

**ПРОБЛЕМЫ
МИНЕРАЛОГИИ,
ПЕТРОГРАФИИ
И МЕТАЛЛОГЕНИИ**

**Научные чтения памяти
П.Н. Чирвинского**

Выпуск 7

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Пермский государственный университет

Кафедра минералогии и петрографии

Пермское отделение Российского минералогического общества



ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ,
ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

НАУЧНЫЕ ЧТЕНИЯ ПАМЯТИ П.Н. ЧИРВИНСКОГО

Выпуск 7

Сборник научных статей

Пермь 2005

БКК 26.3

П 78

УДК 550.8

Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза.

П 78 Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сборник научных статей. / Перм. ун-т. – Пермь, 2005. – Вып. 7. – 308 с.

ISBN 5 – 7944 – 0497-3

Сборник подготовлен по материалам докладов на пятой научной конференции, состоявшейся 8-9 февраля 2005 г. на кафедре минералогии и петрографии Пермского университета. Содержит результаты геологических исследований, касающихся некоторых проблем минералогии, петрографии, геологии месторождений и других наук, которые входили в сферу интересов П.Н. Чирвинского.

Для геологов широкого профиля.

Печатается по постановлению ученого совета геологического факультета Пермского университета

Редакция: Б.М. Осовецкий, 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

Спонсор издания: Администрация Пермской области

ISBN 5 – 7944 – 0497-3

© Пермский университет, 2005



**П.Н. ЧИРВИНСКИЙ
И ПРОБЛЕМЫ
РАЗВИТИЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ
НАУКИ**



А.Н. Олиферов¹, А.Г. Кузнецов²

Таврический национальный университет им. В.И. Вернадского, Крым

**К 125-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ П.Н. ЧИРВИНСКОГО,
ВЫДАЮЩЕГОСЯ ПРОФЕССОРА
ДОНЕЦКОГО ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА И
ПЕРМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА**

Петр Николаевич Чирвинский, выдающийся геолог, петрограф, минералог, геохимик и исследователь метеоритов, в 1909-1931 гг. был профессором Донецкого (ныне Новочеркасского) политехнического института, а в 1943-1955 гг. – Молотовского (ныне Пермского) университета.

П.Н. Чирвинский родился 26 января (7 февраля) 1880 г. в семье Н.П. Чирвинского, впоследствии профессора общей зоотехники Петровской сельскохозяйственной и лесной академии. В 1898 г. он с золотой медалью окончил гимназию в Петербурге и тогда же поступил на естественное отделение физико-математического факультета Киевского университета, который закончил в 1902 г. с золотой медалью за дипломную работу «Искусственное получение минералов в XIX столетии».

П.Н. Чирвинский был оставлен стипендиатом при кафедре минералогии у профессора П.Я. Армашевского (с 1903 по 1907 г.), одновременно вел педагогическую работу. П.Н. сдал магистерские экзамены, прочел пробные лекции на звание приват-доцента. В 1907 г. он был командирован в Германию, а в 1913-1914 гг. – в Австрию и Италию для исследований по минералогии. В работе ему очень помогало знание трех европейских, а также латинского и греческого языков.

В 1909-1931 гг. Чирвинский занимал должность профессора горного факультета Донецкого политехнического института, а с 1921 г. был его деканом. В 1912 г. он защитил магистерскую диссертацию «Количественный химический и минералогический состав гранитов и грейзенов», за которую ему была присуждена Ломоносовская премия Академии наук; в 1919 г. – докторскую диссертацию «Палласиты, их количественный химико-минералогический состав и положение в ряде других метеоритов» [1, 2, 5, 21].

¹ В студенческие годы учился у П.Н. Чирвинского в Молотовском университете.

² Обучался и работал в Новочеркасском политехническом институте.

© А.Н. Олиферов, А.Г. Кузнецов, 2005

В ДПИ П.Н. Чирвинский читал курсы прикладной геологии и минералогии, а также заведовал отделом минеральных ресурсов Северо-Кавказского отделения Геолкома. Здесь он написал учебники по гидрогеологии и по месторождениям полезных ископаемых [15, 16]. Им были составлены и изданы программы по гидрогеологии, общей и описательной минералогии и петрографии, прикладной геологии и месторождениям полезных ископаемых для слушателей заводского и рудничного отделений горного факультета. Один из авторов при подготовке кандидатской диссертации в Новочеркасском политехническом институте работал с образцами лав, собранных П.Н. Чирвинским на склонах вулканов Везувия и Этны.

Плодотворная педагогическая и научная работа П.Н. Чирвинского в ДПИ продолжалась до 1931 г.

