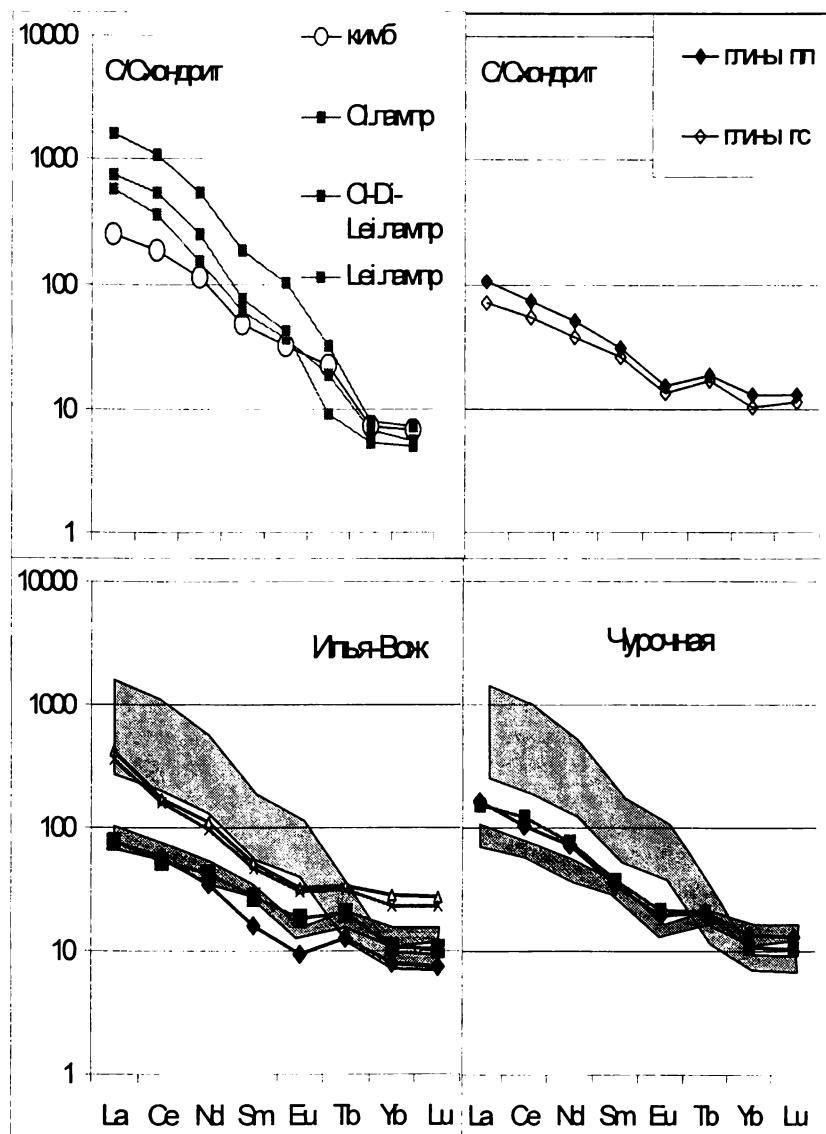
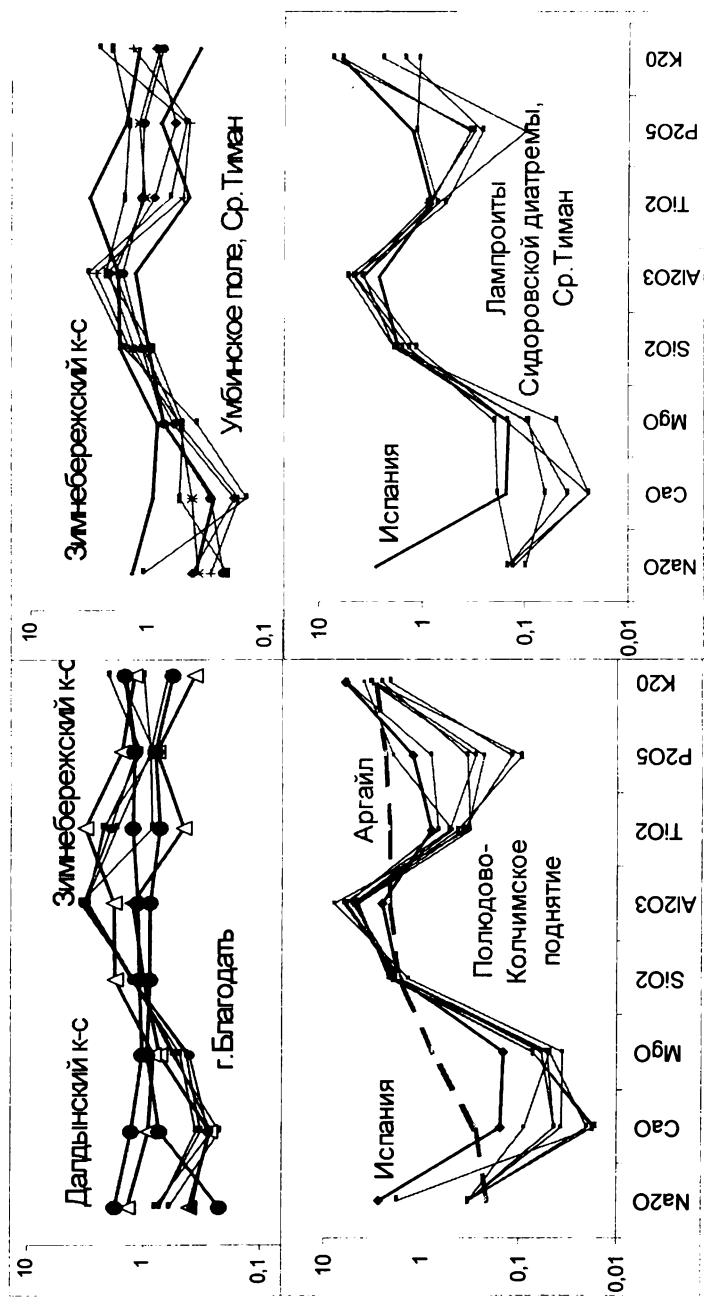


Рис. 1. Спектр редкоземельных элементов алмазоносных пирокластитов Полюдово-Колчимского поднятия в сравнении с кимберлитами, лампроитами и глинами (платформ и геосинклиналей)



– вторые, в т.ч. алмазоносные и «филлиты» Бразилии, наиболее близки лампроитам Испании (орендиты провинции Мурсия [6]), отличаясь от них большим содержанием Al_2O_3 .

Обе группы пород характеризуются повышенной глиноземистостью, что позволяет рассматривать этот признак как региональную особенность урало-тиманской провинции.

Минералогические признаки. В уральских пирокластитах пока установлено недостаточно магматических минералов, для того чтобы восстановить петрографический облик пород. Это лейцит, марганцевый ильменит и ферропсевдобрюлит. Первые два характерны для всех лампроитов Мира, последний редок и встречен в орендитах Испании. Наряду с магматическими минералами в уральских пирокластитах отмечаются мантийные (алмаз и другие высокобарические соединения) и метаморфические (биотит, альмандин, кианит, ставролит, андалузит). Некоторые из последних выдвигались Г.А. Виллером, а затем и Ю.В. Шурубором [9] в качестве аллювиальных спутников алмаза. Аналогичные силикаты алюминия, а также ксенолиты слюдистых сланцев и гранитов характерны для лампроитов Испании.

Присутствию «коровой компоненты» в виде глиноземистых минералов, повышенного содержания Al_2O_3 , европиевого минимума в алмазоносных породах можно дать два объяснения. Во-первых, это «механическая» контаминация дезинтегрируемым материалом вмещающих пород с образованием ксенотуфов. Во-вторых, «глубинная» контаминация мантии погружающимися сиалическими блоками. О дезинтеграции глубинного корового материала в мантийных условиях может свидетельствовать значительно более древний возраст [5] цирконов из «конгломератов с каолиновым цементом» (в нынешнем понимании – ксенотуфов) по сравнению с возрастом цирконов из обычных песчаников такатинской свиты (рис. 3).

Плавление гранитогнейсового основания логично объясняет обогащенность исходной магмы кремнеземом и глиноземом, а также обедненность кальцием, магнием, фосфором и титаном. Подобные геохимические черты наиболее характерны для низкотитанистого типа лампроитов, выделенного О.А. Богатиковым с коллегами [1]. К нему относятся лампроиты Средиземноморской провинции, Средней Азии и Алдана, формирующиеся в обстановке коллизионного режима. Испанские породы по сравнению с другими алмазоносными лампроитами более богаты флюидными компонентами и могут содержать магматические карбонаты.

Геодинамические признаки. Структурно-геологические наблюдения, выполненные в различных крыльях ПКП (Чурочная,

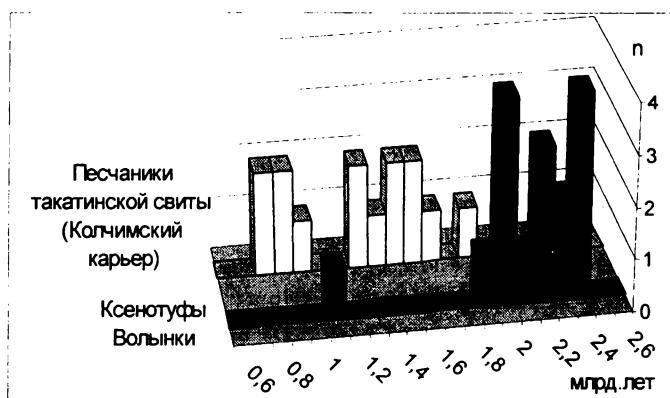


Рис. 3. Абсолютный возраст цирконов из ксенотуфов и тектонической свиты (по материалам Л.Н. Овчинникова [5])

Ефимовка, Волынка, Сев. Колчим), позволили сделать следующие выводы:

- на всех месторождениях внедрение туфов сопровождается продолжительными тектоническими подвижками, имеющими надвиговый характер;
- надвиговые поверхности тяготеют к kontaktам разновозрастных пород различного состава, межформационным границам и пластичным толщам;
- на юго-западе поднятия фиксируется надвигание в северо-восточном, а на северо-востоке – в юго-западном и южном направлениях;
- нередко проявляются и откатные движения (сбросы и складки оползания), отражающие проявления надвиговых движений на склонах уже сформированного поднятия.

Таким образом, внедрение алмазоносного пирокластического материала происходило при коллизионной активизации уже существовавшего ПКП, обусловленной движением Печорской плиты с северо-востока. Ее надвигание на Восточно-Европейскую платформу вызвало субдукцию, сопровождающуюся плавлением погружающегося корового субстрата. Такой же механизм образования предполагается при формировании магматического очага лампроитов Испании [1].

Геохронологические признаки. По времени внедрения алмазоносные породы можно разделить на две группы: ранние экспло-

зивно-инъекционные (ксенотуфы) и поздние инъекционные и инъекционно-метасоматические (грифонные грязевые туфы и реакционные туфы).

Надвинутость ПКП на пермские породы свидетельствует о полупалеозойском возрасте коллизионных движений и внедрения ксенотуфов. Анализ приведенных в литературе геохронологических датировок по уральским лампроитовым породам и аляскитам (также отражающим условия сжатия) позволяет предполагать триас-юрский возраст (180-245 млн лет) [2].

Вполне вероятно, что грифонная стадия была существенно расщеплена во времени. Наличие миленитизированных туфов может отражать внедрение первых порций туфового материала на фоне коллизионных движений сразу после пород эксплозивной стадии. Наиболее поздние поступления грязево-гидротермальных растворов происходят и поныне. Об этом свидетельствует наличие к северо-западу от ПКП современных источников хлор-натриевых вод со значительными запасами сероводородных грязей в районе с. Вильгорт, у с. Цильва, пос. Пильва на правом берегу р. Пыдоль вдоль единой гравитационной ступени тиманского простирания.

* * *

Имеющийся в настоящее время материал позволяет предполагать следующее. Источник алмазоносной магмы формировался в результате мезозойских (триас-юрских?) коллизионных движений, вызвавших субдукцию и выплавление гибридной (корово-мантийной) лампроитовой магмы. От других алмазоносных высококалиевых расплавов она отличалась повышенным содержанием глинозема, кремнезема, углекислоты и пониженным – титана и редких земель. Наряду с магматическими (лейцит, ферропсевдобрюбит, ильменит) в ней сохранились минералы мантийного (алмаз, пикроильменит, хромшпинелиды и др.) и корового (альмандин, ставролит, кианит, андалузит) субстрата. Коллизионные обстановки предопределили продолжительную сопряженность газовой фазы с магматическим материалом и нехарактерные для лампроитов значительные постмагматические изменения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Пермгеолкома, договор 49/95.

Библиографический список

1. Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др. Лампроиты. М.: Наука, 1991. 302 с.
2. Душин В.А. Корреляция магматических комплексов мезо-кайнозоя севера Урала и сопредельных территорий // Геология и минеральные ресурсы евро-

пейского северо-востока России: Материалы XIII Геологического съезда республики Коми. Сыктывкар, 1999. Т. II. С. 156-157.

3. Макеев А.Б., Рыбальченко А.Я., Дудар В.А. и др. Новые перспективы алмазоносности Тимана // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Там же. Т. IV. С. 63-66.

4. Мальков Б.А., Холопова Е.Б. Трубки взрыва и алмазоносные россыпи Среднего Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 1995. 52 с.

5. Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогенез Урала: Труды второго уральского петрографического совещания. Свердловск, 1969. Т.1. С. 173-204.

6. Петрохимия магматических формаций: Справочное пособие / Д.М. Орлов и др. Л.: Недра, 1991. 229 с.

7. Чайковский И.И. Типизация флюидно-эксплозивных образований Северного Урала // Вестник Перм. ун-та. 1997. Вып.4. Геология. С. 53-66.

8. Он же. Грязево-вулканические фации алмазоносных кимберлитов Полюдово-Колчимского поднятия Северного Урала // Там же. 1999. Вып.3. Геология. С. 55-80.

9. Шурубор Ю.В. Статистическая обработка данных шлихового опробования с целью выявления минералов-спутников алмаза (на примере одного из алмазоносных районов Среднего Урала) // Сов. геология. 1965. № 8. С.115-125.

Ю.В. Шурубор
Пермский технический университет

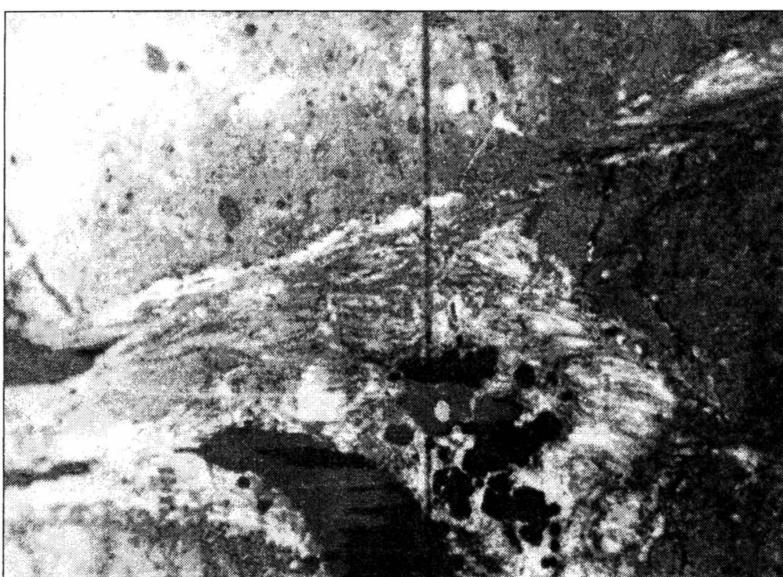
ВНЕДОЛИННОЕ АЛМАЗОПРОЯВЛЕНИЕ БЛИЗ УСТЬЯ Р. МАЛОЙ ПОРОЖНОЙ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ СРЕДНЕГО УРАЛА

Почти все известные на западном склоне Среднего Урала находки алмаза, не связанные с кайнозойским аллювием, представлены единичными кристалликами, масса каждого из которых не превышает 5 мг. Более крупные кристаллы, по своим размерам сопоставимые с обычными для кайнозойского аллювия, получены лишь на одном среднеуральском внедолинном алмазопроявлении, которое находится в Горнозаводском районе Пермской области, на правом берегу р. Вильвы, непосредственно западнее приусыевого отрезка долины впадающей в Вильву р. Мал. Порожной.

В пределах Порожнинского алмазопоявления закартировано три дайкообразных тела эксплозивных брекчий ультраосновных щелочных базальтоидов (ЭБ), петрохимически близких как к пикритам, так и к богатым калием лампрофирам мончикитового ряда [2]. ЭБ прорывают сланцы безголовской свиты (венлокский ярус?) и вместе с последними перекрываются слабее (по сравнению со сланцами) дислоцированными лудловскими доломитами. Наиболее молодыми палеозойскими породами на алмазопоявлении являются песчаники и гравелиты такатинской свиты (эмский ярус?), которые в пределах участка площадью 1 км² в одних местах подстилаются лудловскими доломитами, в других - безголовскими сланцами. Крупнообъемные пробы на алмазы взяты по нескольким разновидностям ЭБ; по 3-метровой пачке (внизу бурая и буро-зеленая окремнелая глина, в средней части - глина светло-серая с бурыми и зелеными пятнами, выше - песчаник ржаво-бурый с конкрециями доломита), отделяющей лудловские доломиты от ЭБ; по перекрывающим лудловские доломиты пескам и гравийным пескам, трактовавшимся как элювий пород такатинской свиты (ЭТК). В пробе по ЭТК есть и глины (темно-серые, бурые, коричневые, вишневые и светло-серые), залегающие непосредственно под песками и гравийными песками на частично превращенных в сырьепочку доломитах лудлова. Алмазные кристаллы обнаружены только в пробах, представленных ЭТК и подстилающими их глинами. Поскольку последняя попытка (1966) крупнообъемного опробования на участке близ устья Мал. Порожной совпала с периодом открытия на Северном Урале очень богатого алмазопоявления, тогда считавшегося ископаемой россыпью в низах такатинской свиты, полученные результаты оказались вполне закономерными.

Когда выяснилось [3], что североуральское алмазопоявление представлено ЭБ (эксплозитами), отличающимися от некоторых разновидностей дайковых ЭБ, опробовавшихся близ устья р. Мал. Порожной, только повышенной слюдистостью, перенасыщенностью продуктами дезинтеграции вмещающих пород и принадлежностью к «вершковым» фациям эксплозивного магматизма, а не к «корневым» (дайковым) фациям, возникло предположение, что при отборе проб близ устья р. Мал. Порожной допущена серьезная ошибка: опробовались мощные (десятка метров) дайки ЭБ, но оставлены без внимания сопровождаемые ими обширные (до 250 м) зоны развития «опестренных» буро-зеленых, красно-коричневых и вишневых сланцев (обычный цвет сланцев безголовской свиты зеленовато-серый и темно-серый до черного). Самой характерной особенностью «опестренных» сланцев является наличие в них преимущественно микроскопических

прожилковидных выделений темно-буровой слюды, одно из которых изображено на приведенной ниже микрофотографии шлифа (никили скрещены).



Микрофотография показывает, что выделение слюды со скоплением зерен рудного минерала (черные изометричные пятна несколько правее и ниже центра рисунка) приурочено к камере, не заполненные веществом части которой наблюдаются в виде двух серповидных пустот близ линии, соединяющей середину нижней и левой кромок рисунка. Видно, что камера примыкает к прослеживающемуся от верхнего правого угла рисунка по направлению к середине его левой кромки практически прямолинейному следу трещины, вдоль которого развиты «шнурочки» и «линзочки» той же слюды (светлые полоски и пятна на более темном фоне).

Кажется вероятным, что именно так должны выглядеть результаты действия тех «эксплозий и инъекций флюидизированного магматического материала», с которыми, по мнению А.Я. Рыбальченко и Т.М. Рыбальченко [1], связано поступление алмазов в продуктивные блоки пород на североуральском алмазопроявлении. Если нечто подобное имело место и близ устья р. Мал. Порожной, то появление алмазов в такатинской свите можно объяснить тем, что местами она за-

легает на «опестренных» сланцах безгодовской свиты, а отсутствие алмаза в песчаниках, залегающих между лудловскими доломитами и дайковыми ЭБ, тем, что песчаники опробованы в таком месте, где они сформировались практически без участия продуктов разрушения «опестренных» сланцев.

Вывод очевиден: при повторном обращении к алмазопоявлению близ устья р. Мал. Порожной исследования следует начинать с детального изучения и крупнообъемного опробования «опестренных» сланцев. Успешный исход опробования мог бы стать доказательством связи алмазоносности западного склона Урала со специфическим проявлением магматизма – «впрыскиванием» глубинных флюидов в близповерхностные блоки земной коры (в нашем случае речь идет о предлудловской поверхности). Наименованием такого магматизма могло бы стать слово «пульверизация» (от английского глагола pulverize – распылять, другое значение - сокрушать), в связи с чем можно говорить о «зонах пульверации» и «пульверах» как геологических телах, сформировавшихся в местах особенно интенсивного развития пульверации; прожилки, подобные изображеному на нашем рисунке, можно называть «пульвами», а специфику «туффизитов» [1], слагающих пульверы, целесообразно отразить с помощью термина «пульвериты». Предполагается, что в отличие от туффизитов, немагматические компоненты которых привнесены потоком глубинных флюидов, немагматический материал пульверитов находится на месте своего первоначального залегания.

Библиографический список

1. Рыбальченко А.Я., Рыбальченко Т.М. Предварительная модель локализации и формирования коренных алмазоносных объектов уральского типа // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Материалы регион. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1997. С. 100-101.
2. Шурубор Ю.В. Об эксплозивных брекчиях ультраосновных щелочных базальтоидов на западном склоне Среднего Урала // ДАН СССР. 1967. Т. 177, №4. С. 917-920.
3. Он же. Инициативная экспертиза сообщений об открытии магматических источников алмаза на Урале // Отечественная геология. 1998. №2. С. 42-45.

ПРИЗНАКИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ НА КОНТАКТЕ ВЕНДА И ПАЛЕОЗОЯ В ГОРНОЗАВОДСКОМ РАЙОНЕ

При ГДП-200 Горнозаводской площади встречены признаки магматических проявлений на контакте чернокаменской свиты ($V_2\check{c}k$) и палеозойских (D – C) отложений. Следует отметить и значительную примесь вулканогенного материала в самой чернокаменской свите почти на всем ее протяжении в виде туфитов и обломков базальтов, трахибазальтов и вулканического стекла в терригенных отложениях.

Так, в 400-500 м западнее истоков р. Белой (приток р. Белый Тырым) встречены сильно измененные туфобрекчии (лавобрекчии или эруптивные брекчии?). Обломки щелочных базальтов (?) (щелочно-ультраосновных пород или пикритов?) составляют 62% породы. Форма обломков округло-вытянутая, угловато-округлая. Имеются участки, где цементом служит лава (?), которая облекает обломки. Ультраосновной состав лавы был замещен почти бесцветным хлоритом и tremolитом. Цемент включает гематит (почти черный в отраженном свете) или пирит-мельниковит, который заполняет тонкие извилистые трещины, пропитывает края обломков, частично или целиком окрашивая их в бурый цвет разных оттенков, некоторые - в черный. Состав обломков довольно однороден. Они представляют собой вулканические стекла, почти не раскристаллизованные, замещенные магнезиальным микрочешуйчатым хлоритом, зеленовато-бежевым разных оттенков до коричневато-бурого. В некоторых из них были микролиты (менее 0,02 мм), скорее всего пироксена, которые замещены tremolитом. Среди этих обломков есть брекчированные (или туфы). Отмечены также округлые обломки 0,3-0,7 мм, замещенные довольно крупночешуйчатым светлым желтовато-зеленым хлоритом с зеленовато-серыми цветами интерференции. Состав обломков неясен, предположительно авгититовый, пикритовый, щелочно-базальтовый (но не встречено ни одного зерна плагиоклаза), щелочно-ультраосновной. В обломках встречаются также редкие мелкие зерна синего щелочного амфибала, светло-бурая слюда.

В породе отмечены многочисленные тонкие пучки извилистых жил. Их состав – бледно-зеленый магнезиальный хлорит и tremolит,

замещающие хризотил. Возможно, что среди tremолита есть и мельчайшие призмы диопсида.

В этом же районе встречены породы, представляющие собой кору выветривания лавобрекции, предположительно лампроитового состава. Текстура брекчия, флюидизированная, слабо пузыристая. Обломки гематитизированной лавы ультраосновного состава (30%) имеют неправильную искривленную форму (1-10 мм). Ультраосновное стекло практически нацело замещено плотным гематитом, в котором едва просвечивается флюидизированная лава. В лаве присутствуют фенокристы или их обломки (0,35 - 1,5 мм) зонального хлоритизированного флогопита. Форма округлая, гексагонально-округлая, реже сплюснутая. Хлорит волокнисто-чешуйчатый, светло-желто-зеленый с переходами в голубовато-зеленый. Центральная часть обычно сложена более светлым хлоритом. На краях некоторых фенокристов отмечается мелкий оранжево-бурый флогопит. Внутри некоторых фенокристов хлоритизированного флогопита есть более бледные пятна округлой, вытянутой или полигонально-округлой формы (0,1-0,25 мм), которые принадлежали пойкилитовым вросткам оливина.

В лаве есть несколько полигонально-округлых или округлых форм оливина, они замещены бледно-зеленым, почти бесцветным серпентиноподобным волокнистым хлоритом с сине-серыми цветами интерференции. Темная гематитизированная лава не ограничивается обломками, а выделяется в виде тонких извилистых прослоев и жил. Цементирующая лава имеет более светлую пятнистую окраску – вишнево-бурую, красновато-бурую, светлую красноватую, красновато-зеленоватую. Состав ее, очевидно, флогопит-лейцитовый. Эти две части лавы почти не смешиваются друг с другом. Породу рассекают многочисленные ветвистые жилы, сложенные бледно-зеленым хлоритом и буровато-оранжевым флогопитом.