Дальше судьба Чирвинского сложилась трагически: он был арестован и после девятимесячного следствия осужден коллегией ОГПУ за «сокрытие недр» к 10 годам концлагерей. Петр Николаевич окрестил этот период своей жизни, прошедшей в Ухте, Карелии и на Кольском полуострове, «нордической» фазой. Освободили его в 1938 г. «согласно окончанию срока по зачету рабочих дней» (был учтен ударный труд на Беломорско-Балтийском канале).

В августе 1941 г. Петр Николаевич эвакуировался из Кировска в Соликамск, где был назначен заведующим петрографическим кабинетом 1-го Калийного комбината.

В 1943 г. по приглашению проректора МолГУ Г.А. Максимовича он приступил к работе на кафедре петрографии. Она была основана доцентом Н.А. Игнатьевым в 1936 г. как кафедра геохимии. Игнатьев – известный петрограф, ученик академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, участник его экспедиций на Карадаг и Севан, начальник геологических партий в Карелии, Донбассе, Забайкалье и на Урале. Он приобрел мировую известность как исследователь волконскоита Прикамья. В 1941 г. Николай Александрович был призван в армию. В 1946 г., выйдя из госпиталя, он уступил кафедру П.Н. Чирвинскому, а сам возглавил в качестве декана геолого-географический факультет, позже стал проректором университета по учебной работе.

Один из авторов помнит неприятность, которая была у его дяди, Н.А. Игнатьева, в период борьбы с космополитизмом. Петр Николаевич написал интересную работу по петрографии с многочисленными ссылками на иностранных ученых, а Игнатьев дал на нее прекрасный отзыв. Однако в идеологическом отделе обкома партии посчитали, что «работа безыдейна, написана в духе преклонения перед иностранницей». Оба ученых отделались строгими выговорами, хотя в то

время на них могли наклеить ярлык «бездонный космополит» и выгнать с работы...

Общее количество работ, опубликованных П.Н. Чирвинским, превысило 500. Их диапазон удивительно широк: метеоритике посвящены 84 работы, петрографии – 71, минералогии – 66, физике, химии, геохимии – 28, геологии – 23, полезным ископаемым – 21, гидрогеологии – 17, снегу, граду, лавинам – 14... Детальный анализ трудов П.Н. Чирвинского в «Геохимии» выполнил А.Е. Ферсман [10], а в «Метеоритике» – Н.С. Астапович [1].

П.Н. Чирвинскому принадлежит много работ, посвященных геологии и минералогии Донского края. Исследуя петрографически некоторые археологические находки, он изучал змеевики Северного Предкавказья, из которых были сделаны темно-зеленые вислообушные топоры. В статье «Петрографическое исследование некоторых осадочных пород мелового возраста из окрестностей Пятигорска» он определил средний состав больших толщ (с учетом мощности отдельных ярусов). Вопросам геологии посвящена и его книга «Сводный геологический и гидрогеологический очерк бассейна рек Терека и Кумы», в которой подытожены знания об обширных пространствах Предкавказья с целью их хозяйственного освоения [18]. Он выполнил ряд работ прикладного характера (например, исследования Хоперских железорудных месторождений). В «Справочнике по полезным ископаемым Северокавказского края» три четверти очерков написаны Чирвинским и одна треть – его учениками. П.Н. Чирвинскому принадлежат книги «Полезные ископаемые Юго-Востока Европейской России» [14] и «Полезные ископаемые Кубанского и Черноморского края» [17]. Несколько статей посвящено гидрохимии [18, 19].

Наиболее близки для одного из авторов работы П.Н. по изучению снежного покрова. В работе «Снег и снегозадержание» он систематизировал данные о снеге как о минерале, о снежном покрове как о «периодической горной породе», о мерах борьбы со снежными заносами в равнинных условиях [19]. В 1932–1936 гг. на основании изучения снега в горах Кольского полуострова он разработал новые методы определения лавиноопасных зон, предложил меры по борьбе с лавинами, создал первую в стране снежно-лавинную станцию на плато Юкспор.

Другой интересной для авторов отраслью науки была метеоритика [20]. П.Н. Чирвинский открыл два закона метеоритики. Первый из них гласит, что в силикатной части каменных метеоритов ортосиликат (оливин) и метасиликат магния железа (бронзит и клино-борзит) эквимолекулярны. Таким образом, на космическую материю распространя-

ется закон Авогадро, обычно применяемый к газам. С этой точки зрения Петр Николаевич рассматривал космические и земные породы как «окаменевшие» газы. Второй закон Чирвинского утверждает, что распределение железа и магния в орто- и метасиликate тождественно. Следовательно, земные породы и метеориты – это не случайные смеси, а результат закономерной дифференциации остывающей магмы. Студентам было интересно узнать от основоположника этой науки о ее последних достижениях, увидеть метеориты «живыми» (на кафедре петрографии была большая коллекция этих небесных тел).