Восточнее Тырымова Лога встречена кора выветривания туфобрекции мелкозернистого лампроита. Порода сильно изменена, поэтому сложно понять: туфобрекция это или лапиллевый туф. В ее составе – оливин, флогопит, лейцит, кварц, стекло, ильменит, лейкоксен, рутил, обломки кварцевых алевролитов. Оливин окружной, полигонально-округлой, шиповидной, корродированно-скелетной, многоугольной или треугольной формы (0,1 - 0,2 мм), замещен светло-зеленым микрочешуйчатым хлоритом с синевато-серыми цветами интерференции. Оливина ~ 30-40%. Флогопит (~ 25%) – обломки неправильных, угловатых, окружных листочков, чешуек размером ~ 0,03-0,6 мм. Лейцит – окружные уплощенные зерна 0,02-0,3 мм. Большинство мелких зерен замещены глинистыми минералами и хлоритом.

Северо-восточнее Горнозаводска в районе "сланцевого карьера" встречены голубовато-серые до темно-серых коры выветривания с прослойями желтовато-коричневых кор, с многочисленным щебнем субщелочных диабазов (в составе – плагиоклаз- 44%, пироксен- 38%, псевдоморфозы по оливину- 1%, КПШ- 15%, ильменит- 2%, апатит, биотит- р.з.). Здесь же встречены обломки катализированного алевритистого аргиллита или инъекционного туфа ультраосновного состава. Они состоят из алевритовых зерен кварца (15%) и бежевого, краснобежевого волокнистого хлорита, а также лимонита (10-15%). Возможно, в породе присутствует зеленовато-коричневый нонtronит, который замещает оливин и диопсид. Нонtronит, как известно, образуется по ультраосновным породам [2].

В 5 км восточнее Горнозаводска встречены грязно-зеленовато-серые коры выветривания с щебнем алевролита с нонtronитовым (?) цементом (туффизит?). В составе породы обнаружены хлоритизированные обломки (до 8%) сильно измененных желто-бурых слюд (?).

На контактах с палеозоем крайних западных выходов вендинских (?) отложений также обнаружены признаки магматизма. Так, в районе р. Банный Лог (приток р. Чусовой) в шурфах наблюдались секущие оолитовые железные руды мощностью до 0,8 м, возможно, представляющие собой ожелезненные лапиллевые туфы. Оолиты (75%) имеют округлую или уплощенную форму (0,2-0,8 мм), зональны. Состоят из бурого шамозита (или пепла), превращенного в лимонит-гематитовую руду. В центре оолитов иногда встречаются извилистые выделения бледно-зеленого, почти бесцветного хлорита – 0,4 мм. Вмещающая масса состоит из гематита и гидроксидов железа (17% породы). Схожие лапиллевые туфы отмечались и в трубке Эллендейл-7 в Западной Австралии [1]. Там же, в истоках р. Кедровки (приток р. Чусовой), присутствуют гравийные кварцевые песчаники, в цементе которых выполнены мелко-микрочешуйчатый, иногда волокнистый бледно-буровато-зеленый хлорит. В верховьях р. Тарасовки встречены кварцевые алевролиты, в обломках которых обнаружены пироксен (авгит) и рибекит.

Все описанные участки, за исключением среднего течения р. Тырым, известны своей россыпной алмазоносностью, в связи с чем дальнейшее изучение этих пород представляет определенный интерес.

Библиографический список

1. Джейкс А.Л., Луис Д.Д., Смит К.Б. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: Мир, 1989. С. 81.
2. Наумов В.А. Оптическое определение компонентов осадочных пород, М.: Недра, 1989. С.136.

К.П. Казымов, Л.И. Красильников, В.Г. Штраус
Пермский университет, ЗАО «Логос»

ПРОЯВЛЕНИЕ ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНОГО МАГМАТИЗМА В СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ НЯР

Исследованный объект расположен в юго-восточной части Александровского района Пермской области и представляет собой конусообразное тело радиусом около 50 м, находящееся на правобережье р. Няр, в ее среднем течении. Он приурочен к западной части Центрально-Уральского поднятия, а именно к Язывинско-Серебрянскому моноклиниорию, находится в 20 км юго-восточнее Благодатской антиклинали и расположен в контуре Чикман-Нярской эрозионно-структурной депрессии мезозойского возраста, ее южной оконечности [1].

Данное тело представляет собой сложное по литологическому составу образование микститового характера с проявлениями гидротермальной проработки, метасоматических изменений и процессов выветривания. Материал, слагающий объект, не выдержан по разрезу и по площади и представлен не сортированными глинистыми, дресвяно-щебнисто-глинистыми, песчано-глинистыми отложениями с дресвой и щебнем песчаников, алевролитов, гравелитов и обломками жильного кварца и горного хрусталя. Окраска слоев и линз разнообразная: синяя, сине-зеленая, красная, красно-коричневая, бурая, охристо-бурая и черная, при этом преобладают красно-коричневые и бурые тона. По литологическим особенностям и характеру залегания изучаемые отложения похожи на кайнозойские, слагающие алмазоносные эрозионно-карстовые депрессии (туффизиты?) Красновишерского края: Рассольная, Волынская, Илья-Вожская и др.

Выход тяжелой фракции отложений, являясь чутким индикатором условий осадконакопления и минералообразования, в нашем случае изменяется в широких пределах – от 0,11 до 9,17 %, что указывает на сложную природу данного объекта, идентичную природе вышеуказанных депрессий Красновишерского района [2].

Генезис отложений сложный, вероятнее всего, это реликты древних мезозойских кор выветривания, сохранившихся в мезозойских понижениях рельефа и подвергнутых процессам гидротермального воздействия и метасоматических изменений. Если принять во внимание современные представления о туффизитах [7, 9], то можно пред-

положить, что данные образования представляют собой метасоматиты особого рода, непосредственно связанные с глубинной кольцевой флюидно-эксплозивной структурой.

Минеральный состав тяжелой фракции изученных отложений весьма сложный и представлен двумя составляющими: аутигенным (АУК) и аллотигенным (АЛК) комплексами минералов.

Аутигенный комплекс минералов тяжелой фракции представлен гидроксидами железа, гематитом, оксидами марганца, сидеритом. Содержание АУК изменяется от 17,6 до 100%, при этом содержание аутигенных минералов здесь изменяется в широких пределах: гидроокислы железа – 12,4 – 100%, гематит – 2,6 – 24,8%, оксиды марганца – 2,6 – 83%, сидерит – 0,5 – 0,9 %.

Многолетними исследованиями алмазоносных отложений Красновишерского района было установлено, что наиболее перспективными на алмазы являются отложения, обогащенные гидроксидами железа, гематитом и другими аутигенными минералами. По некоторым представлениям [9], это могут быть участки проявления железистых золей в флюидно-эксплозивных структурах.

Аллотигенный комплекс минералов тяжелой фракции отложений характеризуется широким спектром минералов (42 наименования). Сложность комплекса минералов АЛК, вероятно, обусловлена наложением друг на друга в определенной последовательности нескольких минералообразующих процессов.

Первоначально формирование аллотигенного комплекса осуществлялось за счет терригенных пород нижнего венда (лейкоксен, циркон, рутил, турмалин, гранат, ильменит, хромит). Зерна несут на себе следы износа и транспортировки в водной среде, имеют крупные размеры. Присутствуют многочисленные минералы, генетически связанные с щелочно-основными и ультраосновными породами. Об этом свидетельствует присутствие амфиболов (обыкновенной и щелочной роговой обманки), клино- и ортопироксенов, хромшпинелидов, магнетита и апатита. Такие неустойчивые минералы, как амфиболы и пироксены, встречены в свежих зернах и частично в выветрелом состоянии. Идиоморфные зерна ильменита и октаэдры хромшпинелида (0,1-0,2 мм) не несут следов транспортировки и гипергенного изменения. Присутствие сохранившегося вулканического стекла и туфового материала – результат существенного влияния на состав исследуемых отложений эфузивно-вулканогенного материала. В составе АЛК тяжелой фракции присутствуют минералы гидротермально-метасоматической природы: пирит, эпидот, уваровит, гроссуляр, халькопирит, галенит, блеклая руда, сфен, серицит, монацит, золото, самородная медь, хлорит,

серицит. По набору минералов и их морфологии изученные отложения сопоставимы с алмазоносными пирокластитами Красновишерского района [6].

Коренные породы бортов и плотика данного объекта представлены алевролитами, песчаниками с пленочно-поровым, железобиотитовым либо глинисто-хлоритовым цементом. Все исследованные образцы несут на себе следы ката克拉за и процессов интенсивного метасоматоза. В цементе повсеместно отмечена пропитка гидроксидами железа. Кроме того, эти образцы буквально пронизаны многочисленными пересекающимися кварцевыми жилами мощностью 0,5-2,0 мм, что является следствием проработки отложений гидротермальными растворами. Обломочный материал представлен кварцем, плагиоклазом, обломками кремнистых пород, халцедона. Минералогический анализ тяжелой фракции протолочек коренных пород также свидетельствует о влиянии на отложения фазы гематит-гетитовых золей, так как в ней преобладают гидроксиды железа и оксиды марганца. Аллотигенный комплекс минералов имеет подчиненное значение и характеризуется «стандартным» набором минералов для осадочных пород западного склона Урала – циркон, лейкоксен, турмалин, рутил, гранат, хромшпинелиды, ильменит, эпидот [2-4]. В образцах отмечается повсеместное присутствие мелкочешуйчатого мусковита в сростках с рудными (ильменит, хромит) и другими минералами, наличие пирита, сфена. Таким образом, изученные образцы представляют собой первично-осадочные породы полевошпат-кварцевого состава, в значительной степени измененные метасоматическими процессами и катаклизированные в результате тектонических движений.

Рентгеноструктурный анализ глинистой фракции одной пробы показал, что состав ее гидрослюдистый (иллит-смектит). В структуре глинистых минералов – 10% смектитовых слоев. Политип 2м преобладает, 1м – в подчиненном количестве. Железистость соответствует отношению Al/Fe в октаэдрическом слое, как 2/1. Параметр $B = 9,00 \text{ \AA}$. Кварц, гетит, анатаз отмечен в небольших количествах. В Красновишерском районе связующая масса алмазоносных «песчаных» туфов из месторождения Рассольная представлена глинями иллит-смектитового состава, мельчайшие чешуйки которого образуют линзовидные прослойки и потоки, облекающие обломочные зерна [6].

Из минералов – вероятных спутников уральских алмазов, в изученных отложениях встречены хромшпинелиды, ильменит, гранаты, циркон, муассанит.

Химический состав минералов-спутников алмаза исследован по 30 зернам хромшпинелидов, 5 – ильменитов и 8 – гранатов пироп-альмандинового ряда (Camebax, аналитик О.А. Яковлева).

Хромшпинелиды данного объекта (табл. 1) характеризуются невысокими содержаниями Cr_2O_3 (<50%), высокой магнезиальностью (MgO от 13,71 до 16,82%), повышенной железистостью (FeO до 39,06%), невысоким содержанием TiO_2 (от 0,32 до 2,67%) и большим разбросом значений содержания Al_2O_3 (от 8,5 до 21,30%).

Таблица 1

№ пробы	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	ZnO
12H	0,5	18,88	47,88	19,14	0,22	15,87	0
12H-1	0,48	17,35	47,4	19,59	0,21	15,11	0,24
12H-1	0,37	18,69	46,8	18,87	0,23	15,06	0,16
12H-2	1,17	16,1	40,38	29,94	0,23	12,14	0,14
12H-2	1,45	15,4	43,19	27,35	0,32	13,86	0,11
12H-3	0,77	17,14	42,63	25,96	0,27	15,12	0,16
13H	0,95	17,19	42,33	24,97	0,25	14,01	0
13H	0,52	18,05	46,48	19,8	0,26	14,21	0
13H-1	0,38	20,9	45,64	18,04	0,19	15,11	0,2
13H-1	0,32	20,01	45,22	18,91	0,3	15,04	0,07
13H-1	0,4	21,3	43,34	18,82	0,31	13,55	0,09
13H-1	0,43	18,84	44,61	19,18	0,28	16,52	0,02
13H-2	0,77	17,76	43,04	23,36	0,28	13,27	0,01
13H-2	0,77	16,99	42,82	23,14	0,32	14,71	0,14
13H-2	2,67	14,68	40,4	28,57	0,27	12,57	0,11
19H	0,77	17,91	45,02	20,66	0,28	13,25	0
19H-1	0,55	19,33	45,86	20,31	0,26	16,22	0,26
19H-1	0,33	16,5	50,04	19,82	0,19	16,85	0,14
19H-2	0,93	18,06	43,44	24,58	0,26	15,4	0,16
19H-2	0,88	18,44	42,87	24,61	0,23	15,39	0,15
19H-4	0,87	17,25	42,71	23,98	0,26	14,43	0,11
23H-1	0,52	8,98	42,77	35,26	0,5	8,74	0,26
23H-1	0,25	10,15	32,13	30,21	0,46	8,41	0,34
23H-1	0,48	8,79	41,25	39,06	0,57	7,06	0,22
23H	0,43	8,5	50,41	32,02	0,81	5,57	0,32
22H	1,05	16,59	44,69	25,63	0,34	11,84	0,11
23H-3	0,55	17,19	46,02	19,68	0,26	16,02	0,1

По своим характеристикам изученные хромшпинелиды легли на диаграмме Митчелла в поле минералов лампроитовой ассоциации и только 2 зерна попали в поле минералов кимберлитовой ассоциации (рис.1). Хромитов алмазной ассоциации с содержанием $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 61,8\%$ в выборке не обнаружено. Для сравнения на диаграммах (рис.1, 2) приведены результаты составов хромитов из месторождения алмазов Красновишерского района (Рассольная, Волынка) и из включений в уральских алмазах. Сопоставление результатов позволяет утверждать, что изученные хромшпинелиды Нярской площади идентичны по своему составу Красновишерским.

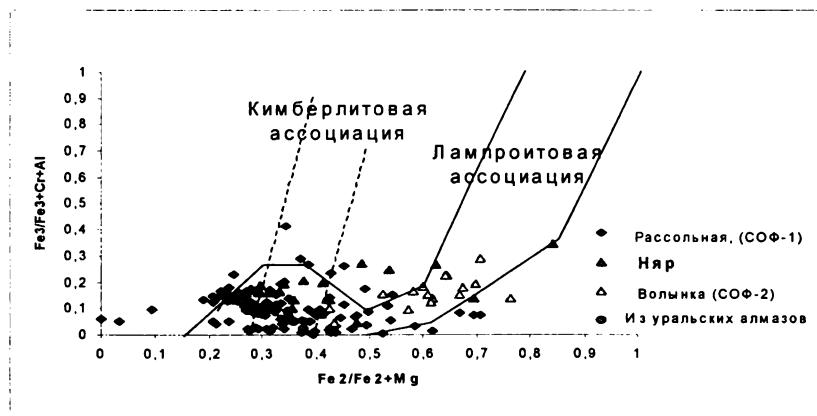


Рис.1. Состав хромшпинелидов на диаграмме Митчелла

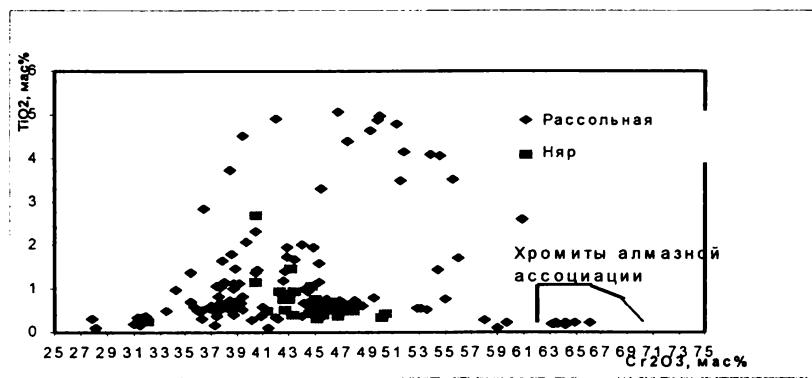


Рис.2. Состав хромшпинелидов на диаграмме Соболева

Ильменит из отложений изученного объекта (табл.2) имеет две модификации: первая (“нормальный” ильменит) содержит TiO_2 около 50%, FeO – 43-45%; вторая (ряд ульвошпинель-магнетит) включает небольшое количество TiO_2 – 28%, FeO – 45,36-47,32%, MnO – 1,59-3,82% (рис.3). По своим геохимическим характеристикам проанализированные зерна ильменита первой группы идентичны таковым ильменитов месторождения Рассольная, а зерна второй группы далеки по составу от «нормальных» ильменитов. Два зерна оказались чистым магнетитом.

Таблица 2

№ пробы	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	V_2O_5
магнетит						
23Н-3	0,35	1,02	88,39	0,04	0,08	0,09
23Н	1,45	0	89,37	0,12	0,18	0,43
твердый раствор магнетит-ульвошпинель						
20Н	28,77	0,38	45,36	3,82	0,08	0,96
19Н	28,41	0	47,32	1,59	0,15	0,7
ильменит						
1	50,22	0	45,41	3,38	н.о.	н.о.
2	50,98	0,32	43,15	5,05	н.о.	н.о.
3	51,87	0	45,25	2,3	н.о.	н.о.

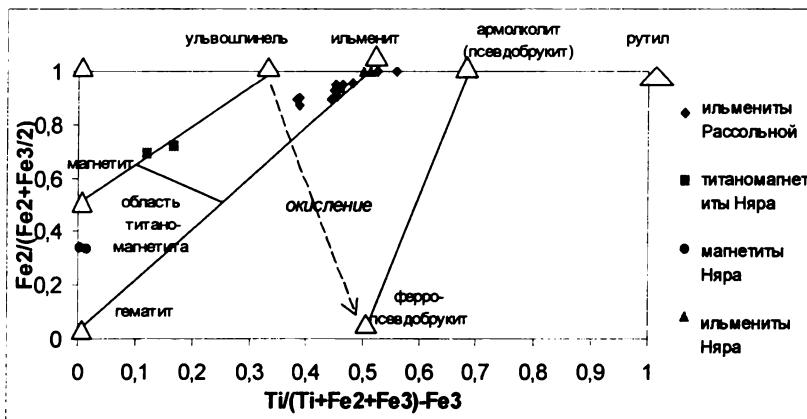


Рис.3. Положение оксидов железа и титана на модифицированной диаграмме Хагерти

Гранаты, состав которых определен на микрозонде (табл.3), имели оранжевую, оранжево-красную окраску с показателем преломления (N) < 1,780. Все они оказались низкохромовыми (Cr_2O_3 от 0,0 до 0,07%), высокомагнезиальными (MgO от 7,99 до 11,0%) и принадлежат к магнезиальным альмандинам эклогитового парагенезиса. На диаграмме Н.В. Соболева изученные гранаты далеко отстоят от ассоциаций алмазоносных пород Красновишерского района, группируясь при этом в поле эклогитов не алмазоносного парагенезиса.

Таблица 3

№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
Магнезиальные альмандины и альмандин-пироглы								
11Н	37,9	0,07	21,5	0,07	27,6	1,54	11	2,1
14Р-1	37,3	0,05	23	0	30	0,72	8,64	2,87
14Р-2	37,4	0	21,9	0	27,8	0,72	7,99	7,07
20Н-2	38,4	0,08	22,4	0	29,7	0,77	10,7	2
22Н	37,35	0,02	22,73	0,01	30,18	0,57	10,6	1,29
23Н	38,8	0,1	23,1	0,03	27,6	0,35	10,9	1,4
	38,04	0	22,29	0	28,52	0,89	6,9	3,26
Уваровит								
23Н	35,6	0,5	6,48	19,7	0,75	1,12	0,41	36

По заключению Л.И. Лукьяновой (г. Санкт-Петербург), проанализированные ассоциации минералов связаны со щелочными ультраосновными породами (пикриты, тешениты и др.), типичными для Западно-Уральской зоны, высокобарические минералы отсутствуют, но замечено, что они и в более глубинных породах редки. По химическому составу исследованные минералы находятся в тесной генетической связи с минералами-спутниками алмазоносных пород Красновишерского края (месторождение Рассольная и Волынка), хотя присутствуют и другие разности (рис.3).

* * *

Принимая во внимание современную гипотезу о происхождении алмазоносных пород уральского типа [5], учитывая материал ряда предыдущих работ (Попов и др., 1984) и результаты наших исследований, можно констатировать, что изученный объект является сложным многоформационным телом, в формировании которого участвовали различные процессы эндогенного и экзогенного характера. По своим литологическим, петрографическим и геохимическим характеристикам

данный объект близок к флюидно-эксплозивным образованиям уральского типа Красновишерского района [6, 8 - 10].

Окончательный вывод о принадлежности данного образования к алмазоносным породам может быть сделан только после более глубокого геолого-структурного и вещественного изучения отложений и крупнообъемного опробования на алмазы с использованием опыта работы с подобными объектами в Красновишерском крае.

Библиографический список

1. Геология СССР. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. М.: Недра, 1965. Т.12. Ч.1, кн.1.
2. *Казымов К.П.* Условия образования и вещественный состав кайнозойских отложений эрозионно-карстовых депрессий западного склона Среднего и Северного Урала в связи с их алмазоносностью: Автореф. канд. дис. Пермь, 1992. 16 с.
3. *Курбацкая Ф.А.* Формации и палеотектоника Уральской окраины Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии: Автореф. д-ра геол.-мин. наук. М., 1985. 24 с.
4. *Осовецкий Б.М.* Питающие и терригенно-минералогические провинции современного аллювия Прикамья // Геология и петрография Западного Урала. Пермь, 1970.
5. *Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Рыбальченко Т.М.* О новом типе магматизма как возможном источнике уральских алмазов // Моделирование геологических систем и процессов: Материалы регион. науч. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1996. С. 111-113.
6. *Рыбальченко Т.М.* Петрографическая характеристика алмазоносных магматитов Полюдова Кряжа // Вестник Перм. ун-та. 1997. Вып.4. Геология. С. 41-52.
7. *Рыбальченко А.Я.* Геологическая модель алмазоносных флюидизатно-эксплозивных структур уральского типа // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы 13 геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар, 1999. Т IV. С. 109-111.
- 8 *Чайковский И.И.* Типизация алмазоносных флюидно-эксплозивных образований Северного Урала // Вестник Перм. ун-та. 1997. Вып.4. Геология. С.53 - 66.
9. Он же. Типизация эксплозивных структур // Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья: Материалы регион. науч. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1998. С. 14-18.
- 10 Он же. Самородные минералы алмазоносных туфов Полюдово-Колчимского поднятия и их генетическое значение // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы 13 геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар, 1999. Т IV. С. 129-132.

Т.Г. Шумилова, Л.Д. Лаврова, Т.Е. Екимова, В.Г. Лукин
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, ЦНИГРИ

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАФИТА ИЗ АЛМАЗСОДЕРЖАЩИХ И ВМЕЩАЮЩИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Ранее нами было установлено, что графит алмазсодержащих пород Кумдыкольского месторождения (Северный Казахстан) обладает рядом особенностей, которые позволяют использовать его в качестве минерала-спутника алмазов [2, 3].

Обнаружение алмазов в породах Шумихинского метаморфического комплекса (Средний Урал) [1] побудило нас провести сравнительный анализ графита содержащих и вмещающих пород этих объектов.

Рентгеноструктурные исследования позволили получить совершенно адекватные дифракционные профили графита из алмазсодержащих пород Кумдыкольского месторождения и Шумихинского комплекса.

Исследования графита методом Дебая-Шеррера выявили значительное структурное разнообразие отдельных индивидов графита как в алмазсодержащих, так и во вмещающих породах. При этом удалось установить, что алмазсодержащие породы содержат графит с относительно большим параметром базальной сетки, который в среднем составляет $3,38 \text{ \AA}$ для графита вмещающих пород эта величина соответствует $3,33 \text{ \AA}$.

Для Шумихинского метаморфического комплекса дебаевские характеристики графита из алмазсодержащих и вмещающих пород практически идентичны.

Термический анализ графита Кумдыкольского месторождения показал его существенное несходство в алмазоносных и неалмазоносных породах. Было установлено, что графит из алмазсодержащих пород соответствует графиту зеленосланцевой фации регрессивного типа метаморфизма, а графит из вмещающих пород - графиту амфиболитовой фации регионального метаморфизма прогрессивного типа.

Термические характеристики шумихинского графита смешены в сторону более высоких температур и в отличие от кумдыкольского графита они соответствуют графиту регионального метаморфизма рег-

рессивного типа эпидот-амфиболитовой фации как для алмазсодержащих, так и для вмещающих пород.

Полученные данные позволяют с достаточной уверенностью говорить о том, что графит алмазсодержащих пород Кумдыкольского месторождения и Шумихинского метаморфического комплекса отражает существенное сходство внутреннего строения: и в первом, и во втором случаях он соответствует графиту регрессивного типа метаморфизма.

Поскольку графит в данном случае выступает в роли минерала-индикатора условий образования алмазов [2, 3], то полученные данные свидетельствуют о связи алмазообразования данных объектов с наложенным процессами, причем для Шумихинского комплекса, вероятно, свойственны более высокие значения температуры и давления кристаллизации алмазов.

Библиографический список

1. Кейльман Г.А., Лукин В.Г. Алмазы в гнейсовом комплексе // Изв. Урал. горн. ин-та. 1993. № 2. С.92-94.
2. Шумилова Т.Г. Минералогия скелетных алмазов из метаморфических пород. Сыктывкар: Геопринт, 1996. 46 с.
- 3.Она же. Способ поисков алмазов некимберлитового типа: Патент №2087012 РФ. Опубл. 10.08.1997. Бюл.№ 22.

Т.М. Рыбальченко, Ю.А. Рыбальченко
Пермский университет

ХАРАКТЕРИСТИКА ПИРОКСЕНОВ ИЗ ТУФФИЗИТОВ ПОЛЮДОВА КРЯЖА

В составе алмазоносных туффизитов и ксенотуффизитов Полюдова Кряжа, интенсивно измененных процессами автометасоматоза, установлены фенокристы (в эффузивоподобных разностях) и фенокласты (в пепловых разностях) клинопироксенов, псевдоморфозно замещенные агрегатом глинистых минералов (смектит), реже карбонатом. В шлифах зерна пироксенов узнаются по характерному таблитчатому и короткопризматическому облику кристаллов, реликтовой спайности, вдоль которой развиваются вторичные минералы (карбонаты, хлорит, гидроокислы железа). Размер зерен клинопироксенов не превышает 0,5 – 0,8 мм. Встречаемость пироксенов в туффизитах значительно ниже,

чем флогопитов и оливинов, сохранность плохая. Но в тяжелой фракции протолочных проб выделены отдельные свежие зерна пироксенов, состав которых может быть сопоставлен с составом пироксенов из кимберлитов, лампроитов и родственных им пород с целью исследования их генетической принадлежности.