Профессор И.А. Печеркин, работавший позже проректором ПГУ, отмечал эрудированность П.Н. Чирвинского. Поражали широта его взглядов, всеохватность знаний. Его жизненным кредо было не-приятие компромиссов, а одной из особенностей – аккуратность. Сам он никогда никуда не опаздывал и от других опоздний не терпел – умел ценить свое и чужое время [7].

Студентов П.Н. воспринимал как коллег, а не как учеников, был напрочь лишен формализма в отношениях с ними. Экзамен вел в свободной манере, его интересовал не столько заученный ответ, сколько степень эрудированности экзаменуемого. Однако для студентов Петр Николаевич был достаточно сложен. Профессор К.В. Тиунов писал, что только через многие годы он смог по достоинству оценить этого удивительногоченого [9]. П.Н. Чирвинский собирали фотографии отечественных и иностранных ученых. Слушая лекции Петра Николаевича об исследованиях того или иного ученого, студенты могли видеть его портрет. Он систематизировал по школам научные достижения своих коллег и давал им оценки.

Много внимания Чирвинский уделял приоритетам в науке. Он говорил, что многие понятия (например, кларки и дрейф материков) установлены им раньше, чем это признано мировой наукой.

Сухощавый и подтянутый, Петр Николаевич вызывал желание походить на него. Один из авторов настоящей статьи [А.Н. Олиферов] вспоминает, что в послевоенные зимы, когда в Пермском университете практически не топили и студенты сидели в аудитории в ватниках и валенках, он выходил к ним в хорошо отглаженном длинном черном сюртуке и белоснежной накрахмаленной рубашке.

В 1949 г. П.Н. Чирвинский был председателем ГЭК на геолого-географическом факультете ПГУ. Он внимательно прослушал сообщение одного А.Н. Олифера о расчете стока реки Чусовой. Комиссия оценила работу на "отлично", а предложение Петра Николаевича дать выпускнику направление в аспирантуру определило его дальнейшую жизнь. Он и сейчас с удовольствием открываю свой диплом. Подпись

Петра Николаевича выполнена бисерным почерком, фамилия написана полностью и украшена красивым росчерком...

Работы П.Н. Чирвинского получили высокую оценку специалистов. Ему посвящен ряд статей В.И. Вернадского; академик А.П. Карпинский отмечал: «В лице П.Н. Чирвинского наша страна имеет одно из наиболее деятельных научных работников... Его личные ученые труды многочисленны и достаточно известны, как среди наших ученых, так и среди специалистов других стран»; в 30-е гг. академик А.Е. Ферсман писал: «Весьма разносторонний, с большим талантом схватывать все новые идеи и течения, профессор Чирвинский сохранил в своих работах то глубокое уважение к факту, без которого не может быть построена ни одна естественнонаучная дисциплина» [2-4].

Имя П.Н. Чирвинского увековечено в названиях минералов. Два из них носят названия *чирвинским* (чирвинскит из группы антроксолитов найден в России, водный фосфат окиси железа – в Южной Америке). Его именем названа гора в месте предполагаемого падения Тунгусского метеорита. Имя П.Н. Чирвинского наряду с другими всемирно известными учеными внесено в международный словарь Поггендорфа (Германия).

90-летие П.Н. Чирвинского отмечено выпуском специального сборника [6]; к 100-летию со дня рождения Министерство связи СССР выпустило художественный конверт с его портретом, а на здании горно-геологического факультета НПИ установлена мемориальная доска с его барельефом; в 1994 г. на геологическом факультете ПГУ учреждена студенческая стипендия имени профессора Чирвинского, а с 1999 г. проводятся ставшие очень популярными научные чтения его памяти [8]. 125-летие Петра Николаевича следовало бы отметить открытием мемориальной доски на здании Пермского университета.

Библиографический список

1. Астапович Н.С. Профессор Петр Николаевич Чирвинский. К 70-летию со дня рождения // Метеоритика. 1950. Вып. 8. С. 149-158.
2. Он же. П.Н. Чирвинский (к 70-летию со дня рождения) // Природа. 1950. № 9. С. 81-82.
3. Вернадский В. И. Отзыв об ученых трудах проф. П.Н. Чирвинского // Изв. Екатеринослав. высш. горн. училища. 1908. Т. 4, вып. 2. С. 9-10.
4. Он же. Из письма к П.Н. Чирвинскому // Петр Николаевич Чирвинский: 25-летие (1902-1927) научной и преподавательской деятельности. Библиогр. список науч. тр. и юбил. чествование. Новочеркасск, 1928. С. 39.
5. Игнатьев Н.А., Максимович Г.А., Чирвинский Н.П. Памяти Петра Николаевича Чирвинского (к 80-летию со дня рождения) // Учен. зап. Перм. ун-та. 1961. Т. 18, вып. 2. С. 119-160.