Зондовые анализы 22 зерен пироксенов выполнены в лабораториях ВСЕГЕИ, ИГЕМ и ВНИИ океанологии. Зерна свежих клинопироксенов имеют толстотаблитчатую или столбчатую формы с угловатыми контурами, иногда представляют собой выколки по слайности размером 0,15 – 0,45мм. Их цвет изменяется от серо-зелёного до бутылочно-зелёного и изумрудно-зелёного (у хромсодержащих разностей). Одно зерно ортопироксена имеет уплощённую форму, светло-бурый цвет, размер 0,2-0,45 мм.

По классификации Стефенса и Доусона состав пироксенов соответствует диопсиду – 31,8 %, низкохромовому диопсиду – 31,8%, Ti–Cr-диопсиду – 18,2%, хромдиопсиду - 13,6%, хромэнстититу - 4,6%. Пироксены всех этих групп отмечены в кимберлитах, перидотитах и в качестве включений или сростков с алмазами [3].

По соотношению Ca, Mg и Fe составы клинопироксенов соответствуют диопсиду – Mg-авгиту - салиту. Доля волластонитового минала составляет 45 – 62%, энстатитового – 26 - 40% , ферросилитового – 5 – 20%; соотношение Al, Na, Cr, Fe³⁺ свидетельствует о невысоком содержании жадеитового и акмитового миналов, при широком развитии изоморфизма Al и Cr.

Диаграмма соотношения Ca - Mg - Fe (рис. 1) демонстрирует распределение точек составов клинопироксенов туффизитов среди полей кимберлитов, лампроитов и щелочных пород: 4,8% точек попадают в поле составов клинопироксенов, включенных в алмазы Урала и Якутии, 9,5% - в поле клинопироксенов из основной массы оливиновых лампроитов Западного Кимберли [2], 23,1% - в поле лампроитов Лейцит Хиллс, 19,0% - в поле камафугитов. Повышенная кальциевость и железистость части (28,6%) зерен выделяет их в самостоятельное поле, в отличие от клинопироксенов из кимберлитов и лампроитов.

Содержание Ti в клинопироксенах Полюдова Кряжа относительно низкое и изменяется от 0 до 0,023 формульных единиц (в пересчете на 6 атомов кислорода), что значительно ниже, чем в диопсидах из основной массы лампроитов Австралии (0,018 – 0,075) и Лейцит Хиллс (0,005 – 0,038) [7], но очень близко содержанию титана в лампроитах Алдана (0 - 0,021) и ксенокристах трубок «Мир» и «Удачная» [6]. Наряду с низкими содержаниями Ti клинопироксены характеризуются высокими концентрациями Al (0 – 0,24 форм. ед.), также сбли-

жающими их с таковыми из лампроитов Алдана и кимберлитов трубы «Мир».

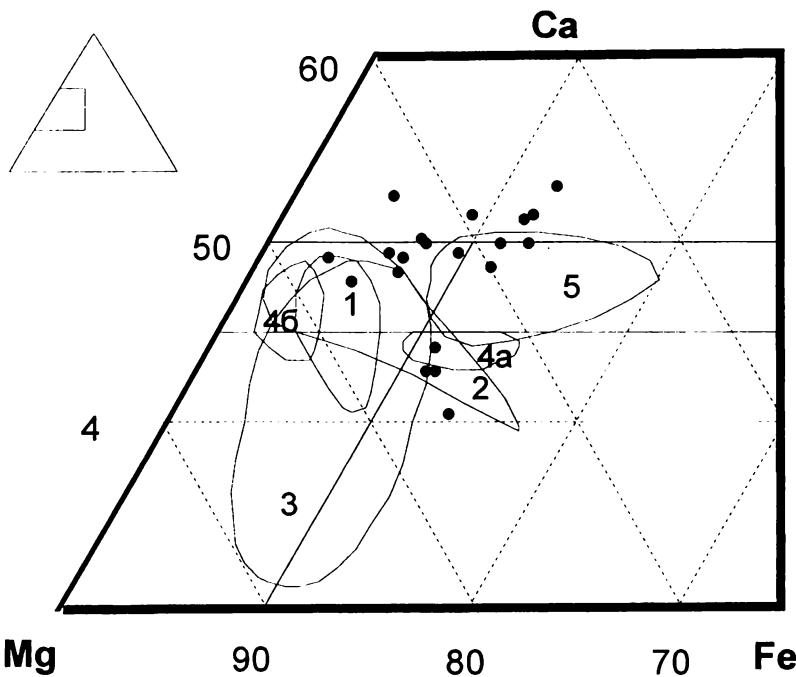


Рис.1. Особенности состава клинопироксенов на диаграмме $[Ca]$ - $[Mg]$ - $[Fe_{3+}+Fe_{2+}]$ (расчет по кислородному методу при $O=6$). Поля: 1-клинопироксенов основной массы оливиновых лампроитов Западного Кимберли; 2-клинопироксенов лампроитов Лейцит Хилс (Mitchell, 1991); 3-клинопироксенов ксенолитов кимберлитов Якутии; 4 (а,б) - клинопироксенов включений в алмазах Якутии, Урала и Африки (Тронева и др., 1978); 5-камафугитов (Кононова и др.); точки - составы клинопироксенов из туффизитов Полюдова Кряжа

Содержание Al, как правило, более высокое, чем необходимо для заполнения тетраэдрических позиций, избыток катионов Al существует в виде дистенового компонента, находясь в шестерной координации в структурной решетке минерала.

Различия в закономерностях распределения Ti и Al проявляются при сопоставлении формульных долей Al и Ti. На диаграмме Ti - Al (рис. 2) отчетливо выделяются кластеры клинопироксенов, образован-

ные вертикальной группой полей, включающей составы клинопироксенов из лампроитов Австралии и США, характеризующихся низкими формульными долями алюминия (до 0,03) при умеренном и максимальном содержанием Ti (до 0,07). Другой кластер образуют перекрывающиеся поля клинопироксенов из лампроитов Алдана, Лейцит Хиллс и Романской провинции, характеризующиеся низкими и умеренными значениями содержания Ti (до 0,02) и широкими вариациями доли Al (от 0,03 до 0,1 и выше). Клинопироксены из туффизитов демонстрируют интенсивное увеличение доли Al при слабом росте содержания Ti. Все анализы клинопироксенов составов «лежат» ниже линии $2Al/Ti$, при этом их большая часть (71%) попадает в область перекрывающихся полей составов клинопироксенов Романской провинции и ксенокристов из лампроитов Алдана и Лейцит Хиллс, 4,8% соответствуют клинопироксенам из лампроитов трубок взрыва Алдана, а 19,0% располагаются в поле составов лампроитов Австралии и США.

Зависимость содержаний Al и Si, выраженная в формульных единицах при расчете на 6 атомов O, приведена на соответствующей диаграмме (рис.3). Содержание Si колеблется от 1,84 до 2,06, составляя в среднем 1,95, что соответствует вариациям Si в клинопироксенах из лампроитов и кимберлитов. Количество Al (до 0,24 форм. ед.) значительно выше, чем в типичных агпайтовых лампроитах, но ниже, чем в клинопироксенах из лейцитит-тефритовой и камафугитовой серий [1]. При этом 23,8% точек составов клинопироксенов из туффизитов попадают в поле составов ксенокристов из лампроитов Алдана и Лейцит Хиллс, 9,5% - в поля фенокристов трубок взрыва и силлов Алдана, 19,0% точек соответствует составам карбонатитов, 19,0% - составам клинопироксенов из лампроитов Западного Кимберли (поле 4). Близкие по составу клинопироксены с повышенным содержанием глинозема описаны в основной массе кимберлитов, слагающих дайки (Онтарио) [6], и в дайках ультраосновных пород и лампрофиров, сопровождающих кимберлиты (трубка Де-Бирс, трубка Весельтон) [6].

Содержание Na_2O в клинопироксенах Полюдова Кряжа изменяется от 0 до 0,85%, составляя в среднем 0,14%. Это отличает их от клинопироксенов кимберлитов, характеризующихся повышенными содержаниями Na_2O (0,67 – 4,71%), и особенно от клинопироксенов из алмазов Якутии и Африки (1,4 – 4,7%) [4] и подчеркивает схожесть с клинопироксенами лампроитов (0,15 – 0,54% Na_2O) [6].

Присутствие Cr_2O_3 в количествах, превышающих предел чувствительности анализа, отмечено в 42% изучаемых зерен. Содержание его варьирует до 0 до 2,03%, составляя в среднем 0,41%, что ниже его

концентрации в кимберлитах (0,78 – 2,81%, в среднем 1,62%) и близко к содержанию в лампроитах (0,16 – 0,58%)[1].

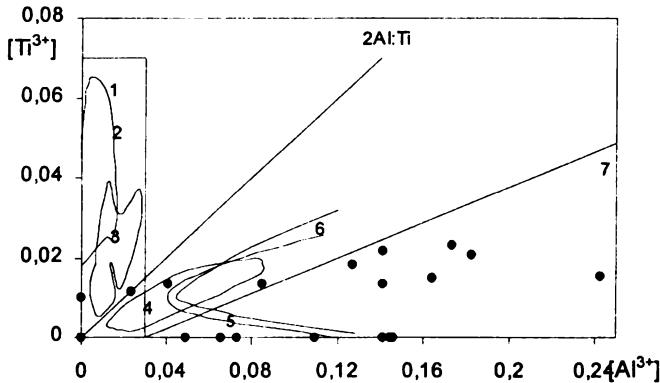


Рис.2. Особенности состава клинопироксенов на диаграмме $[\text{Ti}]$ - $[\text{Al}]$ (расчет по кислородному методу при $\text{O}=6$).

Поля из лампроитов: 1-Lamproites; 2-West Kimberley; 3-Leucite Hills (Mitchell, 1991); 4-трубок взрыва Алдана; 5-ксенокристаллов Алдана; 6-ксенокристаллов Лейцит Хиллс (Кононова, 1991); 7-Roman Province (Mitchell, 1991); точки - составы клинопироксенов из туффитов Полюдова Кряжа

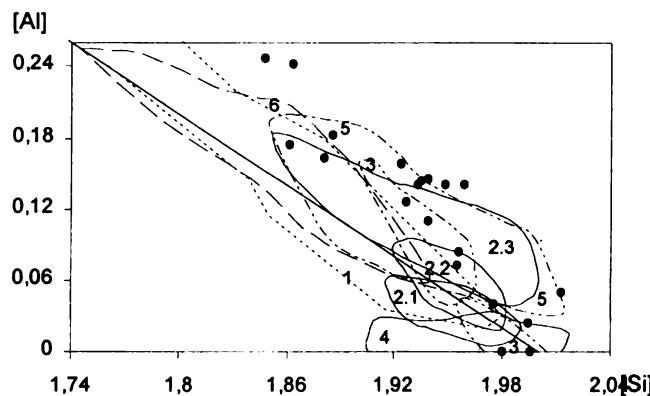


Рис.3. Особенности состава клинопироксенов на диаграмме $[\text{Si}]-[\text{Al}]$ (расчет по кислородному методу при $\text{O}=6$).

Поля: 1-леjцититов; 2-лампроитов Алдана: 2.1-трубок взрыва, 2.2-силов, 2.3-ксенокристаллов Центрального Алдана; 3-ксенокристаллов лампроитов Лейцит Хиллс (Кононова, 1991); 4-Lamroite West Kimberley, Leucite Hills, Smoky Butte, Prairie Creek (Mitchell, 1991); 5-карбонатитов, 6-камауфититов (Кононова, 1991); точки - составы клинопироксенов из туффитов Полюдова Кряжа

Для клинопироксенов характерны отрицательные коэффициенты корреляции для пар $\text{Na} - \text{Cr}$, $\text{Ti} - \text{Cr}$, $\text{Ti} - \text{Na}$. Диопсиды близкого состава описаны в качестве несомненно первичной кристаллизационной фазы в составе основной массы слюдяных кимберлитов нескольких южноафриканских трубок [3].

Ортопроксен характеризуется очень высоким содержанием Mg (34,32%), Cr (0,68%) и отсутствием Al , что свидетельствует о его возможном поступлении из деплетированного перидотита и подчеркивает сходство с энстатитами лампроитов трубки Аргайл [7].

Сопоставление клинопироксенов из туффизитов, лампроитов, кимберлитов и других щелочных пород выявило определенные черты их сходства и различия. Не вызывает сомнения тот факт, что клинопироксены из туффизитов принадлежат глубинному парагенезису и по основным своим характеристикам (магнезиальности, кальциевости, содержанию Cr , Ti , присутствию Na) соответствуют клинопироксенам из основной массы кимберлитов, лампроитов и глубинных перидотитов. Особенностью клинопироксенов из туффизитов является присутствие значительного количества Al в шестерной координации и редкое (19%) участие жадеитового минала в составе минералов.

Состав клинопироксенов является одним из наиболее чувствительных индикаторов химизма субстрата и физико-химических параметров среды кристаллизации. Изменчивость состава клинопироксенов свидетельствует о высокой степени дифференцированности исходной мантии, что характерно для районов развития алмазоносных пород. Высокая кальциевость и непостоянное присутствие жадеитового компонента определяют невысокую температуру образования пироксенов – 900 – 1100°C [5], а наличие акмитового минала отражает повышенный окислительный потенциал мантийного субстрата, обогащенного легкоплавкими и летучими компонентами. Все эти параметры характерны для клинопироксенов «алмазной» ассоциации и не противоречат условиям образования магмы, продуцировавшей туффизиты «алмазной» субфации глубинности.

Библиографический список

1. Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др. Лампроиты. М.: Наука, 1991. 302 с.
2. Джейкс А., Лус Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии: Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 430 с.
3. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них: Пер. с англ. М.: Мир, 1983. 300 с.
4. Кимберлитовые породы Приазовья. М.: Наука, 1978. 320 с.

- 5.Лазько Е.Е. Минералы-спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород. М.: Наука, 1979. 192 с.
- 6.Никишов К.Н. Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. М.: Наука, 1984.
- 7.Mitchell R.H., Bergman S.C. Petrology of lamproites. Plenum press. N. Y.; L., 1991.

И.И. Чайковский, Е.В. Чайковская
Пермский университет

ТИПОМОРФИЗМ СУЛЬФИДОВ ЖЕЛЕЗА ИЗ АЛМАЗОНОСНЫХ ПИРОКЛАСТИТОВ СЕВЕРНОГО УРАЛА

Сульфиды формировались как в мантии, так и за ее пределами в процессе приповерхностного становления алмазоносных пирокластитов Полюдово–Колчимского поднятия (ПКП).

Сульфидные включения в алмазах Урала встречаются чаще других минералов. При изучении их формы и химического состава [1] было установлено, что пирротин, пентландит и халькопирит являются результатом распада моносульфидного Fe–Ni-твердого раствора, который кристаллизовался из расплава, сосуществующего с эклогитовым. Выполненные Э.С. Ефимовой расчеты состава исходной сульфидной жидкости позволили показать (рис.1), что уральские алмазы кристаллизовались из субстрата, предельно обогащенного S и Fe.

Аутогенные сульфиды являются существенной составляющей измененных до гидрослюдистого материала пирокластитов, образующихся в головной части флюидно–магматической колонны [5].

Мельниковит и глобулярный пирит. Рассеянная тонкодисперсная мельниковитовая вкрапленность определяет черный цвет пирокластитов, подчеркивая флюидальную текстуру и декорируя плоскостные эксплозивные деформации в зернах захваченного ксеногенного кварца. Окрашиваются также трещины и основная масса вмещающих песчаников. Все это отражает подвижность сульфидных соединений и их образование до или во время взрывных процессов. Тонкодисперсность мельниковита, скорее всего, является результатом взаимодействия железа из тонких пепловых частиц с сероводородом

при вскипании магматического материала по реакции $H_2S + Fe^{2+} \rightarrow FeS(FeS_2) + 2H^+$. Вполне вероятно, что выделение водорода (в т. ч. за счет гидролиза силикатов) и его взрывное соединение с кислородом вызывало эксплозивные процессы. Они привели к появлению плоскостных деформаций в зернах осадочного кварца, нередко декорируемых мельником (рис. 2а).

На некоторых проявлениях отмечается укрупнение сульфидных частиц до сферул размером от 0,004 до 0,3 мм (рис. 2б). Эти шаровидные выделения могут встречаться изолированно или образовывать скопления, напоминающие плоды малины (*фрамбоидальный пирит*). Появление таких сферул возможно в подвижной (кипящей) взвеси при коагуляции коллоидных растворов в условиях перемешивания или кипячения [2]. Их дальнейшее укрупнение приводит к возникновению на отдельных индивидах октаэдрических граней. В процессе роста фрамбоидальный пирит приобретает характерную «оплывшую» (кокломорфную) поверхность (рис. 2в), возникающую при кристаллизации из гелей.

Таким образом, мельником и фрамбоидальный пирит ПКП связаны со вскипанием магматического материала и представляют собой наиболее ранние продукты кристаллизации сульфидного геля. Подобные минеральные фазы, которые образуются одними из первых, широко известны на колчеданных месторождениях.

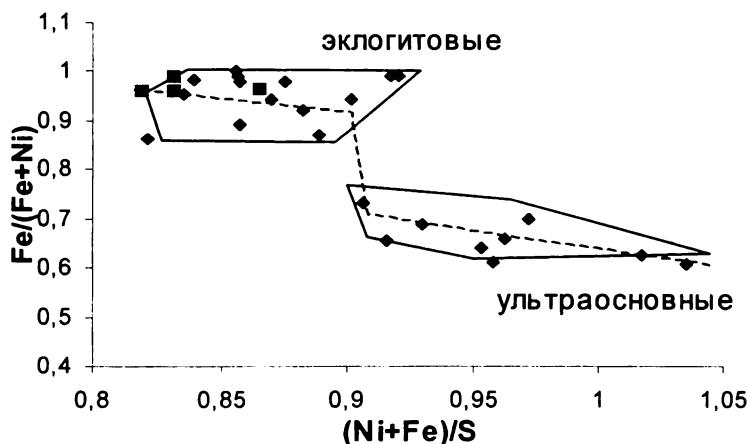


Рис.1. Положение вычисленных сульфидных расплавов, существующих с алмазами различных ассоциаций. Квадратиками обозначены включения в уральских алмазах

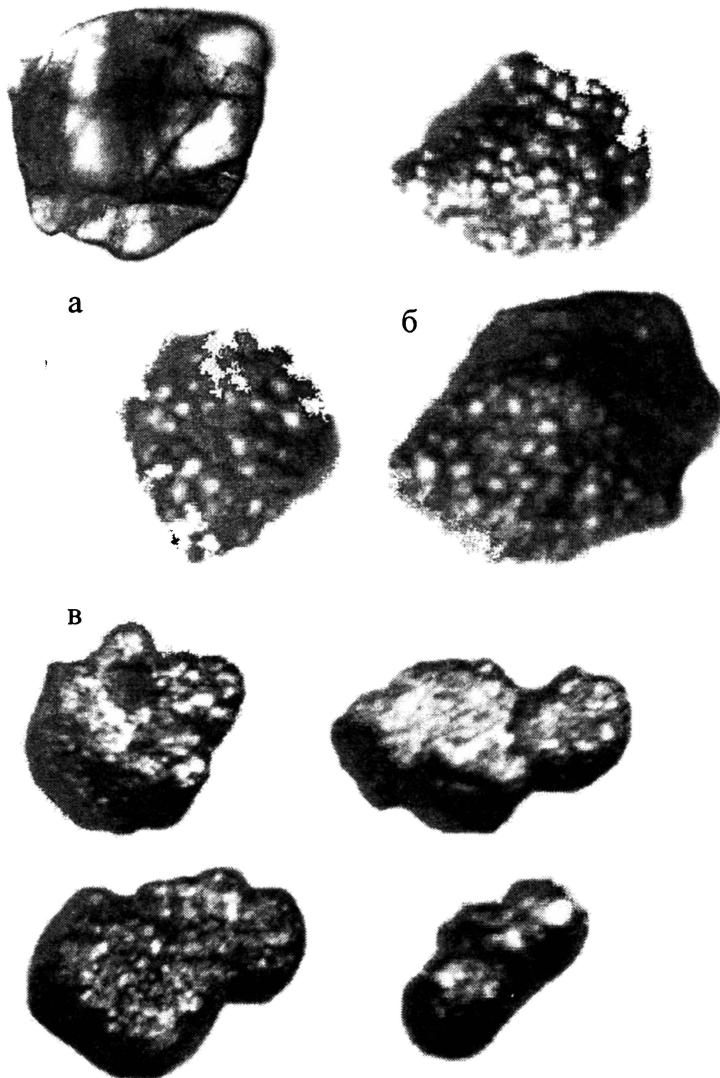


Рис. 2. а - мельниковит, окрашивающий трещины ксеногенного кварца; б, в - морфология агрегатов фрамбоидального пирита с глобулярным строением и «оплывшей» поверхностью, соответственно

Пирротин встречен в жилах грязевых туфов, где его содержание достигает 23 кг/м³. Тяготея к их краевым частям, к центру он постепенно сменяется дисульфидами. Пирротин представлен пинакоидальными кристаллами и их уплощенными агрегатами (рис.3), ориентированными параллельно флюидальности и контактам жил. Его индивиды часто изогнуты, края «надрезаны» со смещением и сильно расщеплены по отдельности вплоть до образований, напоминающих розы. Появление подобных форм возможно при быстром росте в пересыщенной среде и оказании механической нагрузки на еще растущие пластичные (горячие) кристаллы. Часто индивиды пирротина прорастают зерна кварца насквозь в одном или нескольких направлениях, развиваясь по плоскостям деформаций, декорированным мельниковитом. Пирротин не магнитен. Его кристаллы нередко покрыты дисульфидами.

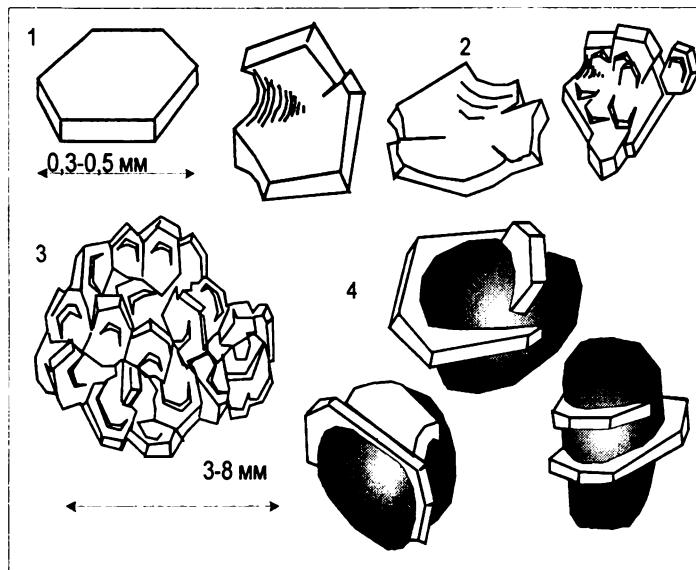


Рис.3. Морфология кристаллов пирротина и его агрегатов из жилы грязевых туфов р. Илья-Вож: 1- недеформированный кристалл; 2- изогнутые и расщепленные индивиды; 3- уплощенный агрегат; 4- прорастание кристаллов пирротина по эксплозивным деформационным плоскостям в ксеногенном кварце

Как известно [3,4], пирротин образуется при более высокой температуре, чем дисульфиды железа, при высоком давлении Н и низком давлении H_2S . Отсутствие магнитности отражает относительную бедность серой и принадлежность к гексагональной модификации, которая в лабораторных условиях получается при нагревании моно-клининой выше 300°C. Таким образом, пирротин кристаллизуется после взрывных процессов несколько раньше дисульфидов из наиболее кислых и высокотемпературных гидрослюдисто-водных растворов (грязи) в процессе их подъема к земной поверхности.

Марказит встречается в пирокластических образованиях с высоким содержанием глинистой составляющей.

В гидрослюдисто-железистых туфах Ефимовки, характеризующихся наибольшим содержанием марказита (45 кг/т), выделяется 3 морфологических типа (рис.4). *Первый тип* представлен относительно редкими гладкогранными кристаллами и закономерными срастаниями в основной массе. Они образованы гранями дипирамиды и двумя равными по площади пинакоидами. Марказиты *второго типа* встречаются чаще. Они отмечаются в виде самостоятельных кристаллов и нарастают на более ранние индивиды (первого типа). Для них характерна уплощенно-призматическая форма с грубой штриховкой. На гранях преобладающего пинакоида часто возникают синтаксические индивиды, покрывающие его чехлом двойников, четверников или пятерников. *Третий тип* представлен уплощенно-призматическими кристаллами, двойниками, друзьями, которые несут на себе отпечатки роста на подложке. Их формирование связано, скорее всего, с трещинами, образовавшимися при литификации туфов. Как в основной массе породы, так и в прожилках на марказитах отмечается эпитаксическое нарастание более позднего пирита.

Самыми ранними являлись гладкогранные кристаллы первого типа, растущие в проницаемом субстрате с высоким содержанием воды. В процессе обезвоживания туфового материала среда резко пересыщается. Начинают расти кристаллы второго типа, нередко образуя чехол из двойников на ранних индивидах. В процессе дальнейшей литификации породы в трещинах отдельности из отжатых истинных растворов формируется поздний марказит. В течение всего периода кристаллизации возникают самые различные двойники. Перманентный характер их появления может отражать пересыщенность среды и наличие огромного числа зародышей, роль (или затравки) которых, очевидно, выполняли мельниковитовые частицы.

Для гидрослюдистых и гидрослюдисто-карбонатных туфов других месторождений ПКП характерны метакристаллы, обра-

зывающие рассеянную вкрапленность в основной массе, а для ксенотуфов – щетки и срастания в прожилках.

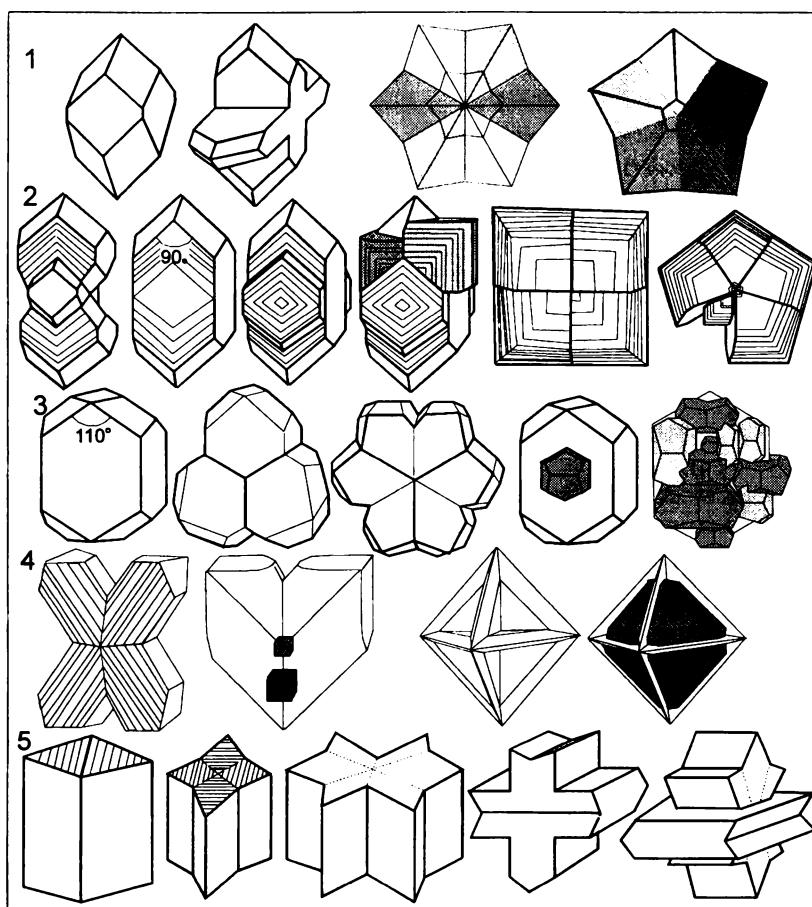


Рис. 4. Морфология марказита из месторождений Полюдово–Колчимского поднятия: 1-3 –генерации кристаллов из гидрослюдисто–железистых туфов Ефимовки; 4-двойники и синтаксические сростки с пиритом (Волынка); 5-кристаллы из прожилков в ксенотуфах Ефимовки

Таким образом, высокая встречаемость в пирокластитах ПКП двойников срастания и прорастания марказита (от двух до шести индивидов в агрегате) почти по десяти законам хорошо объясняется наличием огромного количества затравок (коллоидных частиц), часть которых могла находиться в закономерном положении. Значит, среда была пересыщена выше критического уровня. Нарастание марказита на пирротин в туфах свидетельствует о его более поздней кристаллизации. Смена моносульфида (пирротина) дисульфидом (марказитом) отражает возросший Eh среды и окисление серы по формуле $2S^{2-} - 2e \rightarrow [S_2]^{2-}$. Однако образование марказита (а не пирита) – показатель того, что гидротермальные растворы еще сохранили свой кислый характер.

Пирит является самым распространенным из сульфидов и фиксируется практически во всех телах от редких знаков до сотен килограмм на метр кубический. Наибольшие содержания характерны для туфовых тел, обогащенных мельниковит–гидрослюдистой составляющей.

Для ксенотуфов характерны два морфологических типа кристаллов и агрегатов пирита (рис.5). *Первый* представлен метакристаллами, росшими в основной (водонасыщенной гидрослюдистой) массе. Они отмечаются во всех проявлениях и схожи между собой. Различия в кристаллах *второго типа* (пирит из полостей) предопределяются консистенцией вмещающих пород и характером их литификации. В ксенотуфах, содержащих много песчаного материала, дегазация и уплотнение происходят равномерно с образованием плитчатой отдельности, в трещины которой и устремляется остаточный водный раствор. В раскрывающихся полостях формируются изолированные кристаллы и параллельно–шестоватые агрегаты пирита с просечкой. В щебнистых ксенотуфах (туфобрекчиях), основная ткань которых сложена водонепроницаемыми глинистыми минералами, порода уплотняется с образованием долгоживущих капиллярных каналов. Эти нитевидные полости и выступают средой минералообразования, в которой кроме пирита образуются позднее барит и халцедон, нарастающие в виде «хвостов». Таким образом, пирит ксенотуфов начал формироваться в еще не связанным после внедрения водонасыщенным материале (метакристаллы), а заканчивался в открывавшихся контракционных трещинах или капиллярных каналах литифицирующейся породы (агрегаты с просечкой и игольчатые агрегаты). Пирит является также характерной ($4-5 \text{ кг}/\text{м}^3$) составляющей маломощных жил, выполненных грязевыми туфами. Обычно в таких жилах наибольшая часть сульфидной минерализации приходится на пирит, который нарастает на индивиды марказита и пирротина.

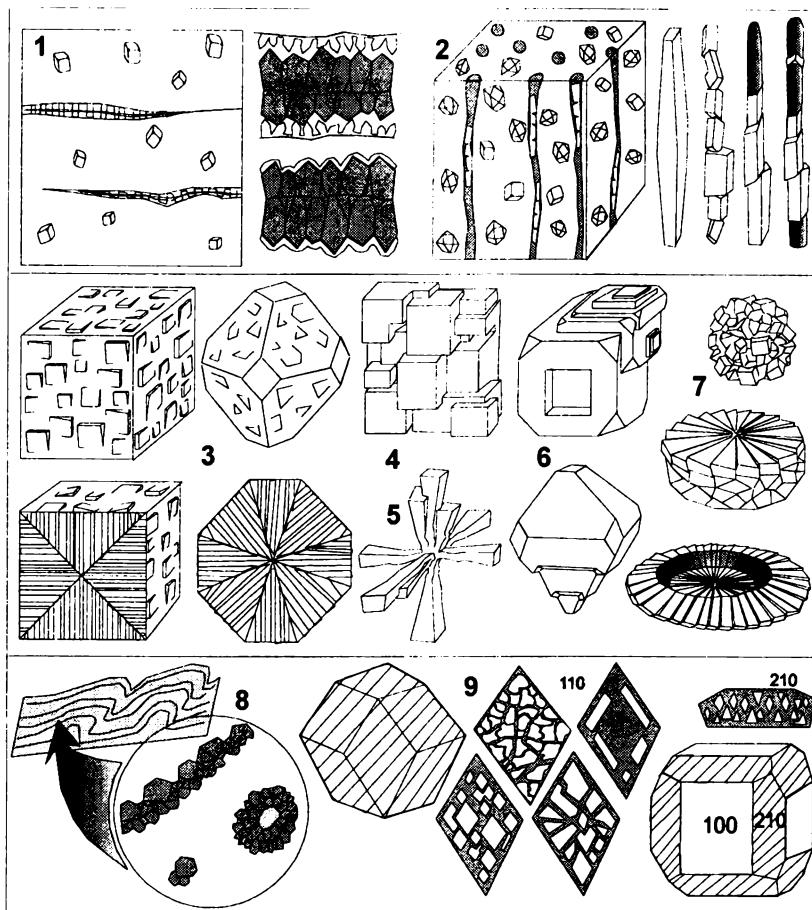


Рис. 5. Морфология пирита из пирокластитов Полюдово–Колчимского поднятия: 1–метакристаллы из основной массы и шестоватые агрегаты из раскрывающихся прожилков ксенотуфов Ефимовки; 2–метакристаллы и игольчатые индивиды (с халцедоновыми хвостами) из капилляров ксенотуфов Сев.Колчима; 3–7–кристаллы из туфов Волынки (3–с игольчато–секториальным строением, 4–с блочной поверхностью, 5–скелетный, 6–скипетровидные, 7–конкремция, полусферический и дисковидный сферолиты); 8–полосчатое распределение пиритовых агрегатов в туфах Дресвянки; 9–эпитаксические нарастания гидрослюды на ромбо- и пентагонододекаэдрические грани из туфов Ефимовки

Часто встречаются метакристаллы (0,2-5 мм) с «паркетной» поверхностью и радиально-секториальным строением. Они состоят из параллельных игольчатых субиндивидов, ориентированных по нормали к грани. Между ними иногда хорошо заметны игольчато-пластинчатые вrostки гидрослюды, которые, вероятно, и вызывали внутреннее расщепление и как следствие – «паркетную» поверхность. Реже отмечаются близкие к ним индивиды с блочным строением, своеобразные скелетные кристаллы, конкреции и различные сферолиты, также указывающие на быстрый (расщепленный) рост из пересыщенной среды. Появление скипетровидных кристаллов с отдельными отрицательными площадками на гранях отражают уже затрудненный доступ питающих растворов к растущим граням. Таким образом, морфология пирита из маломощных жил свидетельствует о быстротечности и нестабильности гидротермального минералообразования.

В значительных по мощности туфовых телах сульфиды железа представлены исключительно пиритом (до 240 кг/м³- Дресвянка). Его индивиды характеризуются простым строением и образуют цепочки сростков и конкреции, подчеркивающие флюидальность туфов. Это можно объяснить стабильностью условий кристаллизации, которые поддерживались большим объемом туфового тела.

В линзовидных туфовых телах, отжатых при усадке ксенотуфов, на поверхности кристаллов пирита часто фиксируются вростки гидрослюды. Нередко закономерная ориентировка слюды и приуроченность только к граням с низкой ретикулярной плотностью (110, 210) позволяют считать природу их срастания синтаксической.

Таким образом, пирит преобладает над другими сульфидами и образуется позже них. Строение его индивидов и агрегатов зависит от характера литификации (основная масса – прожилки и капилляры) и мощности тел (совершенные – высокодефектные). Тесная взаимосвязь морфологии пирита с усадкой и обезвоживанием вмещающих их туфовых тел свидетельствует о его кристаллизации из растворов, удерживаемых гидролизованной до глинистых минералов пирокластикой.

* * *

Состав сульфидных включений в уральских алмазах отражает изначальную обогащенность эклогитового субстрата серой и железом. В процессе флюидизации мантийного вещества эти компоненты унаследуются магмой, транспортирующей алмазы к земной поверхности. Взаимодействие пирокластики с водой и сероводородом при вскипании магмы приводит к образованию сульфидного геля. В процессе движения вулканического материала и его литификации происходит собирательная кристаллизация коллоидов. Сульфиды выделяются в

последовательности: мельниковит \rightarrow пирротин \rightarrow марказит \rightarrow пирит. Вначале их рост происходит из наиболее кислых резко восстановительных грязево-гидротермальных флюидов в еще не литифицированной водонасыщенной туфовой массе. Затем они образуются из более нейтральных и слабоокисленных собственно гидротермальных растворов, отжатых в трещины.

Работа выполнена при финансовой поддержке Пермгеолкома, договор 49/95.

Библиографический список

1. Ефимова Э.С., Соболев Н.В., Поспелова Л.Н. Включения сульфидов в алмазах и особенности их парагенезиса // ЗВМО. 1983. Вып. 3, ч. 112. С. 300-310.
2. Краснова Н.И., Петров Т.Г. Генезис минеральных индивидов и агрегатов. СПб: Невский курьер, 1997. 228 с.
3. Куллеруд Г. Обзор современных исследований сульфидных систем // Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1966. Вып. 3. С. 9-71.
4. Минералы: Справочник. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т.1. С. 219-224.
5. Чайковский И.И. Типизация, минералого-петрологическая модель формирования и формационная принадлежность алмазоносных грязевых вулканитов Полюдово-Колчимского поднятия // Геология Западного Урала на пороге XXI века: Материалы науч. конф. / Пермь. ун-т. Пермь, 1999. С. 43-51.

И.И. Чайковский
Пермский университет

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ХРОМСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ В АЛМАЗОНОСНЫХ ПИРОКЛАСТИТАХ СЕВЕРНОГО УРАЛА

В алмазоносных пирокластитах установлено большое количество минералов, которые образовались за счет изменения глубинных хромсодержащих фаз (хромитов, пикроильменитов и пиропов).

Продукты изменения хромшпинелидов встречены в грязевых туфах правобережья р. Илья-Вож и в ксенотуфах р. Ефимовки. Они представлены минералами, образовавшимися как на месте кристалла хромшпинелида (слюдисто-оксидная реакционная кайма), так и за его пределами (оторочка хлорита, кристаллы уваровита) (табл. 1, 2).

Минеральный состав и взаимоотношения различных фаз позволяют выделить три случая преобразования хромшпинелида и миграции слагающих его компонентов.

Таблица 1

*Состав минералов, развивающихся за счет хромита, мас. %**

Оксид	Реакционная слюдисто-оксидная кайма				Хромит с оторочкой,	
	фуксит	вторичные оксиды		хромит	хлорит	
SiO ₂	28,85	7,40	3,81	1,34	0	31,25
TiO ₂	10,85	3,63	4,32	4,47	0,65	0
Al ₂ O ₃	17,94	13,18	12,12	11,38	17,10	12,36
Cr ₂ O ₃	25,82	64,18	70,04	78,18	47,37	8,52
Fe ₂ O ₃	2,69	0	0	0	6,26	0,07
FeO	0	4,35	4,17	2,03	16,13	0,44
MnO	0	0	0	0	0	0
MgO	1,03	1,44	0,83	0,78	12,40	34,78
CaO	0,46	0,40	0	0	0	0
Na ₂ O	2,03	2,87	2,63	1,13	0	0
K ₂ O	5,18	0,16	0,75	0,25	0	0
Сумма	94,85	98,62	98,67	99,56	99,91	87,43

*ив-1/1 - левобережье р. Илья-Вож. Анализы выполнены О.А. Яковлевой во ВСЕГЕИ (Camebax) за счет средств ПГТСП Геокарта (коллекция автора)

Таблица 2

Состав уваровита из уральских месторождений, мас. %

Оксид	Ефимовка р-15/4	Ишковский карьер И-2	Акчимский лог, 1078	Месторождение Матка, скв. 139/30-34
SiO ₂	36,94	38,48	39,41	40,76
TiO ₂	0,77	0	0	0
Al ₂ O ₃	8,02	7,88	7,75	13,16
Cr ₂ O ₃	19,97	18,99	19,06	8,20
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0
FeO	0	0,27	0,30	4,26
MnO	0	0	0,02	0,52
MgO	0	0,16	0,22	0,31
CaO	34,39	34,22	33,24	32,80
сумма	100,08	100,0	100,0	100,0

Анализ Р-15/4 выполнен на микрозондовом анализаторе Camebax во ВСЕГЕИ (аналитик О.А. Яковлева), остальные в УГГА (аналитик В.Н. Ослоповских) (коллекция автора)

1) Реакционная кайма по хромшпинелиду

Хромшпинелид и вторичные фазы слагают зональный агрегат. В ядре находится реликтовое выделение хромита округлой формы. Крае-

вая часть зерна отличается коричневой окраской и составляет две трети его объема. Шероховатая поверхность шпинелида и неясно радиальное строение каймы позволяют считать их результатом реакционного взаимодействия хромита с окружающей средой. Оболочка представлена оксидной фазой, содержащей незначительные выделения слюдистого минерала. Для слюды характерен весьма необычный состав: высокие значения титанистости и хромистости. Первое сравнимо с содержанием TiO_2 в титанфлогопите и весьма редком воданите (до 9 и 12 мас. %). Второе характеризуется троекратным превышением (1-8,8 мас.% Cr_2O_3) максимальных концентраций хрома в фуксите (в хромовом мусковите, по [2], Cr не более 0,5 форм. ед.).

Формула ильяшовской слюды имеет следующий вид: $(K_{0.46}Na_{0.27})(Cr_{1.41}Al_{0.19}Ti_{0.51}Mg_{0.11}Ca_{0.04})[(Si_{2.73}Al_{1.27})O_{10}](OH)_2$. Данный минерал может быть назван ультрахромистым титановым фукситом. Присутствие титана, вероятно, объясняет недостаток одновалентных металлов вследствие изоморфизма по схеме $Ti^{4+} \leftrightarrow Me^+ + Me^{3+}$.

Оксидная фаза неоднородна по составу и представлена промежуточными продуктами разложения: хромшпинелид \rightarrow эсколаит ($Me_{0.86}Cr_{1.14}O_3 \rightarrow Me_{0.75}Cr_{1.25}O_3 \rightarrow Me_{0.54}Cr_{1.46}O_3$). При переходе от хромита к кайме резко падают содержания железа и магния, что свидетельствует о выносе этих элементов. На границе со шпинелидом отмечаются наиболее высокие значения для кремнезема и щелочных металлов, отражающие их диффузию из окружающей среды к центру. Самыми инертными компонентами, накапливающимися в кайме, являются хром и титан (рис. 1).

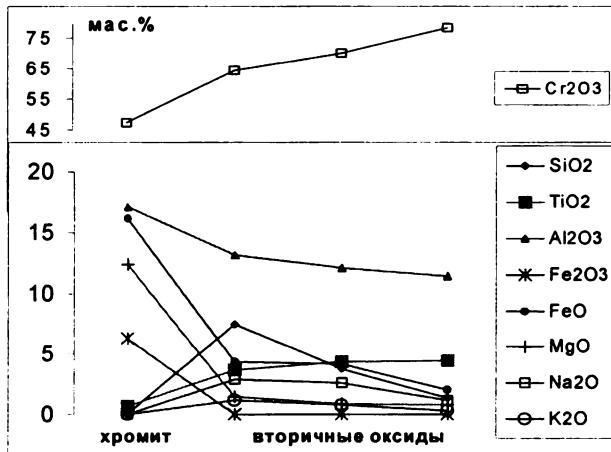


Рис. 1. Поведение оксидов во вторичной оксидной кайме

Отсутствие Fe_2O_3 в оторочке отражает восстановительный характер флюидов, вызвавших разложение хромшпинелида, а вынос Fe , Mg - кислый характер растворов. Привнос в оксидную фазу Si , Na , K и кристаллизация ультрахромистого титанового фуксита свидетельствуют об обогащенности флюида этими компонентами.

2) Хромит с хлоритовой оторочкой

Зерно представлено кристаллом хромшпинелида (0,2 мм) с округлыми ребрами, гладкой поверхностью и фрагментами оторочки, состоящей из розово-фиолетового хлорита толщиной около 0,05 мм.

Состав хромшпинелида (табл. 1) отвечает кристаллохимической формулой $(Mg_{0.59}Fe_{0.41})(Cr_{1.16}Al_{0.65}Fe_{0.17}Ti_{0.02})O_4$ и минальной формуле (шпинель-33, хромит-32, магнохромит-26, магнетит-9 мол. %). По соотношению кремния и железистости хлорит на диаграмме Хея соответствует хромовому клинохлору (кочубеиту) с кристаллохимической формулой $(Mg_{4.65}Cr_{0.64}Al_{0.37}Fe_{0.04})(Si_{2.98}Al_{1.02})O_{10}(OH)_8$. В ильяшовском хлорите содержание Cr_2O_3 несколько выше, чем в кочубеитах из жил и цемента хромититов Сарановского месторождения [3].

Идиоморфизм кристалла указывает на акцессорную природу хромита. Наиболее характерными спутниками этого минерала являются оливин и ортопироксен. Логично предположить, что образование клинохлора могло происходить за счет их метасоматического изменения. Сравнение теоретических составов оливина (SiO_2 - 42.9, MgO - 57.1 мас. %), серпентина (SiO_2 - 37.4, MgO - 49.7, H_2O - 12.9 мас. %) и ильяшовского хлорита (SiO_2 - 31.25, Al_2O_3 - 12.36, Cr_2O_3 - 8.52, MgO - 34.78, H_2O - 12.59 мас. %) позволяет утверждать, что при серпентинизации (гидролизе) в растворы выносились Al и Cr . Как известно, эти компоненты подвижны в растворах, имеющих щелочной характер.

Хромовые хлориты имеют широкое распространение среди гидротермальных продуктов изменения хромитоносных массивов самой различной природы, но не характерны для кимберлитов и лампроитов.

3) Кристаллы уваровита

Уваровит встречен нами в валунной дайке ксенотуфов р. Ефимовки (СОФ-1) вместе с хромшпинелидами и представлен мелкими осколками, которые могли возникнуть при взрывном внедрении пирокластики. Поскольку уваровит обычно сопровождает хромитовые руды и в кимберлитах не известен, он мог быть захвачен алмазоносной магмой, как и кочубеит, из хромитоносных гипербазитов.

Состав ефимовского уваровита отвечает формуле $Ca_{2.98}(Cr_{1.23}Al_{0.76}Ti_{0.05})[Si_{2.99}O_{12}]$, что соответствует 60,29 мол. % – уваровита, 22,55 мол. % – гроссуляра и 2,45 мол. % – титанандрадита. От-

существие в гранате Fe^{3+} свидетельствует о восстановительных обстановках его образования и выносе в растворы Al, Cr ($\pm Si$ и Ca).

А.Б. Макеевым [4] уральские уваровиты были разделены на две группы в зависимости от типа хромитовых руд, с которыми они связаны. К гроссуляр-уваровиту относятся гранаты из высокоглиноземистых руд Сарановского (стратиформного), Нижнетагильского (концентрически-зонального) и Войкаро-Сынинского (альпинотипного) массивов. Изоморфный ряд андрадит-уваровит характерен для высокочромистых (неизмененных и метаморфизованных) руд альпинотипных массивов Рай-Из и Сыум-Кеу (рис.2).

Состав уваровит-гроссуляра из пирокластитов Ефимовки и Ишковского карьера позволяет предполагать его связь с высокоглиноземистыми рудами, вероятно, сарановского типа. Хотя ранее уваровиты в алмазоносных туфах не отмечались, они широко распространены в различных проявлениях Пермского региона, имеющих эндогенную природу. Автором они зафиксированы в элювии Акчимского (алмазоносного) лога, целестиновом концентрате Мазуевского месторождения, тяжелой фракции из «глинисто-бурожелезняковых» трубчатых тел Западно-Уральской зоны складчатости (Матка). О значительном распространении уваровита в платформенной части (Верхняя Кама) указывал Л.П. Нельзин [5].

Таким образом, выявленные вторичные хромсодержащие продукты изменения можно связать с двумя различными процессами. Вынос из хромшпинелидов Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg, незначительный привнос Si, Na и K и образование ультрахромистого титанового фуксита отражает кислый восстановительный состав флюидов, отличный от кимберлитовых. Кристаллизация же хромового хлорита и уваровита, вызванная привносом воды и выносом в растворы Cr, Al и Si, вероятно, связана с серпентинизацией хромитоносного гипербазитового массива на небольших глубинах щелочными восстановительными растворами.

Хромовые пикроильмениты

В.В. Жуковым в пробах В.Р. Остроумова (Волынка) встречены два зерна сложного строения. Было установлено, что в центре этих зерен находится ильменит, а в краевых частях – более обогащенные титаном фазы (табл. 3). И ядро, и кайма характеризуются высоким содержанием Cr_2O_3 .

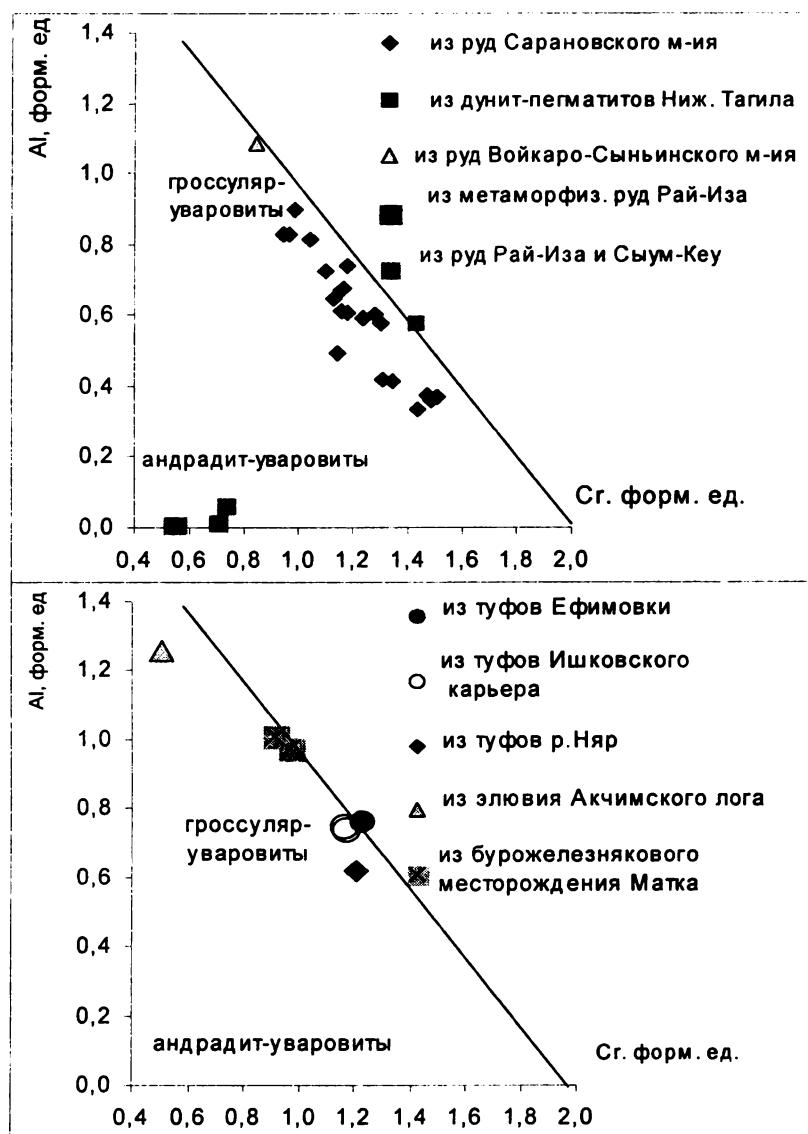


Рис. 2. Положение уваровита из хромитовых месторождений и пирокластитов Урала на диаграмме Cr – Al

Таблица 3
*Состав пикроильменита и вторичных минеральных фаз, мас. %**

Оксид	1-скв. В-5(23,3-25,4)		2-скв. 31		
	ильменит	кайма	ильменит	кайма	рутит в кайме
SiO ₂	0	0	0	1,28	0,39
TiO ₂	50,09	64,09	42,4	65,2	91,24
Al ₂ O ₃	0,40	0	0,36	1,25	0,33
Cr ₂ O ₃	6,29	4,21	5,89	9,31	5,64
Fe ₂ O ₃	0	5,50	0	00	1,58
FeO	32,24	25,89	42,1	21,78	0
MgO	9,91	0	7,16	0,74	0
CaO	0	0,28	0	0	0
Na ₂ O	0	0	0	0,60	0
Сумма	99,41	99,97	97,91	100,16	99,18

* Месторождение Волынка. Содержание MnO во всех анализах равно нулю.
 Анализы выполнены во ВСЕГЕИ (аналитик О.А. Яковleva), Сибквасх (коллекция В.Р. Остроумова)

Состав ильменита описывается формулой $(Mg_{0.39-0.26}Fe_{0.61-0.74})_{1.00}X (Ti_{0.88-0.77}Cr_{0.11}Fe_{0-0.11} Al_{0.01})_{1.00}O_3$; он включает ильменит (49,51 - 51,64 мол.-%), гейкилит (38,98 - 25,96), гематит (5,88 - 16,95) и эсколаит (5,62-5,45). Высокое содержание гематитовой, гейкилитовой составляющих и хрома позволяет связать эти пикроильмениты с ильменитовыми алмазоносными гипербазитами.