6. Н.Н. Чирвинский и вопросы геологической науки. Киев: Наукова думка, 1971. 177 с.
7. Печеркин И.А. Инженеры земли. Пермь, 1984. 167 с.
8. Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь, 1999-2004. Вып. 1-6.
9. Тиунов К.В. О геологическом образовании в университете (глазами выпускника 1949 года) // Пермский университет в воспоминаниях современников. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1996. Вып. 4. Живые голоса. С. 114-120.
10. Ферсман А.Е. Геохимия. Л.: ГХТИ, 1933, 1934, 1937, 1939. Т. I-IV. 328с., 354с., 503с., 355с.
11. Чирвинский П.Н. Химический состав воды реки Дона // Сев.-Кав. мелиор. бюл. 1917. № 8-9. С. 186-188.
12. Он же. О химическом составе воды в реке Аксас // Там же. № 10-11. С. 267-269.
13. Он же. Химический состав воды реки Кубани // Там же. 1918. № 2-3. С. 39-44.
14. Он же. Полезные ископаемые Юго-востока Европейской России // Тр. стат.-эк. отд. юго-вост. союза Кред. и ссудосбер. тов-а.
15. Он же. Учебник по гидрогеологии. Ростов-на-Дону, 1922. 75с.
16. Он же. Курс месторождений полезных ископаемых. Ч. 1 (Учение о рудных месторождениях); Ч. 2 (Учение о нерудных месторождениях). Ново-черкасск: Знание, 1926.
17. Он же. Полезные ископаемые Кубанского и Черноморского края // Тр. Сев. Кав. ассоц. науч.-иссл. ин-тов. 1927. № 24. 232 с.
18. Он же. Сводный геологический и гидрогеологический очерк бассейна рек Терска и Кумы // Там же. 1929. № 56. 289с.
19. Он же. Снег и снегозадержание. Ростов-на-Дону, 1931. 31 с.
20. Он же. Средний химико-минералогический состав метеоритов // Метеоритика. 1952. Вып. 10. С. 67-73.
21. Он же. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Харьков, 1953. С. 1-96.

Р.Г. Ибламинов
Пермский университет

РАЗВИТИЕ ИДЕЙ П.Н. ЧИРВИНСКОГО В ТРУДАХ УЧЕНЫХ КАФЕДРЫ МИНЕРАЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ ПЕРМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Первая геологическая кафедра (минералогии и геологии) в Пермском университете была создана в год его основания (в 1916) в составе физико-математического факультета. Организация универси-

тета позволила привлечь в регион крупных ученых-геологов, научные открытия которых предопределили развитие экономики Пермского края на длительную перспективу и во многом упрочили его современные ведущие позиции в России. В 1931 г. на базе существовавших кафедр геологии и минералогии был организован геологический факультет. Началось формирование и развитие различных научных направлений и школ.

Минералого-петрографическое и геохимическое направления исследований, связанное с исследованием вещественного состава горных пород и твердых полезных ископаемых сосредоточились главным образом на кафедрах минералогии, петрографии, геохимии и полезных ископаемых, слившихся в 1955 г. в единую кафедру минералогии и петрографии [28]. Существенный вклад в развитие рассматриваемого научного направления был сделан ученым с мировым именем профессором П.Н. Чирвинским (1880–1955) [37], который возглавлял кафедру петрографии в течение 12 лет – с 1943 по 1955 г. Только за этот период им было опубликовано 95 научных работ, в том числе монография “Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород” [36]. П.Н. Чирвинским был заложен фундамент научной школы исследователей минералогии, петрографии, геохимии и минерагении Пермского региона и окружающих территорий, развитие которой было продолжено его учениками и последователями на кафедре минералогии и петрографии в тесном сотрудничестве с кафедрой поисков и разведки полезных ископаемых Пермского университета [28, 30].

С 1955 по 1960 гг. объединенную кафедру минералогии и петрографии возглавлял доцент В.К. Воскресенский (1894–1968) – бесценный председатель минералогического кружка, начиная с 1932 г. Позднее в течение 15 лет с 1960 по 1975 гг. кафедру возглавил доцент Н.П. Старков. Ученик П.Н. Чирвинского Н.П. Старков (1919–1979) выполнил фундаментальные исследования магматизма Западного Урала и петрографии докембрийских горных пород региона [31].