Титансодержащая кайма отвечает по составу ферропсевдобркуиту:



Кроме ферропсевдобркуита ($FeTi_2O_5$) этот оксид характеризуется содержанием следующих нормативных фаз: эсколаит (Cr_2O_3 -3,15-6,62 мол.-%), псевдобркуит (Fe_2TiO_5 -2,07-0), карруит ($MgTi_2O_5$ -0-2,06), рутит (TiO_2 -0-6,52). Аналогичные составы имеют называемые армоколитами псевдоферробркуиты Ефимовки и Очерского района, которые слагают отдельные зерна. Низкое содержание карруитовой составляющей не позволяет сопоставлять данные минералы с армоколитами алмазоносных лампроитов, лейцититов и лунных базальтов [9] (рис.3). Однако псевдобркуиты отмечаются в неалмазоносных орендитовых лампроитах Испании [1].

Сравнение содержания оксидов в пикроильменитах и их каймах (рис.4) показало, что последние формируются за счет выноса Mg, Fe и накопления Ti. Концентрация Ti в кайме вызывает образование самостоятельной фазы – рутила. Вхождение в его кристаллическую решет-

ку существенных примесей Cr, Fe, Si и Al отражает высокие температуры кристаллизации (около 1000°C), при которых рутил характеризуется большой изоморфной емкостью [6].

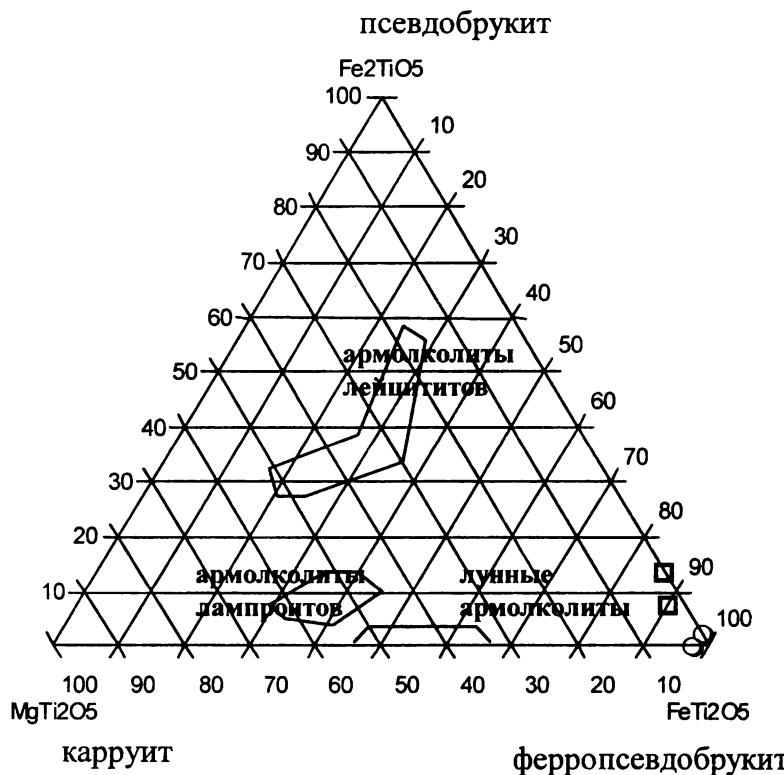


Рис. 3. Соотношение карруита, псевдобрекита и ферропсевдобрекита в титановых окислах Северного Урала. Квадратами обозначены составы реакционных кайм на пикроильменитах (Волынка), кружочками – отдельные зерна (Ефимовка)

Таким образом, высокотемпературное происхождение рутила в ферропсевдобреките позволяет связать их образование с реакцией между пикроильменитом и низкомагнезиальной магмой, вероятно, лампроитового (испанского) типа.

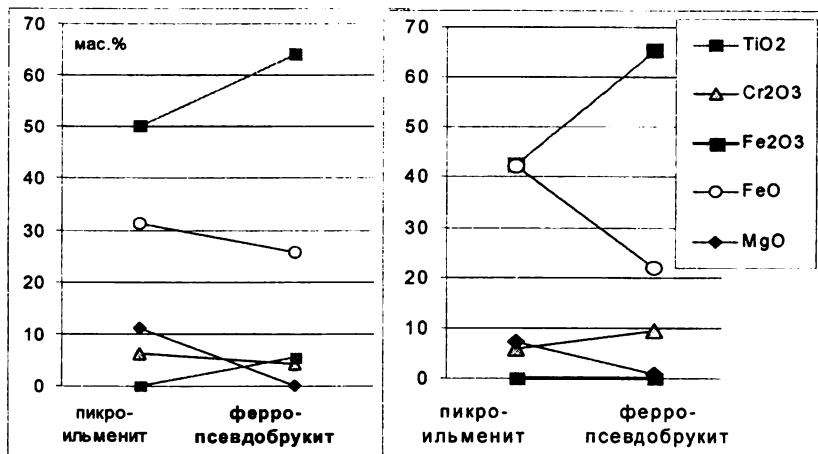


Рис. 4. Соотношение оксидов в пикроильменитах Волынки и их каймах

Продукты изменения хромовых гранатов

Вторичные хромовые минералы, развивающиеся по гранатам, отмечаются в пирокластитах, обогащенных пиропами (Ефимовка, Колчимский и Ишковский карьеры, Сухая и Сырая Волынка). Встречены келифитовые каймы простого и сложного строения, а также полные псевдоморфозы по гранатам (табл. 4).

1) Келифитовая кайма сложного строения

Сам гранат, по которому развиваются вторичные минералы, представлен хром-кальциевым пиропом $(Mg_{2,22-2,21}Ca_{0,43-0,46}Fe_{0,35-0,33}) \times (Al_{1,31-1,33}Cr_{0,53-0,52}Fe_{0,07-0,11}Ti_{0,04-0,02})[Si_{3,07-3,01}O_{12}]$. В его кайме выявлены 3 фазы: магнетит, хлорит и вмещающая их слюда.

В составе магнетита отмечается повышенное содержание Fe^{2+} (1,16 форм. ед.) и Si (0,16 форм. ед.). Хлорит отвечает хромовому тюрингиту с формулой $(Fe^{++})_{3,77}Mg_{0,31}Ca_{0,12}K_{0,08})_{4,28}(Cr_{1,39}Al_{1,41})_{2,80}[(Si_{2,41} \times Al_{0,59})_3O_{10}](OH)_8$. Слюды, судя по высокой железистости (0,95), относятся к хромовым биотитам с формулой $K_{0,42-0,53}(Fe_{2,0,1-2,09}Mg_{0,13-0,21} \times Ca_{0,0,5-0,09})_{2,19-2,52}(Fe_{0,46-0,94}Cr_{0,35-0,42}Al_{0-0,33})_{1,29-1,48}[(Fe_{0-0,11}Al_{1,19-1,28}Si_{2,61-2,81})_4O_{10}](OH)_2$. Резко проявляется недостаток одновалентных и трехвалентных катионов. Нехватка калия может отражать частичное изменение слюды в результате вермикулитизации-гидромусковитизации.

Таблица 4

Химические составы хромодерождущих гранатов и продуктов их изменения, мас. %

Оксиды	Ядро		Келинитовая кайма		Гранаты с реликтами каймы				Сплошистые псевдоморфозы по гранатам			
	Пироп	Магнетит	Хлорит	Слюдя	Пироп	Слюдя	Пироп	Слюдя	Пиропалмандин	Слюдя	Слюдя	
SiO ₂	42,01	41,19	4,22	20,00	32,51	29,54	41,90	40,73	50,70	41,30	47,45	50,34
TiO ₂	0,69	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,07	0,00	0,07
Al ₂ O ₃	15,23	15,38	1,21	14,03	14,91	12,33	14,85	14,14	14,94	17,60	18,17	22,21
Cr ₂ O ₃	9,45	9,41	0,66	15,17	6,41	5,18	7,82	6,21	8,40	9,21	0,97	0,85
Fe ₂ O ₃	0,00	1,62	56,07	0,00	7,01	15,74	2,89	0,00	3,32	5,86	5,70	0,00
FeO	6,83	5,74	36,66	37,41	28,92	27,23	5,18	27,05	4,32	0,00	7,54	17,87
MnO	0,00	0,00	0	0,00	0,00	0,00	0,68	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	20,39	20,31	0	1,72	1,60	0,97	20,01	4,29	21,12	4,36	20,79	3,87
CaO	5,43	5,93	0	0,94	0,97	0,55	6,63	1,08	6,21	2,10	4,41	1,48
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,50	3,79	4,67	0,00	3,08	0,00	5,03	0,00	5,13	8,28
Sum.	100,04	99,97	99,61	89,78	96,12	96,20	99,96	96,58	99,96	94,86	99,94	98,86
											89,64	89,39
												77,99

Анализы: 1-6 – коллекция автора (Ефимовка, Р-15/3, анализы выполнены за счет средств ПГГП Геокарта, Салтава, ВСЕГЕИ, аналитик О.А.Яковleva), 7-12 – коллекция Елизаветинской ГСП (к-21, Ефимовка), 13-15 – коллекция Вишерской ГРП (13-14 –Ишковский карьер, 15 – Сухая Волынка)

В келифитовой кайме гранатов из кимберлитов Якутии и Южной Африки [7] хром накапливается в хромшпинелиде, пикроильмените, хроммагнезиоферрите. Здесь его концентрация увеличивается в 3-10 раз, находясь в прямой зависимости от содержания хрома в пиропе. Магнетит как вторичный минерал характерен для бесхромистых гранатов. В нашем же случае при содержании в пиропе 9,41-9,45 мас.% Cr_2O_3 в оксидной фазе должно быть 40-56 мас.%. Однако в рассматриваемой кайме Cr_2O_3 накапливается в слюде и особенно хлорите (15,17 мас.%) и практически отсутствует в магнетите. Подобное отличие от типичных кайм на гранатах из кимберлитов, вероятно, связано с низкой температурой келифитизации.

Сравнение содержаний некоторых оксидов позволяет считать, что гранаты изменялись поэтапно в последовательности пироп \rightarrow биотит \rightarrow хлорит + магнетит. Образование вначале слюды (с высоким содержанием Fe_2O_3) свидетельствует о проявлении окислительных калийсодержащих флюидов. Более позднее формирование хлорита и магнетита отражает возросшую роль воды и гидролизное разложение биотита с выносом калия.

Вынос при келифитизации Mg и Ca (84-95%) возможен при обедненности окружающей среды этими компонентами и кислом характере растворов, что не характерно для кимберлитов и их флюидов.

2) келифитовые каймы на гранатах различного состава

В зернах, отобранных геологами Елизаветинской партии, определены 3 разных случая замещения (табл. 4, анализы 7-12):

-хром-кальциевый пироп

$(\text{Mg}_{2,18}\text{Ca}_{0,52}\text{Fe}_{0,32})(\text{Al}_{1,28}\text{Cr}_{0,44}\text{Fe}_{0,16})[\text{Si}_{3,07}\text{O}_{12}]$ и хромовый биотит
 $\text{K}_{0,33}(\text{Fe}_{1,88}\text{Mg}_{0,53}\text{Ca}_{0,10})(\text{Al}_{0,78}\text{Cr}_{0,39})[(\text{Si}_{3,39}\text{Al}_{0,61})_4\text{O}_{10}]_x(\text{OH})_2$;

-хром-кальциевый пироп

$(\text{Mg}_{2,28}\text{Ca}_{0,48}\text{Fe}_{0,26})(\text{Al}_{1,28}\text{Cr}_{0,47}\text{Fe}_{0,18})\text{Si}_{3,04}\text{O}_{12}$ и
 хромовый ферри-фенгит

$\text{K}_{0,46}(\text{Mg}_{0,46}\text{Ca}_{0,16})(\text{Al}_{1,10}\text{Cr}_{0,50}\text{Fe}_{0,31})[(\text{Si}_{3,62} \times \text{Al}_{0,38})_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_2$;
 – пироп-альмандин

$(\text{Mg}_{2,24}\text{Ca}_{0,34}\text{Fe}_{0,46})(\text{Al}_{1,55}\text{Cr}_{0,05}\text{Fe}_{0,31}\text{Ti}_{0,06})\text{Si}_{2,99}\text{O}_{12}$ и биотит
 $\text{K}_{0,51}(\text{Fe}_{1,12}\text{Mg}_{0,45}\text{Ca}_{0,12})(\text{Al}_{1,71}\text{Cr}_{0,05})[(\text{Si}_{3,68}\text{Al}_{0,32})_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_2$.

Содержания некоторых оксидов во вторичных минералах зависят от состава субстрата. По хромовым пиропам развиваются хромсодержащие слюды (хромовые биотит и ферри-фенгит), по низкохромистому пироп-альмандину – биотит. Все эти слюды образуются на фоне привноса H_2O , K_2O и выноса CaO , MgO (рис. 5).

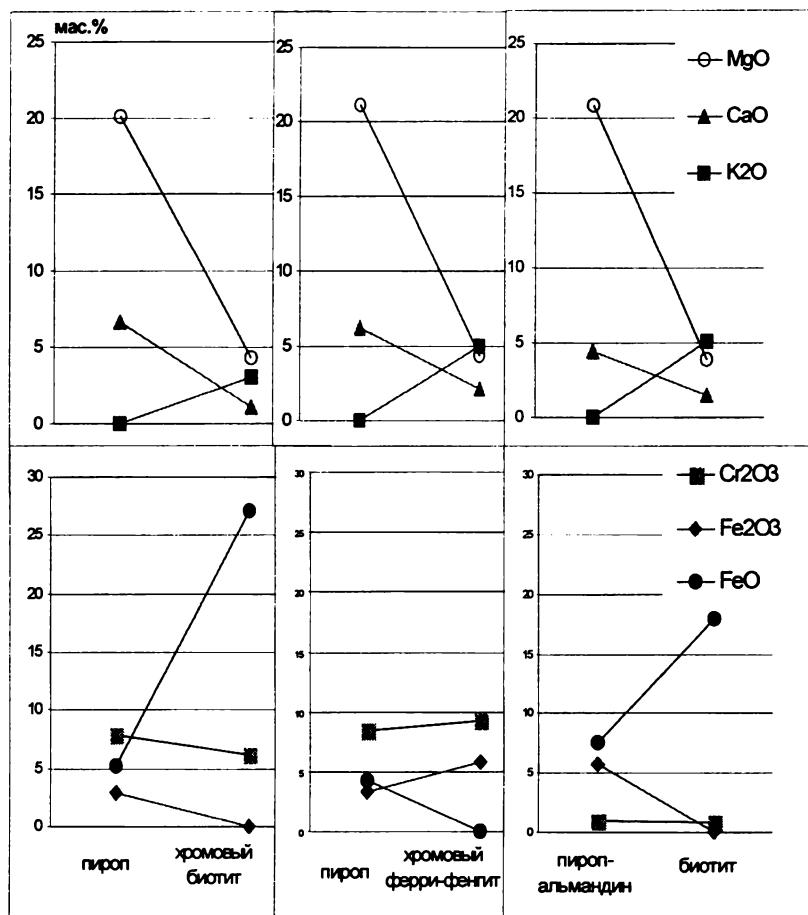


Рис. 5. Соотношение некоторых компонентов в различных зернах граната и их келифитовых каймах

3) слюдистые псевдоморфозы по гранатам

Все псевдоморфозы по гранатам из ксеногранитов Ишковского карьера и Сухой Волынки представляют собой низкожелезистые слюды с высоким содержанием Si (более 3 форм. ед.), т.е. хромовые фениты. Их составы отвечают следующей формуле: $K_{0.83-0.87} (Mg_{0.29-0.35} Fe_{0.02-0.03} Ca_{0-0.02}) (Al_{1.31-1.70} Cr_{0.07-0.45}) [(Si_{3.52-3.60} Al_{0.40-0.48}) O_{10}] (OH)_2$.

Наиболее высокие содержания Si и Al, низкие – Mg и Fe позволяют рассматривать хромовые фенгиты этих проявлений как наиболее зрелые продукты преобразования гранатов кислыми растворами.

* * *

Образование *ферропсевдобрукита*, вероятно, связано с взаимодействием пикроильменита с низкомагнезиальной лампроитовой магмой испанского типа (?). Его встречаемость за пределами известных алмазоносных районов (Очерский) позволяет по-новому оценить перспективы платформенной части Пермского региона.

Возникновение *эсколаит*–*фукситовых* оторочек на хромитах и келифитовых каймах на гранатах связано с кислыми калийсодержащими растворами, образованными после вскипания и гидролиза алмазоносной магмы, относительно бедной магнием, кальцием и углекислотой.

Установленные минералы позволяют добавить к известным типам келифитовых кайм [7,8] новый тип, образование которого связано с взаимодействием гранатов с постгидролизными кислыми растворами (табл. 5).

Таблица 5

Типизация келифитовых кайм

	Из кимберлитов различных регионов мира [по 7,8]		Из пирокластитов Сев. Урала
	докимберлитовые	кимберлитовые	постгидролизные
Механизм образования	За счет плавления при подъеме мантийного материала из гранатовой фации в шпинелевую	За счет взаимодействия граната с кимберлитовой магмой, насыщенной флюидами	За счет взаимодействия с постмагматическими растворами
Характерные минералы	Ортопироксен, клинопироксен, шпинелиды, реже амфибол и флогопит	Флогопит, хромшпинелид, хроммагнезиоферрит, магнетит, ильменит, перовскит, реже пироксены, амфибол (вторичные – хлорит, серпентин, карбонаты)	Хромовый тюрингит, хромовый биотит, биотит, хромовый феррифенгит, хромовый фенгит

Для хромового хлорита и уваровита предполагается другая природа. Образование из растворов щелочного характера и необходимая пространственная близость хромитоносных гипербазитов не позволяют связать эти минералы с лампроитовыми породами. Отсутствие следов переноса не дает основания относить их к терригенным минералам из обломочных пород. Однако широкая встречаемость уваровита в пирокластитах различных тектонических зон (Западный Урал, зона складчатости, прогиб, платформа) позволяет предполагать нали-

чие на путях флюидно-магматических (лампроитовых) колонн хромитоносного горизонта на глубинах, допускающих проявление гидротерм.

Автор выражает благодарность сотрудникам ПГГСП Геокарта, чьи материалы были использованы при подготовке статьи. Работа выполнена при финансовой поддержке Пермгеолкома, договор 49/95.

Библиографический список

1. Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др. Лампроиты. М.: Наука, 1991. 302 с.
2. Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1983. 647 с.
3. Иванов О.К. Минеральные ассоциации Сарановского хромитового месторождения. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1997. 123 с.
4. Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.
5. Нельзин Л.П. Возможные источники платины на западе Пермской области в бассейне рек Косы, Весляны и Кужвы // Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского / Пермь, 1999. С. 115-119.
6. Типоморфизм минералов: Справочник / Под ред. Л.В. Чернышевой М.: Недра, 1989. С. 392-396.
7. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. М.: Недра, 1995. 348 с.
8. Харьков А.Д., Богатых М.М., Вишневский А.А. Минеральный состав келифитовых кайм, развитых на гранатах из кимберлитов // Зап. ВМО, 1988. Ч. 117. Вып. 6. С. 705-713.
9. Mitchell R. H., Bergman S.C. Petrology of Lamproites. N.Y.: Plenum Press, 1991. 449 p.

А.М. Кропачев, О.В. Коротченкова
Пермский университет

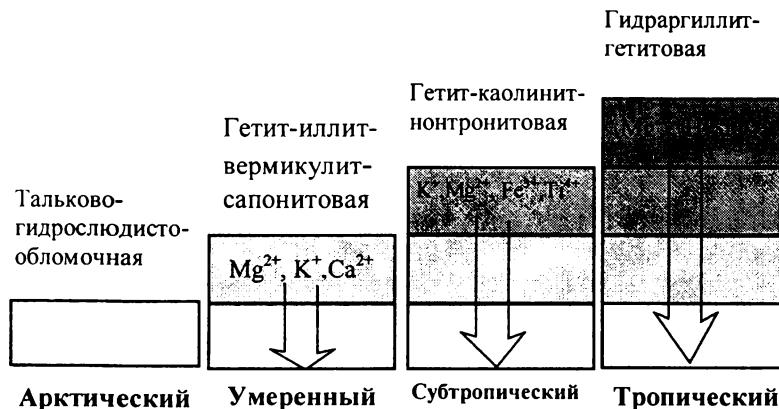
ПРОГНОЗНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НАД ЛАМПРОИТАМИ

В основе научного прогноза состава кор выветривания (КВ) лежит зависимость последнего от минералов субстрата и климатических условий. Методологической основой прогноза является представление о стадийности выветривания.

Авторы прогнозируют состав КВ над лампроитами, которые подвергаются выветриванию в разных широтных поясах в условиях гумидного климата (рисунок).

Для теоретического прогноза был взят состав лампроитов Австралии: оливин (30 – 35 %), диопсид (20 – 30 %), флогопит (10 – 15 %),

лейцит (10 – 15 %), санидин и рихтерит (5 %); акцессорные минералы: алмаз, сфен, анатаз, рутил, Mn-ильменит, прайдерит, шпинель, пироп, хромдиопсид и энстатит (Джейкс А. и др., 1989).



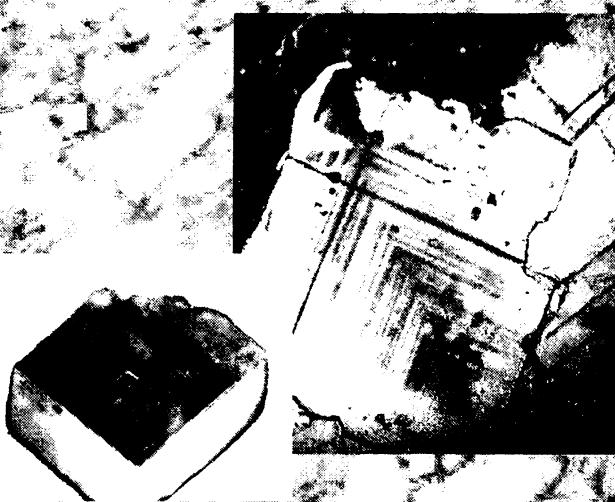
Строение коры выветривания в различных климатических зонах

В арктическом поясе, где преобладает механическое выветривание, КВ представлена одним тальково-гидрослюдисто-обломочным горизонтом, который состоит из обломков лампроита (рисунок). Породообразующие минералы в процессе слабого разложения и гидролиза коры выветривания в гумидном климате частично метасоматически замещены: оливин - тальком и гетитом, диопсид и флогопит - иллитом, сапонитом и гетитом. Акцессорные минералы устойчивы и химическому выветриванию не подвергаются.

В умеренном поясе КВ содержит два горизонта: тальково-гидрослюдисто-обломочный и гетит-иллит-вермикулит-сапонитовый. Здесь при выветривании флогопит замещается гетитом и вермикулитом; оливин и диопсид - гетитом и сапонитом; лейцит - иллитом и санидин - каолинитом.

В субтропическом поясе к двум вышеописанным горизонтам добавляется третий - гетит-каолинит-нонтронитовый, где в процессе разложения и гидролиза вермикулит переходит в нонтронит; иллит - в каолинит; сапонит преобразуется в ортокремниевую кислоту, которая затем в кислой среде переходит в опал.

В тропическом пояске кора выветривания представлена тремя горизонтами, описанными выше, на которых лежит четвертый - гидрагиллит-гетитовый. Здесь происходит полное замещение каолинита гидрагиллитом и нонтронита - гетитом.



Проблемы геологии, петрографии и минералогии соляных месторождений

КАЛИЙНЫЙ РУДОГЕНЕЗ В ЭВАПОРИТОВЫХ БАССЕЙНАХ

Примечательной особенностью морского калиенакопления хлоридного типа является крупномасштабная седиментация в солеродных бассейнах: по площади – десятки и сотни квадратных километров и по запасам – десятки и сотни миллиардов тонн. Следовательно, согласно теории осадочного рудогенеза должны сформироваться большие массы, обогащенные рудным компонентом (хлористым калием) жидкой фазы либо перед рудоотложением, либо одновременно с ним. Поэтому вопрос о путях формирования достаточного слоя насыщенной калийными солями рапы – кардинальное положение теории морского калийного рудогенеза.

В эвапоритовом солеродном бассейне образование больших объемов обогащенной калийными солями рапы может быть реализовано только через миграцию межкристальных рассолов из межзернового пространства подстилающих соляных осадков в наддонную рапу. Это положение основывается на следующих закономерностях строения калиеносных субформаций [2].

В ритмично построенных калиеносных субформациях крупномасштабный калийный рудогенез сосредоточен только в калийно-эвапоритовом ритме, в других ритмах наблюдается лишь в форме калиепроявлений или маломощных рудопроявлений. Наличие одного основного калийно-эвапоритового ритма свидетельствует о том, что калийное осадконакопление в период формирования калиеносной субформации протекало одноактно.

Наибольшая масса калийных солей сосредоточена в нижних частях калиеносных толщ. Вместе с тем в составе основного калийно-эвапоритового ритма имеется избыток калийных солей, тогда как в калиеносной субформации обнаруживается дефицит солей калия и магния по отношению к галиту. Следовательно, аномально высокое содержание калийных солей в калийно-эвапоритовом ритме и крупномасштабное калиенакопление на его ранних стадиях подтверждает предположение о том, что формирование крупных месторождений калийных солей следует характеризовать как лавинообразное и наложенное в нормальном ряду эвапоритовой седиментации.

Существующая зависимость между мощностями калиеносных пород и подстилающей их каменной соли указывает на то, что объем калиенакопления находится в тесной связи с объемом предшествующего ему галитонакопления.