Позже большой вклад в изучение геологии Западного Урала внесла заслуженный работник высшего профессионального образования профессор Ф.А. Курбацкая, также учившаяся петрографии у П.Н. Чирвинского (заведовала кафедрой с 1981 по 1998 г.). Ею осуществлен формационный анализ всего разнообразия осадочных горных пород Западного Урала – от рифейских до позднепалеозойских, реконструированы палеотектонические обстановки уральской окраины Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии [1, 9, 10]. Эти исследования явились теоретической основой работ по геологическо-

му картированию и металлогении региона. В настоящее время она совместно с доцентом И.И. Чайковским ведет плодотворные исследования петрографии, минералогии и геохимии алмазоносных пирокластитов лампроит-лампрофирового ряда Западного Урала [10].

Доцент И.И. Чайковский начиная с 1991 г. исследует вопросы минералогии Западного Урала и алмазных месторождений Пермской области. Им выполнены фундаментальные минералогические обобщения с применением классических полевых и лабораторных исследований и новейших технологий [29, 32, 33].

Изучению петрологии гипербазитов и закономерностей строения и размещения месторождений хромовых руд на Урале посвящены труды ученика Н.П. Старкова доцента Б.В. Перевозчикова [15, 24-26].

На кафедре поисков и разведки полезных ископаемых профессор Б.С. Лунев, защитивший дипломную работу под руководством П.Н. Чирвинского, на протяжении 50 лет руководит новой темой минералого-петрографического направления исследований "Аллювиальный литогенез, мелкие ценные минералы россыпей и техногенных месторождений". Для изучения указанной темы в 1961 г. Б.С. Луневым была создана Лаборатория осадочных полезных ископаемых (ЛОГИ). Она объединила ученых, занимающихся аллювиальным литогенезом. Исследования проведены на Урале, в Сибири, Татарии, Карелии, Армении, Азербайджане, странах Балтии, Белоруссии, Казахстане, Узбекистане, Украине. Исследован аллювий Волги, Камы, Вятки, Вишеры, Белой, Чусовой, Днестра, Тобола, Ишима, Оби, Енисея, Вилоя, Амура, Кубани, Печоры и многих других рек. Сотрудниками лаборатории открыт новый минерал исовит (доцент В.А. Наумов и др.). Доказана высокая частота встречаемости мелких алмазов. Установлены импактные алмазы в Пермской области. Разработан метод оценки латеральной изменчивости по гранулометрии тяжелых минералов аллювия, который был применен для поисков тектонических нефтеносных структур, месторождений строительных песков, галечников, россыпей. Создана геолого-поисковая установка МЦМ (Мелкие ценные минералы) и на основе ее применения предложена методика поисков мелких ценных минералов (золота, платины, алмазов, цирконий-титановых, кассiterита). Расшифрован механизм концентрации полезных минералов россыпей в карсте. Проведено полупромышленное моделирование с целью получения из аллювия многофракционных песков разного назначения. В настоящее время объектом изучения являются полезные ископаемые, представленные мелкими ценными минералами аллювия и техногенных месторождений (золото, платина, алмазы, цирконий-титановые, кассiterит и др.) [11-14]. Б.С. Лунев с 1979 г. заведует ка-

федрой поисков и разведки полезных ископаемых Пермского университета. Под его редакцией издается межвузовский сборник научных трудов “Аллювий”. Ученики профессора Б.С. Лунева профессор О.Б. Наумова и доцент В.А. Наумов продолжают исследования аллювиальных отложений. О.Б. Наумова, развивая идеи П.Н. Чирвинского, разработала оригинальную методику определения петрографического, минерального и химического состава обломочных горных пород [17]. Ею выполнено фундаментальное исследование четвертичного аллювия перигляциальной зоны Прикамья. В.А. Наумов развивает новое научное направление – геологию техногенных месторождений. Динамике формирования аллювия были посвящены работы доцента В.М. Тюрина (1933–1985), им сделана попытка количественной оценки процесса накопления аллювиальных отложений и содержащихся в них ценных минералов.

Ученик Б.С. Лунева, профессор заслуженный деятель науки РФ Б.М. Осовецкий в тесном сотрудничестве с ним исследует аллювиальный седиментогенез и нетрадиционные типы россыпных полезных ископаемых. Он успешно развивает другую ветвь минералого-петрографического направления – минералогию аллювия. Им выполнены фундаментальные исследования и обобщения по формированию тяжелой фракции современного аллювия, выявлены механизмы концентрации и показана промышленная значимость россыпей с мелким золотом [18–20], разработаны экспресс-методы определения плотности мелких минеральных частиц и методы выделения мономинеральных фракций [19]. Б.С. Лунев и Б. М. Осовецкий длительное время изучали распространение и минералогию мелких алмазов [14]. Установлены особенности их морфологии, генезиса, минерагении, показано поисковое значение мелких осколков алмазов. В настоящее время работы Б.М. Осовецкого посвящены минералогии тяжелой фракции вообще и, в частности, аллювия Прикамья [21, 22, 23]. В работах Б.С. Лунева, Б.М. Осовецкого и О.Б. Наумовой широко использован геометро-химический метод П.Н. Чирвинского [34, 35].