Калийное осадкообразование всегда начинается с образования сильвинитовой минерализации либо в чистом виде, либо совместно с карналлитом.

Содержание брома в подстилающей каменной соли практически не изменяется и резко возрастает в маломощной пачке, залегающей в основании калийных горизонтов. Последнее обстоятельство указывает на то, что кристаллизация галита сопровождалась ликвацией рапы, т.е. из рассолов испарения выделялись более тяжелые, обогащенные солями калия и магния, растворы, которые проникали через новосадку в поровое пространство нижезалегающих соляных осадков.

Наложенный и лавинообразный характер калиенакопления обусловлен поступлением больших масс обогащенных калийными солями рассолов из подстилающих отложений каменной соли, а одноактность калиенакопления – следствие тектонических процессов, обеспечивающих возврат межкристальных растворов в гидрологическую часть бассейна. В условиях круговорота растворов, обогащенных солями калия и магния, в системе солеродного бассейна, состоящего из наддонной рапы, соляных осадков и межкристальной жидкой фазы, образуются крупные объемы подготовленных к садке калийных солей межкристальных рассолов. Излияние их в наддонную рапу обеспечивает образование калийных горизонтов, масштабы которых определяются объемами мигрирующих межкристальных растворов.

Миграция обогащенных калийными солями рассолов из подстилающих соляных отложений связана с тектоническими факторами. В соленосных бассейнах, примыкающих к горно-складчатым системам, в период калиенакопления имело место складкообразование под воздействием тангенциальных тектонических напряжений со стороны горно-складчатой системы. Так, на Верхнекамском месторождении во время формирования калиеносной толщи по угловым несогласиям устанавливается как минимум две фазы складкообразования, с которыми можно связать вытеснение рассолов из пористых соляных осадков и миграцию их в наддонную рапу бассейна [3].

Зависимость калиенакопления от кинседиментационных тектонических движений установлена в Припятском прогибе [1], где одновременно с калиенакоплением происходил рост соляных поднятий, некоторые из которых сформировались более чем на 50%. Это созда-

вало условия для миграции обогащенных калийными солями рассолов с площади соляных поднятий в палеосинклинали.

Библиографический список

1. Высоцкий Э.А., Кислик В.З., Синичка А.М. Анализ строения соленосных формаций при поисках залежей углеводородов // Сов. геология. 1984. №8. С.10-17.
2. Копнин В.И. Проблемы осадочного морского калийного рудогенеза хлоридного типа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1995. № 3. С.40-48.
3. Он же. Внутренняя тектоника соляной толщи на Верхнекамском месторождении калийных солей // Там же. 1996. № 4. С.27-39.

В.И. Копнин

Пермский технический университет

СЕЗОННО-ПЕРИОДИЧЕСКАЯ СЛОИСТОСТЬ СОЛЯНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В результате минералого-петрографических, геохимических исследований и визуальных наблюдений в горных выработках калийных рудников, выполненных в 1916-1978 гг. В.И. Борисенковым, В.А. Вахромеевой, М.Л. Вороновой, В.Н. Дубиной, П.М. Жарковой, М.А. Жарковым, А.А. Ивановым, В.З. Кисликом, В.И. Копнином, Ф. Лотце, Ю.И. Лупинович, Н.С. Петровой, А.Л. Протопоповым, М. Рочса Г. Рихтер-Бернбургом, Э.В. Седун, Ю.А. Третьяковым, М.П. Фивегом, П.Н. Чирвинским, Р.Э. Шлеймович, Я.Я. Яржемским и др., сложилось научное представление о генезисе слоистости соляных пород как о сезонно-периодическом образовании.

Слоистость каменной соли – сочетание галопелитовых слойков и сезонных галитовых образований: скелетно-кристаллического (перистого) темно-серого (весна + первая половина лета) и светло-серого (вторая половина лета) цветов, гиганто-кристаллического или шпатового (осень + зима) и кристаллически-зернистого (ранняя весна) галита [1]. Эти модификации галита в совокупности с галопелитовым слойком составляют полный годовой слой. Строение полного годового слоя сильвинитов отличается от такового из пластов каменной соли тем, что в нем появляется дополнительный прослой сильвина. Так как количество сезонных слойков, заключенное между двумя галопелитовыми слойками, непостоянно и изменяется от 1 до 8, то такое образование получило наименование «соляного набора», который является элементарной составляющей слоистости [2].

Изучение слоистости соляных пород с помощью бром-хлорного соотношения, величина которого закономерно повышается в годичном цикле [1], показало, что сезонные слойки в большинстве соляных наборов образуются за 2 и более года. Так, в пласте Кр.II на один галопелитовый прослой приходится 2.1 сезонных слойка [4]. Порядок чередования сезонных слойков в соляном наборе также варьирует и часто (в 15-20% случаев) не соответствует последовательности полностью годового слоя. Соленакопление в годичном цикле нередко начинается с любой модификации галита без образования галопелитового слойка в основании (таблица). Вместе с тем галопелитовые слойки толщиной от 1 мм и более имеют микрослоистое строение. Следовательно, соляные наборы формируются в течение нескольких лет и периоды соленакопления чередуются с перерывами осадкообразования, что и позволяет квалифицировать слоистость соляных пород как сезонно-периодическое образование [1-4].

Строение соляного набора
(пласт Кр.II, слой 1, набор 3. Первый соликамский рудник)

Прослой	Наименование пород	Относительный бром-хлорный коэффициент, %	Годичный ритм
8	Галопелитовый прослой	—	—
7	Темно-серый перистый галит	56,0	Г-4
6	Сильвинит	57,6	Г-3
5	Зернистый галит	78,6	Г-2
4	Сильвинит розовый	98,0	
	Сильвинит красный	69,0	
3	Светло-серый перистый галит	—	Г-1
2	Темно-серый перистый галит	46,5	
1	Галопелитовый прослой	—	

Сложившееся научное представление о сезонно-периодической слоистости, подтвержденное информацией не только по Верхнекамскому месторождению, но и по многим другим месторождениям, пытаются ревизовать А.И. Кудряшов и Ю.Н. Морошкина [5]. Они исходят из предпосылки, что нарушение последовательности напластова-

ния в микроциклах, которые отождествляются с годовым слоем, противоречит условиям седиментации в солеродном бассейне и связано со вторичными преобразованиями галита, т.е. слоистость каменной соли гетерогенна. Последняя формируется из первично-седиментационных слойков галопелита и темно-серой перистой каменной соли и вторичных слойков, образующихся в процессе медленной перекристаллизации первичных отложений в диагенезе и катагенезе «при миграции водных растворов, главным образом, по прослойям глинисто-ангидритового материала» [5, с.113].

Для цитируемых авторов [5] характерно, что они недостаточно глубоко изучили теорию эвапоритовой седиментации и диагенеза, что подтверждает следующее.

По М.Г. Валяшко [1], соляные минералы подразделяются на метастабильные, промежуточные и стабильные. Превращение исходных в промежуточные и промежуточных (вторичных) в конечные (стабильные) минералы контролируется кристаллохимическими свойствами: кристаллогидратные переходят в безводные, легкие - в более тяжелые и минералы относительно сложного габитуса - в минералы более простой формы. Если большинство соляных минералов многофункциональны, то галит несет только одну функцию – первичного стабильного минерала, ибо он имеет простую форму (куб) и безводен.

Для процесса перекристаллизации свойственно увеличение размеров кристаллозерен, тогда как светло-серый и зернистый галит (вторичные по [5]) не соответствуют этому закону.

Первичность галита подтверждается увеличением содержания хлористого калия в микровключенной рапе и брома в твердой фазе в разрезе отложений каменной соли.

Складчатость каменной толщи и литозоны подстилающей каменной соли сформировались в стадию диагенеза. В процессе складкообразования происходило образование полостей отслоения и будинаж сезонных слойков каменной соли. В полостях отслоения отлагался новообразованный бесцветный кристаллически-зернистый галит, а при будинаже – первичные его кристаллы обрастают галитом с формированием галита – обрастания, а сами слойки приобретают текстуру «частокол» (по А.Л. Протопопову).

Кристаллизация галита в системе $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ осуществляется в достаточно широком диапазоне концентрации рапы - от 26 до 31%. Так как насыщение раствора по NaCl практически не зависит от температуры, то режим седиментации галита в солеродном бассейне контролируется изменениями концентрации рапы под воздействием маточных вод морского происхождения, донной и межкристальной

ралы и десцендентных растворов. С многообразием факторов, влияющих на химический состав рапы, связано разнообразие сочетаний сезонных слойков в соляных наборах при преобладании нормального порядка чередования модификаций галита в годичном цикле.

Таким образом, ревизионистская концепция о гетерогенности слоистости каменной соли Верхнекамского месторождения основывается исключительно на макроскопическом описании горных выработок и догматическом постулате о вторичности сезонных прослоек. Анализ ритмограмм не подкреплен минералого-петрографическими исследованиями, результатами геохимических методов и примерами по другим месторождениям минеральных солей. Поэтому умозаключения А.И. Кудряшова и Ю.Н. Морошкиной, базирующиеся на генетических построениях, не имеют под собой научной основы и не должны рассматриваться как альтернатива теории о сезонно-периодической слоистости.

Библиографический список

1. Бром в соляных отложениях и рассолах. М.: Изд-во МГУ, 1975. 395 с.
2. Жарков М.А., Жаркова Т.М. Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования // Сравнит. анализ осадочных формаций. М.: Наука, 1969. С.7-79.
3. Жемчужников Ю.А. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
4. Кондин В.И. К вопросу о длительности образования сильвинитового пласта Красный II на Верхнекамском месторождении // Геология Урала и Приуралья: Тр. Перм.политехн.ин-та. Пермь, 1969. №48. С.138-145.
5. Кудряшов А.И., Молоштанов В.А., Морошкина Ю.Н. Еще раз о природе слоистости каменной соли Верхнекамского месторождения // Моделирование геол.систем и процессов: Материалы регион. науч. конф. //Перм.ун-т. Пермь, 1996. С.136-139.

Б. М. Голубев, Е. П. Пукова
ОАО ПермНИПИнефть

К ВОПРОСУ СТРАТИФИКАЦИИ СОЛЯНОЙ ТОЛЩИ ВЕРХНЕ-КАМСКОГО МЕСТОРОЖДНИЯ

В соляной толще Верхнекамского месторождения по результатам бурения первых шести скважин П.И. Преображенским [1] по литологической смене пород выделены (сверху вниз): покровная каменная

соль, верхний сильвинит, карналлитовая зона, зона нижнего сильвинита и нижняя каменная соль.

Несколько годами спустя А.А. Ивановым [2] соляная толща Верхнекамского месторождения была разделена (снизу вверх) на подстилающую каменную соль, сильвинитовую зону, сильвинито-карналлитовую зону и покровную каменную соль. Эти подразделения нашли общее признание, и ими пользуются до сих пор как рудничные геологи и горняки, ведущие разработку солей месторождения, так и ученые.

Все последующие более дробные стратиграфические подразделения соляной толщи Верхнекамского месторождения не имели успеха. Так, не нашло понимания среди геологов выделение А.А. Ивановым [3] в толще подстилающей каменной соли трех горизонтов: нижнего, среднего и верхнего. Остались невостребованными и результаты расчленения соляной толщи, выполненные В. И. Копниным [4].

Последний исследователь предложил нижний горизонт подстилающей каменной соли переименовать в нижнюю переходную зону, средний - в нижнюю каменную соль, а за верхним горизонтом сохранить название подстилающей каменной соли. Соляная толща, по В. И. Копнину, делится на семь зон: нижнюю переходную, нижнюю каменную соль, подстилающую каменную соль, сильвинитовую, сильвинито-карналлитовую, покровную каменную соль и верхнюю переходную. В свою очередь эти зоны (за исключением сильвинитовой и покровной) были подразделены на пачки.

Причина практической невостребованности стратификационной схемы соляной толщи Верхнекамского месторождения, предложенной В.И. Копниным, обусловлена не только затруднениями в ее использовании, но и отсутствием стратиграфического и генетического смысла ее усложнения.

Не применяется также для детального расчленения пластов и слоев солей номенклатура "соляные наборы" и "соляные пакеты". Элементарными стратиграфическими единицами соляных отложений являются не наборы и пакеты, а сезонный прослой и годовой слой.

Библиографический список

1. *Преображенский П.И.* Предварительный отчет по работе Соликамской разведочной партии за период с 1 октября 1925 г. по 1 октября 1926 г. // Материалы по исследованию Прикамского соленосного района. Л.: Геол. ком., 1927. Вып. 1. 94 с.
2. *Иванов А.А.* Верхнекамское месторождение калийных солей по материалам геолого-разведочных работ, произведенных за период с 1 октября 1927 г. по 1 января 1931 г. // Тр. Всес. геол.-развед. объед. НКТП СССР. М.; Л.: Гос. НТГРИ, 1932. Вып. 232. 151 с.

3. Иванов А.А., Воронова М.Л. Верхнекамское месторождение калийных солей. Л.: Недра, 1975. 218 с.
4. Копнин В.И., Коротаев М.А. Стратификация соляной толщи Верхнекамского месторождения калийных солей// Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981. С. 79-94.

Н.Е. Молоштанова, Г.Л. Беляева
Пермский университет

ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ СИЛЬВИНИТОВЫХ ПЛАСТОВ НА ВЕРХНЕКАМСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

В основу геолого-технологического картирования положено изучение калийной руды с использованием минералого-петрографических исследований. С помощью этих методов выделены текстурно-структурные разновидности сильвинитов, которые изучались как в шлифах, так и в раздробленном виде, причем для последних обязательно проводился химический анализ.

Для исследования калийной руды в раздробленном виде отбирались бороздовые пробы в точках наблюдения в горных выработках, где проводились отбор ориентированных образцов на шлифах и зарисовки продуктивных пластов в масштабе 1:1. Минералого-петрографические исследования бороздовых проб позволили определить ряд важнейших технологических свойств калийной руды:

- выход крупного зерна (%),
- дробимость руды,
- степень раскрытия полезного компонента в руде [1].

Все эти характеристики являются исходными для выбора оптимальной крупности дробления руды при ее подготовке к флотационному обогащению. Если проводить измельчение руды при ее подготовке к флотации, не учитывая естественного размера зерен сильвина, может произойти переизмельчение или недодрабливание руды. Переизмельчение руды приводит к потерям полезного компонента (KCl) с пылью при сушке или со шламом. При недодрабливании наблюдается насыщение руды, поступающей на флотационное обогащение, агрегатами сильвина, часто в сростках с галитом. Это приводит к потерям сильвина, уходящего с "хвостами" в сростках или к разубоживанию готового продукта, куда попадает галит в сростках с сильвином. Для подбора оптимального варианта измельчения руды вводится понятие

“коэффициент дробимости”, благодаря которому рассчитывается прогнозное содержание зерен сильвина крупнее 1 мм.

Кроме того, определяется степень раскрытия сильвиновых зерен - как процентное соотношение числа частиц свободного полезного компонента к его суммарному количеству в пробе (в сростках и в свободном виде). Например, если в пробе 30% сильвина представлено свободными зернами, а 4% связано с галитом в сростках, то степень раскрытия составит $(30/30+4) \times 100 = 98,7\%$ [2].

По результатам минерало-петрографических исследований были построены карты распределения сильвинитов с различными текстурно-структурными признаками, позволившими выявить на месторождении участки с различными сортами руд (хорошо обогатимые, нормально обогатимые и трудно обогатимые), что дает возможность учитывать при компоновке их технологические свойства с целью повышения качества выпускаемого хлористого калия.

Библиографический список

1. Молоштanova Н.Е., Вишняков A.К. Значение исследований разновидностей сильвинитов Верхнекамского месторождения для практического использования в обогащении // Современные проблемы геологии и геофизики. Пермь, 1982. С.31-32.
2. Шушканов A.В., Ефременко Л.Я. Об ошибке в определении степени раскрытия извлекаемого минерала в продуктах обогащения // Колыма (журн.). 1972. №9. С.18-27.

И.С. Тупицын, Т.В. Харитонов
Пермское ГГСП Геокарта

ОСНОВЫ ПРОГНОЗА СКОПЛЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ ПО КАЛИЕНОСНОСТИ

Известно, что над месторождениями нефти и газа возникают аномалии с повышенной температурой [1, 2]. Эта закономерность широко применяется при проведении полевой геотермической съемки с целью обнаружения залежей углеводородного сырья [2]; она явилась также базой для создания целого ряда изобретений [3-5].

Любые природные скопления, представленные хлоридными и сульфатными минеральными ассоциациями, наиболее слабоустойчивы к воздействию на них водных растворов. Поэтому разрушение таких скоплений начинается практически сразу же после их образования. Не

является исключением и Верхнекамское месторождение калийных солей. Степень вторичных преобразований в калийной залежи полностью зависит от геологических условий залегания калийных солей и гидрологической обстановки. Однако тепловые потоки, возникающие над скоплениями углеводородов, способствуют существенному ускорению процессов вторичных (гипергенных) преобразований в калийной залежи в контуре таких скоплений. Такие преобразования в первую очередь отражаются в закономерном изменении минералогического состава солей калийной залежи.

В природных условиях главными породообразующими минералами калийных залежей являются легкорастворимые в воде сульфаты: гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и ангидрит (CaSO_4), а также хлориды: галит (NaCl), сильвин (KCl), карналлит ($\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$). Растворимость этих минералов в воде увеличивается в представленной последовательности [6, 7]. Из этого следует, что при воздействии подземных вод на соли в раствор переходит в первую очередь хлористый магний (MgCl_2). Вследствие этого резко снижается растворимость сильвина и галита. Если насыщенный хлоридами натрия и калия водный раствор достигает контакта с карналлитовым пластом, то происходит растворение и вынос из карналлита бишофитовой молекулы ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) и образование вторичного (пёстрого) сильвинита с относительно повышенным содержанием KCl [8]. При воздействии, например, хлор-натриевых водных растворов на сильвинитовые пластины отмечается растворение и вынос в первую очередь хлористого калия (KCl) и замещение сильвина галитом.

Таким образом, в результате гипергенных процессов прослеживается закономерное постадийное изменение минералогического состава солей калийной залежи; на начальной стадии происходит растворение и вынос бишофитовой молекулы из карналлитовой породы и образование пёстрого сильвинита. При этом первоначальная мощность карналлитовых пластов уменьшается в 1,5-3 раза. На следующем этапе происходит замещение сильвина в сильвинитовых пластах каменной солью без существенного изменения их первоначальной мощности. Следующая стадия завершается растворением и выносом галита и замещением каменной соли глинисто-ангидрито-карбонатными породами. При этом отмечается существенное уменьшение мощности первоначально галитовых пластов. В итоге такие процессы изменения минерального состава солей приводят к уменьшению суммарной мощности пластов калийных солей в калийной залежи.

Эти положения были использованы для создания патента на изобретение «Способ оценки скоплений нефти и газа в породах -

коллекторах, перекрытых калийными солями» [9]. На базе данного патента был проведен прогноз нефтегазоносности в контуре Верхнекамского месторождения калийных солей. В результате выявлены 62 геохимические аномалии, перспективные для обнаружения залежей нефти и газа.

Библиографический список

1. Справочник по геологии нефти и газа / Под ред. Н.А. Еременко. М.: Недра, 1984. С.480.
2. Чекалюк Э.Б. и др. Полевая геотермическая съемка. Киев.: Наукова думка, 1974.
3. А.С. №625177 СССР, кл. G01V 9/00. 1978.
4. А.С. №1018085 СССР, кл. G01V 9/00, 1983.
5. А.С. №1495736 СССР, кл. G01V 9/00. 1989.
6. Белоусова О.Н., Михина В.В. Общий курс петрографии. М.: Недра, 1972. 344 с.
7. Справочник по геохимии / Г.В. Войткевич, А.В. Кокин, А.Е. Мирошников, В.Г. Прохоров. М.: Недра, 1990. 480 с.
8. Туцицын И.С., Лаптев Б.В. Особенности распределения сероводорода в соляных породах Верхнекамского месторождения // Сов. геология. 1991. № 3. с.26 – 27.

А.А. Болотов
Пермское ГГСП Геокарта

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ПРОВАЛОВ ПОЧВЫ В РАЙОНЕ ПОС. НОВАЯ ЗЫРЯНКА (Г. БЕРЕЗНИКИ)

В своде Березниковского вала, как и в пределах других положительных структур, например, в своде Камско-Вишерского вала на западной окраине месторождения калийных солей, развивается соляной карст. Здесь соляной карст развивается в виде карстовых ванн или овальных участков прогрессирующих понижений, связанных с подземным выщелачиванием гипса и каменной соли как из соляно-мергельной толщи, так и, по-видимому, из пачки покровных солей. Процесс этот длительный и многостадийный, протекающий на отдельных участках с различной интенсивностью в пределах всего месторождения. Конечным итогом этого процесса является возникновение зон замещения калийных солей или участков с полным их растворением. Таким образом, возникают «дыры», т.е. пустые пространства без калийных солей.

На протяжении нескольких веков в районе пос. Новая Зырянка соляные рассолы извлекались на поверхность из соляно-мергельной толщи средне- и нижнезырянскими, березниковскими и другими промыслами. В настоящее время образовались многочисленные соляные ключи, в том числе и в районе пос. Новая Зырянка (г. Березники). Возникающие полости выщелоченных пород компенсировались прогибанием покрывающих пород с развитием усилий, направленных на их растяжение. Создавались условия для образования кулисоподобных трещин и зон просадки типа микрограбенов, ориентированных вдоль длинной оси карстовых депрессий. Наиболее заметной из новых депрессий, обнаруженных в последнее время службой маркшейдерии АО Уралкалий, является Ново-Зырянская, вытянутая с юго-запада на северо-восток от пос. Новая Зырянка до южной окраины пионерского лагеря «Дружба». В районе пионерского лагеря мощность покровных суглинков увеличивается и трещины зон просадок на поверхности замаскированы. По-видимому, они простираются в северо-восточном направлении по дну Семинского пруда к устью р. Быгель. В районе северо-западной окраины дер. Быгель имеют место понижения, но они в значительной мере осложнены старыми земляными работами (канавы, траншеи и ямы), в связи с чем трудно распознаются и прослеживаются.

Стенки зон просадок Ново-Зырянской депрессии зачастую прямолинейные и параллельны друг другу. Их ширина 2-3 м, реже до 10 и более метров; они прослеживаются на поверхности земли на десятки и даже первые сотни метров. По-видимому, возникновение трещин и зон просадок является типичным и первостадийным процессом для достаточно жестких терригенно-карбонатных пород верхней части соликамской свиты верхней перми.

Последующее развитие просадок ведет к доступу пресных вод к более глубоким горизонтам. Надо иметь в виду, что этот процесс длительный и не связан с катастрофическими прорывами пресных вод непосредственно к шахтному полю БРУ-1.

Геологическое строение пород надсолянного комплекса значительно более сложное, чем это представляется для многих исследователей Верхнекамского месторождения. Почти полное отсутствие коренных выходов верхнепермских отложений еще больше затрудняет понимание микротектоники и особенностей фациальных замещений. Только редкие выходы мергелей-плитняков с достоверными элементами залегания показывают, что структура Березниковского вала осложнена более мелкими складками второго и третьего порядков. Это мож-

но наблюдать по правому склону р. Зырянки (д. Суханово) и выше плотины верхнего пруда.

Напротив плотины Семинского пруда под пос. Старая Зырянка в бульдозерных задирах в плитчатых мергелях зафиксированы следующие элементы залегания: Аз. пад 180^0 , $\angle 31^0$. Здесь наблюдается проявление элементов соляного диапира (?), сводовая часть которого находится в пределах старых построек г. Березники. На это указывают разрезы старых структурных скважин: 7с и 8с. Карстовая депрессия древнего заложения выполнена рыхлыми отложениями характера сводовой части Камско-Вишерского вала. Мощность рыхлых осадков предположительно древнечетвертичного возраста, достаточно большая (скв. 7с - 38,6м, 8с - 32,5м). Здесь намечается та же структура: крутые крылья карстовой ванны и озерные осадки (?) в своде диапира. Если Березниковская депрессия древнего заложения, возможно, третичного или, скорее всего, древнечетвертичного возраста, то Ново-Зырянская только что зарождающаяся—голоценовая. Мощности четвертичных отложений здесь не превышают 10 м.

Непосредственное соседство древней Березниковской зоны карста с Первым, одним из старейших рудников АО Уралкалий, на наш взгляд, не грозит катастрофическими прорывами пресных вод, тем более со стороны Ново-Зырянской депрессии. Эта угроза полностью исключена. В районе пос. Новая Зырянка в ближайшее время маловероятно возникновение новых разрывов фундаментов жилых домов, дорог и огородов. Эти разрывы отмечались и раньше. В настоящее время на их месте обычно возникают прямолинейные понижения, например, вдоль левого склона долины Семинского пруда. Раньше на них просто не обращали внимания. И только разрывы на территории пос. Новая Зырянка вызвали беспокойство местных жителей.

Одновременно с возникновением зон просадок почвы происходит встречное явление, выраженное в залечивании трещин глинистыми продуктами выветривания и вторичными карбонатами, т.е. самоконсервация. Наиболее интенсивно процесс самоконсервации трещин протекает в породах соляно-мергельной толщи соликамской свиты, как более пластичной, чем породы вышележащей терригенно-карбонатной толщи. Здесь по трещинам и кавернам за счет выщелоченного гипса часто развиваются вторичный белый кальцит, опал и халцедон как немые свидетели геологических процессов прошлого.

Другим фактором развития разрывных усилий служат явления галогенеза. Если к сводам положительных структур (Камско-Вишерский и Березниковский валы) устремляются пластичные массы каменной соли с элементами диапиризма, то на крыльях этих структур

возникают значительные усилия растяжений, ведущие к разрыву достаточно жестких терригенно-карбонатных пород.

Ново-Зырянская депрессионная зона расположена на восточном крыле Березниковского вала как раз в зоне растяжений, обусловленной дополнительными усилиями, вызванными формированием микроструктур второго и третьего порядка. Возможно, решающую роль в образовании локальных депрессий типа Ново-Зырянской играют напряжения, возникающие в сводовых частях этих микроструктур.

Катастрофический прорыв пресных вод на рудные горизонты БРУ-3, по-видимому, связан с другими грозными явлениями природы, которые в настоящее время остаются не полностью изученными.

В связи с неудовлетворительной изученностью надсолевого разреза пород на протяжении всей истории освоения месторождения, опасность катастроф на рудниках рудоуправлений АО Уралкалий остается достаточно реальной.

Необходима постоянно действующая геолого-маркшейдерская служба наблюдений за поверхностью почвы не только на территории рудоуправлений, но и на контрольных пунктах в пределах всего месторождения.

Еще в 1970 г. автор этих строк [1] предлагал отказаться от проходки глубоких структурных скважин, поскольку по прослою с морской фауной в верхней части терригенно-карбонатной толщи можно построить структурную карту надсолевых отложений с элементами складок микроструктур второго и третьего порядка, крайне необходимую для организации отработки калийной залежи. При этом можно было бы избежать проходки дополнительных скважин, ведущих к нарушению целостности водозащитной зоны над калийной залежью.

Предлагаемую ранее методику можно опробовать и в наши дни с реальным экономическим эффектом при доразведке старых и разведке новых шахтных полей в южной части Верхнекамского месторождения.

Благодаря работе геолого-маркшейдерской службы обеспечивалось бы оповещение о надвигающихся геологических катастрофах и их предупреждение.

Библиографический список

1. Болотов А.А. К вопросу корреляции верхнепермских отложений в пределах Соликамской впадины // Геология и полезные ископаемые Урала: Материалы Второй уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1970. С. 32-33

Ю.А. Темербаева, И.И. Чайковский
Пермский университет

ПИРИТ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛИ
И ЕГО ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

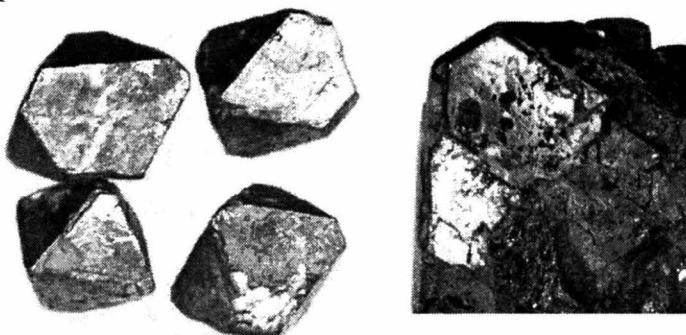
В последние годы на Верхнекамском месторождении многими исследователями диагностированы минералы, которые можно отнести к гидротермальным. Это пирит, пирротин, сфалерит, киноварь. Сфалерит в тяжелой фракции иногда достигает рудных содержаний (Zn–11–18 кг/т). Однако большинство этих минералов отмечены в тяжелой фракции шламов, пространственно они не привязаны.

Кроме сульфидов на Верхнекамском месторождении установлены благородные металлы (Au, Ag, Pt, Pd), достигающие иногда в нерастворимом остатке промышленных содержаний [2,3]. Установлено, что золото неравномерно распределено в соляной толще и представлено различными формами нахождения. Наряду с растворимыми соединениями оно встречается в виде самородного металла, коллоидных частиц, амальгамы и в гематите, пигментирующем сильвин. Нахождение золота в гематите не является чем-то аномальным. Изучение железистых включений в солях показало, что первичный сильвин выступал как матрица, насыщенная округлыми коллоидными частицами гидроокислов, которые в дальнейшем раскристаллизовались в синтаксические вrostки гематита [4]. Вероятно, золото и другие металлы сорбировались гидроокислами железа из рапы солеродного бассейна.

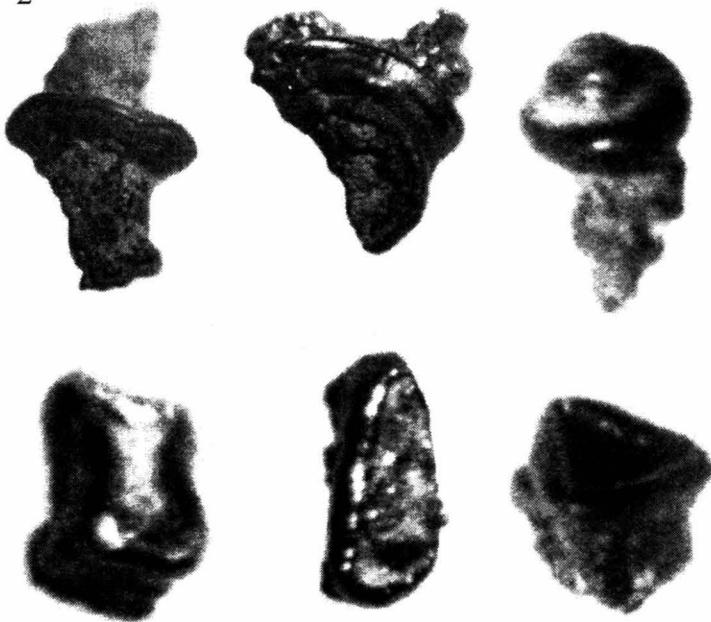
Механизм образования самородного золота на месторождении не изучался. Представляется, что ключом к пониманию причин, определяющих формы его нахождения, может служить поведение сульфидов. Основная масса сульфидных минералов связана с прослойями глинисто-анgidритового состава (галопелитов). В мощных галопелитовых пачках (10–100 см и более) известны крупные октаэдрические кристаллы пирита (0,5–2 см). Просмотр экспонатов представительной коллекции пирита из минералогического музея Пермского университета позволил нам зафиксировать в его полостях мелкие щетки кварца и выделения сфалерита.

Сульфидные минералы (пирит, пирротин, сфалерит, киноварь), а также новообразованный доломит отмечены нами и в галопелитовом прослое мощностью 2 см в основании «книжечки» (СКРУ-3). Здесь пирит образует тонкозернисто-землистые агрегаты и отдельные кристаллы размером 0,02–0,15 мм. На агрегатах имеются своеобразные «юбочки», сложенные натечным пиритом (рисунок). Их ориентирован-

1



2



Морфология пирита Верхнекамского месторождения: 1 – октаэдрический, из мощного прослоя галопелита; 2 – колломорфные образования на мелкозернисто-землистых агрегатах, из маломощного прослоя галопелита

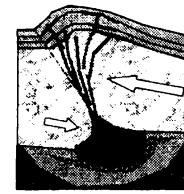
ность отражает рост в потоке движущегося сульфидно-коллоидного раствора. Кристаллы характеризуются неровной и блочной поверхностью и образованы гранями куба, куба и октаэдра, октаэдра. Нередко они срастаются с ромбоэдрами доломита и отмечаются в нем в виде включений, что свидетельствует об их парагенетической связи. Выполненный расчет баланса новообразованных пирита и доломита (как продуктов биогенного разложения осадочного ангидрита в присутствии органического вещества) в маломощном галопелитовом прослое показал существенное преобладание количества серы над кальцием.

* * *

Крупный размер кристаллов пирита в мощных прослоях и мелкий в маломощных может быть результатом того, что галопелиты сами являются источником сероводорода. Количество ангидрита и органического вещества определяет объем H_2S и, как следствие, продолжительность гидротермального минералообразования. Преобладание серы над кальцием отражает дополнительное поступление (и миграцию) через окружающую его соляную толщу сероводородных флюидов. Об этом же свидетельствует широко известный факт приуроченности H_2S к антиклинальным складкам и kontaktам зон замещения пород одного минералогического состава другим. Изучение пирротина в одной из таких зон [1] позволило установить на месторождении миграцию низкотемпературных (54-123°C) гидротермальных рассолов, обогащенных сероводородом. Образование колломорфного пирита могло происходить за счет тонкодисперсных железосодержащих минералов, рассеянных в соляной толще. Миграция сероводородсодержащих флюидов через сильвинитовые прослои, насыщенные гематитовым (золотосодержащим) пигментом, вероятно, сопровождалась восстановлением Fe, Zn, Hg, Ag до сульфидов, а золота - до самородной фазы. Продолжительная деятельность гидротермальных растворов приводит к появлению и укрупнению кристаллов (пирит, золото и др.) за счет собирательной перекристаллизации колломорфных частиц.

Библиографический список

1. Кудряшов А.И., Чайковский И.И. Морфология и генезис пирротина Верхнекамского месторождения // Моделирование геологических систем и процессов: Материалы регионал. науч. конф. /Перм. ун-т. Пермь, 1996. С.139-142
2. Николаев А.С. Краткая история открытия нахождения золота в солях // Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского/ Перм. ун-т. Пермь, 1999. С.106-108.
3. Сметаников А.Ф., Кудряшов А.И. Содержание и распределение Au, Ag, и Pt-металлов в сильвините Верхнекамского месторождения // Геохимия. 1995. №9. С. 1348-1351
4. Чайковский И.И., Молоштакова Н.Е. Форма вхождения железа в солях Верхнекамского месторождения и природа их окраски// Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского / Перм. ун-т. Пермь, 1999. С. 26-31.



Проблемы тектоники и строения геологических структур

В.Б. Соколов
Баженовская геофизическая экспедиция, г. Заречный

НОВЫЕ ДАННЫЕ И ПРОБЛЕМЫ В ИЗУЧЕНИИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ХАРАКТЕР СОЧЛЕНЕНИЯ КРУПНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Мы коснемся вопросов глубинного строения земной коры, ее реологических свойств и возможности формирования структурного облика земной коры при тектонических деформациях, роли верхней мантии в процессе тектогенеза и характере причинно-следственных связей верхних структур земной коры с нижними.

Анализ данных, отражающих реологические свойства различных слоев земной коры, свидетельствует об их существенной дифференциации, которая обусловлена нарастанием $P-T^0$ изменений. При этом изменение физических свойств вещества земной коры происходит не постепенно, а скачкообразно. Результаты физического и математического моделирования показали, что при $P - T^0$ условиях, эквивалентных глубинам порядка 17 - 23 км, происходит скачкообразное изменение многих физических характеристик земной коры: кажущегося электрического сопротивления пород (первый коровый проводник), скорости распространения упругих колебаний (первый инверсионный слой). К этим же глубинам приурочены: подошва гравиактивного слоя, зона неустойчивого соотношения скоростей продольных и поперечных сейсмических волн, зона первого значимого скачка плотности пород и скорости распространения упругих волн, граница смены хрупкого и пластического характера деформаций (граница Орована - Баэрли), граница первого основного раздела земной коры (первая существенная преломляющая граница типа K_2 , K'_2 и т.д.), первый коровый волновод, скачок вертикальных градиентов скорости, скачок величины модуля сдвига.

Можно предположить, что и следующая граница в земной коре - Мохо - обусловлена таким же скачкообразным изменением свойств геологической среды в результате существенного нарастания $P-T^0$ условий. Наиболее обсуждаемая проблема связана с особенностями строения (морфологией) границы Мохо.

Подмечено, что чем моложе возраст структур верхней части коры, тем отчетливее выделяется эта граница и, наоборот, - чем древнее геотектонические структуры, тем хуже просматривается поверхность

мантии. В пределах многих подвижных поясов континентов эта граница представлена зоной перехода "кора - мантия". Такое положение свидетельствует о том, что формирование современной структуры мантии происходит одновременно с изменением структурного облика коры, а сама мантия континентов в процессе формирования тектонических структур на коллизионном этапе развития континентальной земной коры лишь пассивно приспосабливается к возникающей архитектуре коры.

В верхней части земной коры на глубинах 18 - 25 км в условиях ее горизонтальной тектонической расслоенности при латеральных перемещениях со скоростью порядка первого десятка миллиметров в год на субгоризонтальных границах тектонически расслоенной коры происходит выделение огромного количества тепловой энергии. Она обеспечивает такой разогрев пород, которого вполне достаточно для возникновения магматических расплавов кислого и среднего составов.

Краевые части блоков (террейнов, микроконтинентов) кроме литостатического испытывают еще и напряжения, обусловленные взаимными латеральными перемещениями блоков. При этом на участках их соприкосновения (конвергентные границы) латеральные напряжения могут достигать очень высоких значений и служить фактором, обеспечивающим существенные механохимические преобразования геологической среды. Судя по имеющимся данным эти преобразования происходят в короткий, по геологическим понятиям, промежуток времени. Установлено, что такие изменения достаточно часто провоцируются кратковременными интенсивными тектоническими импульсами (стрессами), которыми чаще всего могут быть землетрясения или напряжения, обусловленные длиннопериодными колебаниями верхней части земной коры, вызванными планетарными причинами. Если при этом учесть, что более 90% всей энергии землетрясений на земном шаре выделяется в верхнем 10-километровом слое коры, то количество таких стрессов, запускающих механизм механохимических превращений, не так уж и мало. Таким образом, значительная часть геологических процессов может происходить лишь за счет реализующейся здесь энергии сближающихся блоков.

На геотраверсе ГРАНИТ, проходящем через Криворожскую, Ново-Елховскую, Уральскую и Тюменскую сверхглубокие скважины, выполнен обширный комплекс геофизических работ, включающих сейсмические, геоэлектрохимические, гравиметрические, магнитометрические, гелиометрические исследования. Проведен сбор и анализ ранее выполненных в полосе геотраверса геологических и геофизических работ.

Геотраверс начинается в пределах Украинского щита и пересекает Днепровско-Донецкий прогиб, Воронежский кристаллический массив, Пачелмский авлакоген, Токмовский и Северо-Татарский своды, Калтасинский авлакоген, Уральский подвижный пояс и заканчивается в северо-западной части Западно-Сибирской плиты.

Ниже рассматривается строение разреза лишь центральной части Восточно-Европейской платформы.

По особенностям строения сейсмического разреза, построенного по отраженным волнам, установлено существование нескольких типов «отражающей» коры:

- с равномерным распределением большого количества отражающих элементов разреза,
- с интенсивно отражающей верхней частью разреза,
- с интенсивно отражающей нижней частью разреза,
- с небольшим количеством отражающих элементов по всей мощности разреза.

Отражающая земная кора исследованного региона отличается мощностью, а также наличием или отсутствием нижней ее границы, причем эта граница может не совпадать с границей Мохо. Наиболее существенное расхождение в положении этих двух границ устанавливается в пределах более молодых структур.

Анализ перечисленных выше параметров позволил сопоставить их с крупными геотектоническими структурами, выделяемыми в пределах Восточно-Европейской платформы.

Наиболее интересными являются данные о том, что авлакогены, тяготеющие к границам сочленения крупных геоблоков, отличаются асимметричным (в разрезе) строением и не имеют под собой каких-либо структурных элементов, которые могли бы рассматриваться как своеобразные «корни», уходящие в нижнюю часть коры и верхнюю мантию. Создается впечатление, что они служат *пограничными зонами*, сформировавшимися в процессе сближения геоблоков. Приуроченность к большинству из них землетрясений, наблюдавшихся в верхней части коры, лишь укрепляет это представление.

Проведенные исследования позволили также установить, что такие крупные платформенные структуры, как Воронежский кристаллический массив, Токмовский свод, Калтасинский авлакоген, состоят из тектонически сближенных блоков, сложенных различными по составу и генезису комплексами пород.

Установлено, что «уральский» тип тектоники с преобладанием наклонных нарушений восточного падения прослеживается на запад до восточной границы Южно-Татарского свода.

Наши исследования позволяют по-новому подойти к выделению территорий, перспективных на поиски углеводородов.

Н.Б. Кузнецов, О.В. Удоратина
Геологический институт РАН, Москва
Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар

ПАЛЕОЗОЙСКОЕ ИЗОТОПНОЕ ОМОЛОЖЕНИЕ ДОУРАЛИД И ПРОБЛЕМА ЭВОЛЮЦИИ УРАЛЬСКОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КОНТИНЕНТА В ПАЛЕОЗОЕ

Западный склон Урала традиционно интерпретируется как палеозойская пассивная (атлантического типа) континентальная окраина Восточно-Европейского континента, а восточный Урал – как активная окраина Казахстанско-Киргизского континента.

Базальные образования комплекса уралид Западного Урала несогласно перекрывают разнообразные доуральские рифей-вендинские толщи и гранитоиды. Известны многочисленные результаты изотопного датирования этих древних образований. При этом большинство полученных датировок отвечают палеозою.

Проведен статистический анализ палеозойских изотопных датировок доуральских вещественных комплексов северной и приполярной частей Западного Урала. На построенных нами графиках частоты встречаемости палеозойских датировок выявлены разновозрастные максимумы, соответствующие временным интервалам 440 – 420, 400 – 380, 360 – 330 и 300 – 250 млн лет.

Сопоставление частотных максимумов с этапами эволюции восточных уралид показывает их коррелируемость. В то же время сравнение полученной частотной кривой с гистограммой K-Ag датировок, отражающей этапы омоложения позднеордовикских гранитоидов Зерендинского батолита Кокчетавского блока Казахстана, свидетельствует об отчетливом различии этих графиков.

На этом основании можно сделать следующие предположения:

1) этапы ремобилизации доуральского фундамента уралид Западного Урала проявлялись синхронно с этапами эволюции уралид Восточного Урала;

2) режим развития палеозойской окраины Восточно-Европейского континента отличался от режима эволюции типичной

пассивной континентальной окраины атлантического типа;

3) восточные уралиды не принадлежали к палеозойской активной окраине Казахстанско-Киргизского континента.

С учетом известных данных по геологии Урала можно также предположить, что палеогеодинамическое развитие Уральской окраины Восточно-Европейского континента в среднем палеозое протекало по типу развития современной Западно-Тихоокеанской активной окраины.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, грант 99-05-64005 (руководитель С.Г. Самыгин).

Г.П. Снитко, Т.Н. Попова, М.К. Горбунова,
Ф.А. Курбацкая
Пермское ГГСП Геокарта,
Пермский университет

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕ-УХТЫМСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ НА СЕВЕРНОМ УРАЛЕ

Геологическое строение Верхне-Ухтымской антиклинали вызывает особый интерес в связи с установлением здесь ухтымского инъекционно-эксплозивного комплекса магматитов.

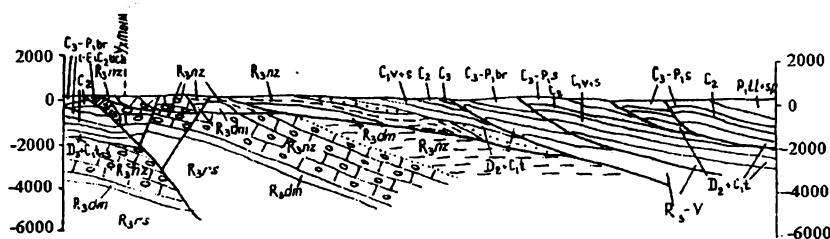
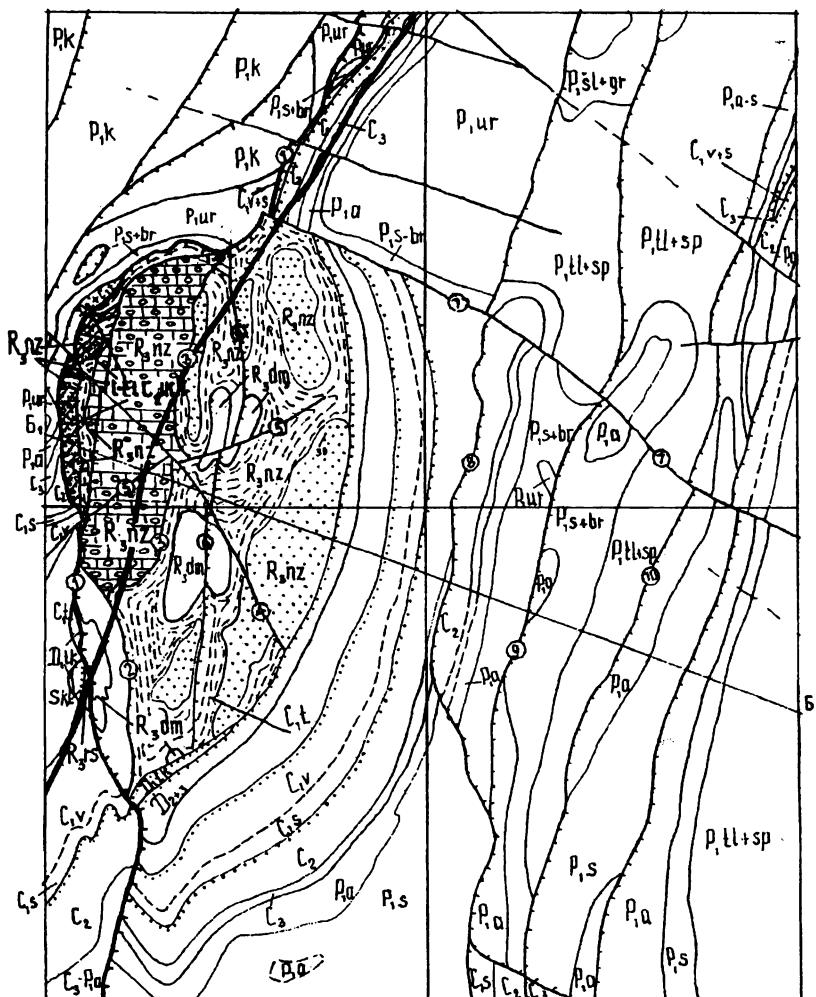
Верхне-Ухтымская антиклиналь ограничена с запада Вайгачско-Патраковским взбросо-надвигом, с падением сместителя на восток 35-40° и возможным выполаживанием на глубине 4,5-5,0 км. Значительная часть структуры сложена породами верхнего рифея и палеозоя. Она представляет собой пологий аллохтон, разбитый на субмеридиональные пластины Верхне-Ухтымской системой надвигов и Лектымским надвигом. Аллохтон осложнен также Кикусским и Ухтымским диагональными сдвигами малой амплитуды. Автохтон занимает юго-западную часть структуры, с востока ограничен Верхне-Ухтымским нарушением и представлен отложениями рассольниковой и деминской свит верхнего рифея. С севера Верхне-Ухтымская структура ограничена Агафонинским взбросо-сдвигом с вертикальной амплитудой 2,3 км (рисунок).

По геофизическим данным Верхне-Ухтымская структура охватывает юго-западную часть крупного купольного поднятия верхней мантии с пониженной толщиной земной коры. Поверхность Мохо со-

ответствует здесь глубинам 31-32,5 км, базальтовый слой уменьшен до 5-7 км, мощность консолидированной коры 24-25 км. Глубина залегания поверхности гранито-гнейсового эпикарельского фундамента 8-9 км. Мощность рифейско-венского комплекса пород 5-8 км, палеозойского - 0-4 км. Подобное строение земной коры отвечает «фактору 2», по В.А. Милашеву, т.е. благоприятствует локализации кимберлитового (и лампроитового?) магматизма. В северо-восточном направлении Верхне-Ухтымскую антиклиналь рассекает, не выходя на поверхность, глубинный разлом мантийного заложения, который прослежен ГСЗ от верхней мантии до нижней части осадочного чехла.

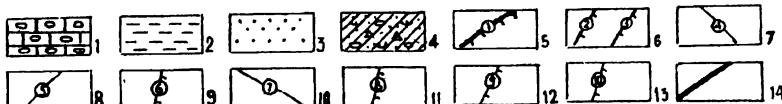
В строении Верхне-Ухтымской антиклинали принимают участие породы докембрия и палеозоя. В основании разреза залегают отложения рассольниковой свиты. Она впервые выделена Н.Г. Чочиа и В.К. Адриановой на р. Низьве в 1948 г. и наиболее полно описана в 1950 г. Отложения рассольниковой свиты закартированы в юго-западной части в р-не г. Лосиной в виде полукилометровой полосы, распространяющейся в северо-западном направлении к бассейну р. Ухтым. Они представлены аркозовыми и субаркозовыми песчаниками, постепенно переходящими в алевролиты и аргиллиты с прослойями песчаников с глауконитом. Видимая мощность рассольниковой свиты 225-280 м. Определения абсолютного возраста глауконитов варьируют в пределах 927-862 и 798-814 млн лет. По особенностям состава эти породы идентичны отложениям зильмердакской свиты Южного Урала, т.е. датируются верхним рифеем. Выше рассольниковой свиты согласно залегают отложения деминской свиты, которая также впервые описана в 1948 г. Н.Г. Чочиа и К.А. Адриановой на р. Низьве у дер. Демино. Она развита в тектонических блоках в ядрах мелких антиклиналей, осложняющих главную структуру. Свита сложена вишнево-красными, зеленоватыми и серыми глинистыми известняками, доломитами и мергелями. В основании развит горизонт красно-бурых и серых строматолитовых известняков с *Inzeria tjomusi Kryl Iurusania nisvensis Raab I cylindrica Kryl*.

Мощность деминской свиты 200 м. По палеонтологическим остаткам и литологическому составу она сопоставима с катавской свитой стратотипических разрезов Южного Урала. Стратиграфически выше описаны отложения низьвенской свиты. Она выделена Н.Г. Чочиа на р. Низьве в 1947 г. и впоследствии изучена М.Е. Раабен, Л.В. Григорьевым и Л.И. Лядовой. Карбонатные породы низьвенской свиты в западной части Верхне-Ухтымской антиклинали залегают на деминских породах с тектоническим контактом.



Наиболее полно они изучены по линиям шурфов у пос. Ухтым, на правобережье р. Рассохи, в обнажениях по р. Ухтым. Свита представлена довольно однообразными доломитами, доломитизированными известняками и известняками светло-серых и темных тонов. Почти по всему разрезу породы содержат многочисленные постройки строматолитов, придающих им своеобразный узорчатый рисунок. Строматолиты представлены *Tungussia colcimi* Raab *Gimnosolen asymmetricus* Raab *G Minjaria giganteus* Raab.

Мощность карбонатной части низъянской свиты в западном крыле Верхне-Ухтымской структуры 1150 м. Во фронтальной части надвига в междуречье Ухтым - Большая Кика на карбонатной толще согласно залегает пачка пестроцветных аргиллитов и алевролитов с редкими прослойками песчаников, мергелей с видимой мощностью 100 м. Суммарная мощность низъянской свиты в западных разрезах составляет 1250 м. По составу строматолитов они уверенно коррелируют с миньярской свитой верхнего рифея Южного Урала. В восточной части антиклинали с тектоническим контактом по отношению к карбонатным толщам западной зоны в верховьях рек Пармы, Низъя, Ухтым, Лектым, слагая г. Низъю и г. Коркасская, на деминской свите согласно залегают терригенные породы, относимые ранее Н.Я. Быковым, С.В. Младших и др. к коркасской свите. Литологически они подразделяются на две толщи (снизу).