Б.М. Осовецкий является крупным организатором научных исследований. В 1987–1997 гг. он был проректором университета по научной работе, а с 1998 г. возглавил кафедру минералогии и петрографии. Существенный вклад в минералогию аллювия внесли ученики Б.М. Осовецкого: доцент К.П. Казымов, изучающий литолого-геохимическое расчленение алмазоносных эрозионно-карстовых депрессий, доцент В.А. Наумов (соруководитель Б.С. Лунев), исследующий процессы формирования песчано-гравийно-галечного золотоносного аллювия и техногенных месторождений золота, доцент

И.Я. Илалтдинов, занимающийся минералогией мелкого золота в россыпях [16].

Традицию изучения минералогии солей Верхнекамского месторождения, заложенную П.Н. Чирвинским, продолжила в своих работах доцент Н.Е. Молоштанова. Ею выявлены закономерности литолого-фациальной изменчивости сильвинитовых пластов, разработана методика их минералого-технологического картирования. Будущий профессор А.И. Кудряшов, работая на кафедре минералогии и петрографии с 1972 по 1976 г., выполнил геолого-geoхимический анализ строения Верхнекамского калийного месторождения и осуществил его районирование в целях эксплуатации. В дальнейшем результаты исследований месторождения были им обобщены в фундаментальной монографии [8].

Геохимические исследования "красной нитью" проходили через все работы, связанные с исследованием вещественного состава недр Пермского края, тем более что с 1931 г. на геологическом факультете велось обучение по геохимической специальности. Они были начаты доцентом Н.А. Игнатьевым [27], профессором Б.А. Гаврусовичем, доцентом Ю.М. Абрамовичем и в значительной степени, особенно в своей теоретической части, развиты П.Н. Чирвинским. Позже, с конца 50-х гг., геохимическим исследованиям посвятил свою научную деятельность профессор А.М. Кропачев (возглавлял кафедру минералогии и петрографии с 1975 по 1980 г.), который изучил закономерности распределения химических элементов в осадочных породах Пермского Приуралья [6]. Большое внимание он уделял анализу причин концентрации элементов, что позволило ему внести вклад в разработку теории геохимических барьеров [7]. В последние годы эта теория успешно применяется им для создания моделей искусственных геохимических барьеров с целью предотвращения загрязнения окружающей среды, на которые получены 9 патентов за изобретения. Совместно со своим учеником, ныне профессором кафедры Р.Г. Ибламиновым, им развивались исследования геохимических методов поисков. В частности, было экспериментально установлено многообразие форм нахождения химических элементов в осадочных породах нефтеносных комплексов и современных осадках. Н.Ф. Ибламиновой (1941 – 2001) и Р.Г. Ибламиновым были разработаны алгоритмы и программы решения типовых задач обработки геолого-geoхимической информации на ЭВМ. Одновременно Р.Г. Ибламиновым велись исследования геохимических полей магматических месторождений титаномагнетитовых и хромшипелидовидных руд Урала. Он уделяет особое внимание минерагеническим исследованиям Пермского региона и прилегающих терри-

торий [3], экономике минерального сырья [5]. В последние годы им разрабатываются научные основы минерагеодинамики – современной минерагении, рассматривающей закономерности размещения месторождений полезных ископаемых с позиций тектоники плит [4]. Говоря о концепции тектоники плит, нельзя не обратить внимание на то, что о перемещении материков П.Н. Чирвинский писал еще в 1909 г. (за три года до публикации А. Вегенера), а причиной его считал движение оболочек по ядру [34].

С начала 70-х гг. XX в. в университете начали выполняться комплексные геологические исследования Пермского Прикамья. В частности, под руководством профессора Б.М. Осовецкого были осуществлены работы по теме “Оценка состояния природных условий и ресурсов Пермской области”, в которых приняли участие ученые геологического (кафедры поисков и разведки полезных ископаемых, минералогии и петрографии, инженерной геологии и охраны недр, динамической геологии и гидрогеологии, геофизики), географического и биологического факультетов. Особенно тесным было сотрудничество кафедры минералогии и петрографии с кафедрой поисков и разведки полезных ископаемых по минерагению Пермской области и прилегающих регионов. Были проанализированы особенности геологического строения и закономерности размещения полезных ископаемых в пределах платформенной части области на территории Коми-Пермяцкого автономного округа (Р.Г. Ибламинов, Г.В. Лебедев), составлена геодинамическая модель развития Западного Урала как основа минерагенических построений (Р.Г. Ибламинов, Ф.А. Курбацкая, Г.В. Лебедев,), выявлены критерии прогнозирования коренной алмазносности в связи с магматизмом лампроит-лампрофирового ряда (Ф.А. Курбацкая, И.И. Чайковский, Г.В. Лебедев, Р.Г Ибламинов).

Практика выполнения комплексных научных исследований с привлечением специалистов разных кафедр геологического факультета и лабораторий Естественнонаучного института при Пермском университете является весьма плодотворной и перспективной. Примером этого могут служить исследования территории Коми-Пермяцкого автономного округа, завершившиеся изданием в 2003 г. коллективной монографии [16].

Результаты научной деятельности ученых в области минералогии, петрографии, геохимии и минерагении регулярно (уже в течение последних 7 лет) обсуждаются на ежегодных научных чтениях памяти П.Н. Чирвинского, публикуются в сборниках статей, в издании которых наряду с маcтитыми исследователями принимают участие студенты, магистранты, аспиранты, сотрудники производственных организа-

ций не только Уральского региона, но и других регионов России. Издание сборников и проведение конференций поддерживается Администрацией Пермской области.

Геологический факультет Пермского университета превратился в научный центр, кафедры Минералогии и петрографии и Поисков и разведки полезных ископаемых занимают в нем ведущие позиции. Здесь ведутся научные исследования в тесном сотрудничестве с подразделениями Российской академии наук, Российской академии естественных наук, а также с подразделениями Министерства природных ресурсов. Результаты работ ученых систематически обсуждаются на региональных, всероссийских и международных конференциях, симпозиумах и конгрессах, в том числе на сессиях Международного геологического конгресса, начиная с XVII сессии 1936 г., экскурсии которой проходили в минералогическом музее кафедры минералогии университета, и до XXXII сессии 2004 г., состоявшейся во Флоренции (Италия). Все это позволяет поддерживать высокий уровень преподавания базовых и специальных дисциплин. Большое количество выпускников кафедр получили ученые степени и звания. Кафедры обладают высоким научным потенциалом, при них существует аспирантура, работают докторские советы по геолого-минералогическим наукам.

Библиографический список

1. Аблизин Б.Д., Клюжина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
2. Ибламинов Р.Г. Современные научные достижения. Геологический факультет // Кертман Л.Е. и др. Первый на Урале. Пермь: Перм. кн. изд-во, 1987. С. 211-216.
3. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Геология и полезные ископаемые Коми-Пермяцкого автономного округа. Кудымкар: Коми-Пермяцкое кн. изд-во, 1995. 136 с.
4. Ибламинов Р.Г. Основы минерагеодинамики. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 220 с.
5. Он же. Экономика минерального сырья: Учеб. Пособие / Перм. ун-т. Пермь, 2004. 308 с.
6. Кропачев А.М. Факторы миграции и осаждения малых (акцессорных) элементов в зоне гипергенеза / Перм. ун-т. Пермь, 1973. 154 с.
7. Он же. Геохимические барьеры литогенеза и формирование месторождений полезных ископаемых / Перм. ун-т. Пермь, 1983. 98 с. Деп. в ВИНИТИ № 2014-83.
8. Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей / ГИ УрО РАН. Пермь, 2001. 429 с.
9. Курбацкая Ф.А. Методы исследования осадочных пород (на приме-

- ре отложенный верхнего докембрия Западного Урала). Пермь, 1986. 92 с.
10. Курбацкая Ф.А., Рыбальченко Т.М., Савченко С.В. Атлас микрофотографий терригенных и эксплозивно-инъекционных пород западного склона Северного и Среднего Урала. Пермь: Соликам. типография, 2001. 124 с.
11. Лунев Б.С., Кропачев А.М. Месторождения гравия, песка и глин в Пермской области. Пермь: Перм. кн. изд-во, 1959.
12. Лунев Б.С. Дифференциация осадков в современном аллювии. Пермь: Перм. кн. изд-во, 1967. 333 с.
13. Лунев Б.С., Наумова О.Б., Наумов В.А. Атлас форм рельефа: В 4 т. Пермь: Изд-во Перм. ун-та. Т. 1. 1998. 295 с. Т. 2. 1999. 316 с. Т. 3. 2001. 316 с. Т. 4. 2003. 272 с.
14. Лунев Б.С., Осовецкий Б.М. Мелкие алмазы Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1996. 128 с.
15. Макеев А.Б., Перевозчиков Б.В., Афанасьев А.К. Хромитоносность Полярного Урала / Коми филиал АН СССР. Сыктывкар, 1985. 152 с.
16. Наумов В.А., Илалтдинов И.Я., Осовецкий Б.М. и др. Золото Верхнекамской впадины. Кудымкар, 2003. 226 с.
17. Наумова О.Б. Экспресс-метод анализа петрографического, минерального и химического состава обломочных горных пород. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 260 с.
18. Осовецкий Б.М. Тяжелая фракция аллювия. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1986. 259 с.
19. Он же.. Падение минералов в тяжелых жидкостях (новые методы исследования). Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1992. 140 с.
20. Он же.. Дробная гранулометрия аллювия. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1993. 343 с.
21. Он же.. Типохимизм шлиховых минералов: Справочник. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 244 с.
22. Он же.. Геохимические исследования по тяжелым минералам. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2003. 192 с.
23. Он же.. Минералогия мезокайнозоя Прикамья. Пермь, 2004. 292 с.
24. Перевозчиков Б.В. Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах (на примере Урала). М.: Геоинформмарк, 1995. 47 с.
25. Он же.. Особенности изучения хромитоносности альпинотипных ультрабазитов. М.: Геоинформмарк, 1998. 46 с.
26. Перевозчиков Б.В. и др. Реестр хромитопроявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала / КамНИИКИГС. Пермь, 2000. 474 с.
27. Проректор ПГУ (1951 - 1962) Николай Александрович Игнатьев / Сост. Ф.А. Курбацкая. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1999. 36 с.
28. 70 лет геологическому факультету Пермского университета: Юбилейный сб. ст. / Перм. ун-т. Пермь, 2001. 313 с.
29. Силаев В.И., Чайковский И.И., Ракин В.И. и др. Алмазы из флюидизитно-эксплозивных брекчий на Среднем Урале. Сыктывкар: ГеоПринт, 2004. 116 с.
30. Софоницкий П.А., Ибламинов Р.Г. Геологический факультет