Геологические карты и разрез Верхне-Ухтымской антиклинали
Масштаб 1:200 000

Условные обозначения: 1 – рифогенные доломиты низъянской свиты; 2 – аргиллиты и алевролиты низъянской свиты; 3 – песчаники низъянской свиты; 4 – ухтымский комплекс: конглобрекции, песчаные и пепловые туфы, покровная фация – диатремы пород лампроитового ряда (I-*EIC₂uch*); 5 – Вайгачско-Патраковский взбросо-надвиг; 6 – Верхне-Ухтымская система надвигов; 7 – Кукусский сдвиг; 8 – Ухтымский сдвиг; 9 – Лектымский надвиг; 11 – Зинайский надвиг; 12 Трубанихинский надвиг; 13 – Кременский надвиг; 14 – Мангийный разлом; *rs* – рассольниковская свита, *dm* – деминская свита, *nz* – низъянская свита

1. Пестроцветные аргиллиты и алевролиты с маломощными прослойями песчаников. Мощность 220-250 м.

2. Светлые кварцito-песчаники с глауконитом. Содержание глауконита в отдельных линзах достигает 35-40%. Абсолютный возраст глауконита оказался равным 851+36 и 814+42 млн лет. Мощность толщи 120-150 м.

3. Эти терригенные породы по составу хорошо сопоставляются с инзерской свитой Южного Урала, согласно залегающей на катаевской свите. Таким образом, мощность низъянской свиты в восточных фациях составляет 340-400 м, если вышеуказанные породы включать в состав низъянской свиты. В будущем предполагается выделить их в самостоятельную свиту.

4. На рифейских отложениях с угловым и стратиграфическим несогласием на западном борту Верхне-Ухтымской антиклинали залегает колчимская свита нижнего силура, а на восточном - такатинская свита нижнего девона.

5. Колчимская свита установлена в аллохтоне Вайгачско-Патраковского взбросо-надвига, где представлена кварцевыми песчаниками, известняками и доломитами. Мощность свиты 35-50 м.

Такатинская свита в западном крыле залегает со стратиграфическим несогласием на колчимской свите в виде тектонического покрова во фронтальной части Вайгачско-Патраковского взбросо-надвига. Она сложена светлыми кварцевыми песчаниками с примесью гравийного материала, алевролитами и аргиллитами мощностью 45-70 м. В восточной зоне такатинская свита с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на терригенных породах низъянской свиты. Она представлена кварцевыми конгломератами в основании и кварцевыми песчаниками в остальной части. Мощность свиты 30-50 м. В юго-восточной части восточного обрамления структуры на такатинские песчаники со стратиграфическим несогласием ложатся породы пашийской свиты, выделенной К.К. Белоусовым в 1937 г. на Среднем Урале. Верхнеэмские, эйфельские и нижнеживетские отложения уничтожены здесь предпашийским размывом. Далее к северу пашийская свита с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывает терригенную толщу низъянской свиты. Пашийская свита представлена безрудным глинисто-песчаниковым типом разреза мощностью 4,4-50 м. Выше согласно залегают породы кыновской свиты, выделенной Б.П. Марковским в 1948 г. на Западном Урале. Это чередующиеся мергели и глины, глинистые известняки с характерным комплексом кораллов и брахиопод.

6. *Disphyllum paschiense* Soshk Atrypa cf *tatarica* Ljasch *Uchto-spirifer murchisonianus* (Vern) U nalivkini (Ljasch) Мощность свиты 7,1-9,4 м. Верхнедевонские отложения согласно лежат на кыновских и представлены однообразной толщей темноцветных кремнисто-карбонатно-глинистых глубоководных осадков. В их составе выделены породы саргаевской, доманиковой, золотихинской, губахинской свит и лытвинского горизонта. Породы губахинской свиты содержат фораминиферы *Archaeospaera crassa* Lip *Parathurammina dagmarae* Sul *Paracaligella antropovi* Lip *Radiosphaera basilica* Reitl *Quasiendothyra communis* (Raus), брахиоподы *Dzieduszyckia baschkirica* (Tschern) и водоросли *Girvanella Shuguria*. В известняках лытвинского горизонта установлены следующие фораминиферы: *Quasiendothyra konensis* (Leb) Q ex gr *kobeitusana* (Raus).

Мощность верхнего девона 125-145 м. Турнейские отложения прослеживаются на обоих крыльях Верхне-Ухтымской антиклинали. На западном крыле они имеют тектонический контакт, а на восточном - согласно лежат на верхнедевонских породах. Представлены осадками депрессионного типа карбонатно-глинистого состава. Нижнетурнейский подъярус, включая гумеровский, малевский и упинский горизонты, сложен аргиллитами с прослойями известняков и мергелей. Верхнетурнейский подъярус состоит из известняков, реже аргиллитов, алевролитов и песчаников. В черепецком горизонте выявлено много фораминифер *Tournayella discoidea* Dain *Chernyshinella glomiformis* (Lip), *Latiendothyra latispiralis* (Lip), брахиопод *Subglobosochonetes malevken-sis* (Sok) *Camarotoechia panderi* (Sem et Moell) *Eodoxina media* (Leb), водорослей *Kamaena Girvanella Parachaetetes*.

На черепецких породах согласно залегают известняки и известковистые аргиллиты кизеловского возраста с фауной фораминифер *Spinoendothyra paracostifera* (Lip) Sp *tenuiseptata* (Lip) Sp *costifera* (Lip) Sp *recta* (Lip).

Общая мощность турнейского яруса 225-290 м. Более молодые отложения развиты только на восточном крыле. В основании визейского века здесь существовал перерыв в осадконакоплении, в результате которого из разреза выпадают косьвинские и частично радаевские слои. Поэтому на кизеловских известняках со стратиграфическим несогласием залегает пачка пород мощностью 6-20 м континентального происхождения радаевского, бобриковского и нижнетульского возраста. Пачка сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Выше залегает карбонатная толща верхней части тульского, алексинского, михайловского и веневского горизонтов, представленных карбонатными породами с богатыми фаунистическими комплексами

фораминифер. В тульском - *Endothyra similis* Raus *Tndothyranopsis compressa* (Raus et Reitl) *Archaediscus karteri* Brady A *krestovnikovi* Raus, кораллы *Litostrotion irregulare* Phillips брахиоподы *Globosoproductus mirus* (Frcks), алексинском - *Endothyranopsis crassa* (Brady) *Parastaffilla concinna* Schlyk *Archaediscus moelleri* Raus брахиоподы *Gigantopproductus maximus* (M Coy) *Striatifera striata* (Fisch).

Далее следует мощная доломитовая толща с единичными известковыми прослойями, соответствующая большей части михайловского, веневского горизонтов и серпуховскому ярусу. Мощность визейского яруса 246-290 м, серпуховского - 140-150 м. На серпуховских отложениях со стратиграфическим несогласием залегают породы среднего отдела каменноугольной системы, представленные нормально-морскими (известняки и доломиты) и прибрежно-морскими осадками (оолитовые известняки, брекчии, мергели, аргиллиты, алевролиты). Башкирский ярус охарактеризован фораминиферами *Eostaffella postmosquensis* Kir *Pseudostaffella ex gr antiqua* (Dutk) *Schubertella ex gr obscura* Lee et Chen.

Мощность башкирского яруса 22-23 м. Нижнемосковский подъярус в прослоях известняков содержит фораминиферы *Pseudostaffella ex gr gorskyi* (Dutk) *Ps ex gr prisca* (Depr) *Schubertella ex gr pauciseptata* Raus, брахиоподы *Neochonetes carboniferus* (Keys) *Choristites aljutovensis* E Ivan Ch teshevii A et E Ivan; верхнемосковский - *Fusulinella ex gr bocki* Moell *Fusiella typica* Lee et Chen.

В целом мощность московского яруса 200 м. К возрастным аналогам московского яруса на западном крыле предыдущие исследователи относили ксенофонтовскую свиту. Отложения ксенофонтовской свиты имеют в данном районе тектонические контакты с вмещающими породами. С востока их выходы ограничены Вайгачско-Патраковским взбросо-надвигом и перекрыты отложениями низъянской свиты верхнего рифея, а с запада контактируют с отложениями нижней перми, карбона и девона. Они были выделены Л.И. Лядовой по аналогии с породами Ксенофонтовского поднятия. Описывая отложения ксенофонтовской свиты в пределах Верхне-Ухтымской антиклинали, Ю.И. Погорелов, Б.Я. Чалов и др. отмечали своеобразие ее состава и строения, объясняя специфичными условиями осадконакопления. А.М. Зильберман относил их к меланжевым образованиям. Новые данные о составе и генезисе ксенофонтовской свиты (Курбацкая, 1999) позволили выделить их в ухтымский инъекционно-эксплозивный комплекс магматитов, петрографически во многом сходный с аналогичными породами Полюдово-Колчимского поднятия. Породы комплекса вскрыты скважинами и шурфами. Они закартированы в виде тела сер-

повидной формы, разбитого на два субширотных блока общей длиной 8 км при ширине 200-500 м и площадью около 4 км². Внутреннее строение комплекса, по данным бурения, определяется двумя структурными этажами - верхним эксплозивным и нижним инъекционным. Видимая мощность более 150 м. В восточной зоне антиклиниория, как показано выше, разрез московского яруса представлен нормальными морскими отложениями. На верхнемосковских отложениях в восточном крыле согласно залегают позднекаменноугольные породы, состоящие в основном из доломитов с прослойями известняков, нередко палеоаплизиновых, с фузулинидами *Triticites* sp *Jigulites* ex gr *volgensis* (Raus).

Мощность верхнекаменноугольного отдела 80-90 м. Завершают разрез полеозоя в данном регионе нижнепермские отложения. Это асельские доломиты и известняки, часто фузулинидовые, с *Pseudofusulina* ex gr *krotow* (Schell) Ps firma. Мощность до 280 м. Согласно лежащие сакмарские известняки, реже доломиты, нередко окремненные с колониальными призматическими ругозами с астреевидным типом колоний и фузулинидами *Pseudofusulina uralica* (Krot) Ps ex gr *moelleri* (Schellw) Ps ex gr *plicatissima* Raus Ps ex gr *urdalensis* Raus. Мощность сакмарского яруса 240-250 м. Карбонатные отложения артинского яруса согласно залегают на сакмарских и соответствуют бурцевскому горизонту с фузулинидами *Pseudofusulinf concavatas* Viss Ps *kutkanensis* Raus *Psuralensis* (Raus) *Parafusulina lutugini* (Schellw).

Мощность артинских отложений 50 м. Завершается разрез палеозоя в Верхне-Ухтымской антиклинали терригенными породами урминской серии, относимой ранее к урминской свите, выделенной М.В. Кругловым в 1933 г. Это песчаники, аргиллиты, мергели с прослойями гравелитов и конгломератов. Мощность урминской серии 270-300 м.

ХРОНИКА

В феврале 2000 г. исполняется 70 лет
зав. кафедрой методов поисков и разведки
Пермского государственного университета
доктору геол.-мин. наук профессору Б.С. Луневу.

Борис Степанович Лунев после окончания Пермского университета (1953 г.) работал ассистентом кафедры методов поисков и разведки. Кандидатскую диссертацию защитил в 1961 г., докторскую – в 1967 г. Руководит кафедрой с 1979 г. В 1961 г. создал лабораторию осадочных полезных ископаемых (ЛОПИ), которая на протяжении почти 40 лет ведет исследования в различных направлениях геологии. В период работы Б.С. Лунева деканом геологического факультета (1970-1974 гг.) также проявились его незаурядные организаторские способности и талант воспитателя и педагога.

Учебная деятельность профессора Лунева Б.С. связана с чтением курсов геоморфологии, четвертичной геологии, геологии россыпей, техногенных месторождений, проходки горных выработок, проведением учебных практик по геокартированию. Ему свойственен нестандартный творческий подход к организации учебных курсов. Одним из первых в университете Б.С. Лунев начал читать лекции с применением технических средств (ЛЭТИ), для чего была подготовлена серия плакатов-слайдов. В настоящее время используется оригинальный двухтомный атлас форм рельефа (авторы Б.С. Лунев, О.Б. Наумова). Для повышения качества обучения студентов созданы филиалы кафедры в ЕНИ при ПГУ, ОАО Пермнефтегеофизика, ПГСП Геокарта. Под руководством Б.С. Лунева выполняются хоздоговорные работы совместно с филиалом кафедры при ЕНИ, в 1997 г. они достигли объема более 400 млн руб.

Направления научной деятельности профессора – изучение мелких ценных минералов (золота, платины, алмазов, кассiterита, цирконий-титановых минералов и др.) в природных и техногенных объектах; создание способов их обнаружения с применением экспресс-методов; комплексная разработка месторождений на экологически чистой основе; общие проблемы литологии, геоморфологии, неотектоники. Научное направление по мелким ценным минералам в горных породах разного происхождения (осадочные, метаморфические, магматические, техногенные) формировалось на базе детальных исследова-

ний природных и принудительных процессов дифференциации соврёменного аллювия на территориях Урала, Сибири, Русской равнины, Карелии, Армении, Азербайджана, Таджикистана, Узбекистана, Казахстана, Украины и Прибалтики. Поиски ценных минералов велись от Чукотки до Предкарпатья, от Полярного Урала до Памира. В совещаниях и семинарах, организованных Б.С. Луневым, участвовали ученые многих регионов России и стран СНГ.

Наиболее полно проблема изучения вещественного состава терригенных осадков применительно к аллювию раскрыта в монографии Б.С. Лунева «Дифференциация осадков в современном аллювии» (1967). В межвузовском сборнике «Аллювий» (6 выпусксов, редактор Б.С. Лунев), тематических изданиях (тезисы, доклады) совещаний и семинаров, проводимых Б.С. Луневым, публикуются результаты изучения и комплексной оценки месторождений, методов исследования минерального сырья. В 1996 г. издана монография месторождений «Мелкие алмазы Урала» (Б.С. Лунев, Б.М. Осовецкий). За оригинальное издание в 2 томах «Атласа форм рельефа» («Основные рельефообразующие факторы Земли». Пермь, Т.1, 1998, 295 с.; «Формы рельефа Земли». Пермь, Т.2, 1999, 316 с.) Б.С. Лунев удостоен звания лауреата премии имени Г.А. Максимовича за 1999 г. Значительное место в исследованиях Б.С. Лунева занимают вопросы расширения минерально-сырьевой базы страны, в частности Пермской области. Опубликованы статьи, проведены совещания, издана монография «Месторождения гравия песчаника и глин Пермской области» (Б.С. Лунев, А.М. Кропачев, 1959 г.).

Зарубежные научные связи формировались в течение многих лет. Интерес к работам Б.С. Лунева проявили исследователи Франции, США, Финляндии, Польши, Германии, Болгарии, Канады, Вьетнама.

В общей сложности Б.С. Луневым опубликовано более 160 научных работ, в т.ч. 5 монографий.

Под руководством Б.С. Лунева сделаны многие интересные открытия и выполнены разработки. Одним из первых в стране Б.С. Лунев привлек внимание ученых и производственников к проблеме изучения и оценки перспектив мелких зерен ценных минералов. Впервые обнаружены и изучены мелкие алмазы на Урале и Южном Тимане, импактные алмазы на Урале; выявлены мелкие алмазы в коренных породах на глубине 200 м на территории Башкирии (1995 г.). Им разработана концепция комплексной разработки песчано-гравийных месторождений с попутным извлечением мелкого золота и алмазов, титано-циркониевых минералов; создана обогатительная установка МЦМ; предложен экспресс-методы изучения валового состава галеч-

ников и тяжелых фракций, разработан метод выявления неотектонических структур по гранулометрическому составу аллювия и содержанию тяжелых минералов. Имеется изобретение (АС-12707702).

Б.С. Лунев – член-корреспондент АЕ РФ, член двух диссертационных советов при Пермском университете.

Б.С. Лунев является также членом секции россыпей Научного Совета по рудообразованию РАН (Москва), Межведомственного координационного комитета по геоморфологии и неотектонике Урало-Поволжья (Уфа), Волго-Уральской комиссии по изучению четвертичных отложений (Уфа). В течение ряда лет был председателем Комитета геологических проблем Пермского областного совета НТО, возглавлял общество «Знание» на геологическом факультете ПГУ.

Ученики Б.С. Лунева (кандидаты и доктор геологоминералогических наук) успешно развивают научные идеи руководителя. Завершают докторские диссертации О.Б. Наумова и В.А. Наумов, кандидатскую – В.В. Голдырев.

Б.С. Лунев принимал участие в создании научных лабораторий в городах Актюбинске, Оренбурге, Якутске, Уфе. Выезжал с чтением лекций для студентов и научных работников в города Вроцлав (Польша), Вильнюс, Ташкент. Участвовал в работе Международного геологического конгресса в Китае (1996 г.).

Б.С. Лунев награжден медалью «Ветеран труда» (1984), Почетной грамотой Госкомитета РФ по высшему образованию (1996), на грудным значком «За отличные успехи в работе», почетной грамотой (1990) и дипломом лауреата ПГУ (1976, 1998).

В 1998 г. отмечалось 50-летие (включая обучение в ПГУ) трудовой и научной деятельности Б.С. Лунева на геологическом факультете Пермского университета, которая является образцом для многих поколений молодых ученых.

В канун 70-летнего юбилея сотрудники геологического факультета ПГУ желают уважаемому профессору крепкого здоровья и дальнейших творческих успехов.

*Редакционная
коллегия*

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

1. Andrew C Morton	30	40. Наумова О.Б.	15, 37
2. Claire Hallsworth1	30	41. Никифорова Н.М.	37
3. Алексеев В.Я.	32	42. Осовецкий Б.М.	25
4. Беляева Г.Л.	66, 141	43. Петруха Т.Л.	23
5. Болотов А.А.	144	44. Попова Т.Н.	156
6. Гаев А.Я.	12, 48	45. Пукова Е.П.	139
7. Голубев Б.М.	139	46. Рыбальченко Т.М.	103
8. Горбунова М.К.	156	47. Рыбальченко Ю.А.	103
9. Гущин Н.В.	46	48. Савченко И.В.	66
10. Дублянская Г.Н.	4	49. Силаев В.И.	20
11. Дублянский В.Н.	4	50. Сокерин М.Ю.	20
12. Екимова Т.Е.	102	51. Соколов В.Б.	152
13. Ерофеев Е.А.	48	52. Сорока Е.И.	55
14. Захарова Т.И.	91	53. Суслов С.Б.	91
15. Зильберман А.М.	52	54. Сычkin Г.Н.	77
16. Ибламинов Р.Г.	52, 74	55. Темербаева Ю.А.	148
17. Илалтдинов И.Я.	43	56. Тупицын И.С.	142
18. Казакевич С.В.	40	57. Удоратина О.В.	155
19. Казымов К.П.	94	58. Филиппов В.Н.	20
20. Карпова Е.В.	66	59. Харитонов Т.В.	142
21. Кедрова Т.В.	37	60. Чайковская Е.В.	109
22. Килин Ю.А.	48	61. Чайковский И.И.	80, 109,
23. Копнин В.И.	134, 136	148	
24. Коротченкова О.В.	131	62. Черепанова Д.В.	57
25. Красильников Л.И.	94	63. Шлыков В.Г.	40
26. Кропачев А.М.	43, 46, 131	64. Штраус В.Г.	94
27. Кудряшов А.И.	9	65. Шумилова Т.Г.	102
28. Кузнецов Н.Б.	155	66. Шурубор Ю.В.	87
29. Курбацкая Ф.А.	61, 66, 156		
30. Кучина О.В.	61		
31. Лаврова Л.Д.	102		
32. Лебедев Г.В.	52		
33. Лукин В.Г.	102		
34. Лунев Б.С.	15		
35. Максимович Н.Г.	40		
36. Меньшикова Е.А.	40		
37. Молоштанова Н.Е.	141		
38. Мортон А.С.	25, 31		
39. Наумов С.В.	15, 37		

СОДЕРЖАНИЕ

Раздел I. П.Н. Чирвинский и проблемы развития геологических наук	4
Раздел II. Проблемы минералогии и геохимии	19
Раздел III. Проблемы петрографии и литологии	51
Раздел IV. Проблемы геологии, петрографии и минералогии алмазных месторождений Урала	73
Раздел V. Проблемы геологии, петрографии и минералогии соляных месторождений	133
Раздел VI. Проблемы тектоники и строения геологических структур	151
Хроника	164
Авторский указатель	167

ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского

Сборник научных статей

Ответственный редактор Чайковский Илья Иванович.

Редактор *Л.А. Богданова*

Технический редактор *Г.А. Ковальчук*

Корректор *Г.А. Гусман*

Компьютерная верстка *Н.С. Пархачев*.

ИБ №279

Лицензия ЛР № 020409 от 12.02.97

Подписано в печать 14.01.2000. Формат 60x84 1/16.

Бум.тип. №1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 9,76.

Уч.-изд. л. 9,5. Тираж 200 экз. Заказ 58 .

Редакционно-издательский отдел Пермского университета
614600. Пермь, ул. Букирева, 15

Типография Пермского университета
614600. Пермь, ул. Букирева, 15

ОГЛАВЛЕНИЕ

Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н.	
К 120-летию со Дня Рождения П.Н. Чирвинского	4
Кудряшов А.И.	
Вклад П.Н.Чирвинского в становление флюидогеодинамики.....	9
Гаев А.Я.	
О развитии палеогидрогеологических идей П.Н. Чирвинского в трудах ученых Пермской школы	12
Лунев Б.С., Наумова О.Б., Наумов С.В.	
Перспективы развития геометрохимического метода П.Н. Чирвинского	15
Силаев В.И., Филиппов В.Н., Соекрин М.Ю.	
Размерный фактор в минералогии как новая филогеническая проблема.....	20
Петруха Т.Л.	
Закономерности изменения содержания железа в сфалерите руд Учалинского медноколчеданного месторождения.....	23
Мортон А.С., Осовецкий Б.М.	
Эволюция химического состава зерен гранатов в современном аллювию р. Кубани при транспортировке вниз по течению	25
Мортон А.К., Холзуорт К.	
Процессы, контролирующие состав ассоциаций тяжелых минералов в песчаниках	31
Алексеев В.Я.	
Минералы аллювия Кваркунской площади.....	32
Наумова О.Б., Никифорова Н.М., Кедрова Т.В., Наумов С.В.	
Возможности соединения геометрохимического метода с экспресс-методом минералогического анализа тяжелой фракции.....	37
Максимович Н.Г., Меньшикова Е.А., Казакевич С.В., Шлыков В.Г.	
Минералогия чеганских глин и ее инженерно-геологическое значение ..	40
Иллартинов И.Я., Кропочев А.М.	
Формы миграции атомов в стратосфере	43
Кропочев А.М. Гущин Н.В.	
Геохимические и минералогические процессы в угольных терриконах..	46
Гаев А.Я., Ефрофеев Е.А., Килин Ю.А.	
Минералого-геохимические аспекты гидрогеологии при развитии сульфатного типа карста	48
Зильберман А.М., Ибланинов Р.Г., Лебедев Г.В.	
О магматических формациях западного склона Северного и Среднего Урала	52
Сорока Е.И.	
Физико-химические условия образования хлоритоидных метасоматитов хребта Малдынырд (Приполярный Урал).....	55
Черепанова Д.В.	
Шеелитовые экзоскарны Мойвинского гранитоидного массива.....	57

Курбацкая Ф.А., Кучина О.В.	
О вендинских фосфатоносных породах Среднего Урала	61
Курбацкая Ф.А., Карпова Е.В., Савченко И.В.	
К проблеме тиллитовидных конгломератов нижнегенерации венда Среднего Урала	66
Беляева Г.Л.	
Ледниковые и озерно-ледниковые глинистые отложения Пермской области	69
Ибланинов Р.Г.	
Глубинное строение и алмазоносность Западного Урала	74
Сыччин Г.Н.	
К вопросу о меридиональном поясе «молодого» магматизма в западном Предуралье в связи с проблемой алмазов.....	77
Чайковский И.И.	
Природа алмазоносной магмы Северного Урала.....	80
Шурубор Ю.В.	
Внедолинное алмазопоявление близ устья р. Малой Порожной на западном склоне Среднего Урала.....	87
Суслов С.Б., Захарова Т.И.	
Признаки магматических проявлений на контакте венда и палеозоя в Горнозаводском районе.....	91
Казымов К.П., Красильников Л.И., Штраус В.Г.	
Проявление флюидно-эксплозивного магматизма в среднем течении реки Няр	94
Шумилова Т.Г., Лаврова Л.Д., Екимова Т.Е., Лукин В.Г.	
Типоморфные особенности графита известняк алмазсодержащих и вмещающих метаморфических пород	102
Рыбальченко Т.М., Рыбальченко Ю.А.	
Характеристика пироксенов известняк туффизитов Полюдова Кряжа.....	103
Чайковский И.И., Чайковская Е.В.	
Типоморфизм сульфидов железа известняк алмазоносных пирокластитов Северного Урала.....	109
Чайковский И.И.	
Преобразование хромсодержащих минералов в алмазоносных пирокластитах Северного Урала.....	118
Кропочев А.М., Коротченкова О.В.	
Прогнозные коры выветривания над лампроитами.....	131
Копнин В.И.	
Калийный рудогенез в эвапоритовых бассейнах.....	134
Копнин В.И.	
Сезонно-периодическая слоистость соляных пород Верхнекамского месторождения.....	136
Голубев Б.М., Пукова Е.П.	
К вопросу стратификации соляной толщи Верхнекамского месторождения.....	139

Молоштанова Н.Е., Беляева Г.Л.	
Геолого-технологическое картирование сильвинитовых пластов на Верхнекамском месторождении.....	141
Туцицын И.С., Харитонов Т.В.	
Основы прогноза скоплений углеводородов по калиеносности	142
Болотов А.А.	
К вопросу о происхождении провалов почвы в районе пос. Новая Зырянка (г. Березники)	144
Темербаева Ю.А., Чайковский И.И.	
Пирит Верхнекамского месторождения соли и его генетическое значение.....	148
Соколов В.Б.	
Новые данные и проблемы в изучении строения земной коры и характер сочленения крупных геотектонических структур.....	152
Кузнецов Н.Б., Удоратина О.В.	
Палеозойское изотопное омоложение доуралид и проблема эволюции Уральской окраины Восточно-Европейского континента в палеозое ..	155
Снитко Г.П., Попова Т.Н., Горбунова М.К., Курбацкая Ф.А.	
Геологическое строение Верхне-Ухтымской антиклинали на Северном Урале	156
ХРОНИКА	164