Пермского университета // Современные проблемы геологии и геофизики: Тез. докл. науч.-техн. конф. / Дом техники НГО. Пермь, 1981. С. 3.

31. Старков Н.П. Рифейско-палеозойские магматические комплексы западного склона Среднего и Северного Урала // Доордовикская история Урала. Т. 5. Доордовикский магматизм (препринт) / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1980. С. 31 - 61.

32. Чайковский И.И. Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 324 с.

33. Чайковский И.И. Нельзин Л.П., Савченко Т.В. Петрология и минералогия Пермяковской диатремы на Среднем Урале. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2003. 124 с.

34. Чирвинский Н.П. О приоритете профессора Петра Николаевича Чирвина в некоторых вопросах геологической науки // Воспоминания о П.Н. Чирвинском / Перм. ун-т. Пермь, 1999. 27 с.

35. Чирвинский П.Н. Геометро-химический анализ. Л.: ОНТИ-ХИМГЕОРЕТ, 1937. 31 с.

36. Он же. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Харьков, 1953. 96 с.

37. П.Н. Чирвинский и вопросы геологической науки / Под ред. Е.К. Лазаренко. Киев: Наукова думка, 1971. 178 с.

М.Е. Королев, О.Г. Столова, М.А.Королев
Казанский университет,
ФГУП ЦНИИгегонеруд, г. Казань

ТВОРЧЕСКОЕ НАСЛЕДИЕ П.Н. ЧИРВИНСКОГО В ИССЛЕДОВАНИЯХ КАЗАНСКИХ ГЕОЛОГОВ: ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГИДРОЭКОЛОГИЯ

Творческое наследие, оставленное Петром Николаевичем Чирвинским, характеризует высокий научный потенциал ученого, с именем которого связан обширный круг вопросов в области изучения и познания тайн Вселенной. Весомы и значимы труды, в которых он решал проблемы фундаментальных и прикладных наук о Земле. Идеи его научных разработок не утратили своего значения и по сей день. Многие ученые (и не только казанской школы геологов), руководствуясь результатами его фундаментальных исследований, развивают научные направления в области минералогии, петрографии, металлогении, метеоритики, карстоведения, гидрогеологии, гидрохимии, гидро-

экологии и палеогидрологии. Более чем на 30 лет он предвосхитил современные взгляды на гидрологические циклы (А.Н. Семихатов, 1947) и гидрологические этапы (А.А. Карцев, 1963). Он писал о подземных водах, которые движутся в своды со стороны синклиналей, при этом замечая: «...этого рода воззрения, правда, не всеми признаются, но они очень правдоподобны» [3, с. 153]. И, ссылаясь на Н.А. Кудрявцева (1928), отмечал, что профили для Ново-Грозненского месторождения подтверждают это очень наглядно. Одновременно он уточнял, что с глубиной снижается минерализация «до почти пресных вод» и значительно возрастает температура.

В данной статье акцентируется внимание на некоторых вопросах гидрологии, гидроэкологии и частично карста, которые затрагивают интересы не только населения нашего края, но и населения регионов с аналогичным геологическим строением, с подобным уровнем развития инфраструктуры промышленности и сельского хозяйства и с теми же экологическими проблемами.

Талант и интуиция ученого позволили Петру Николаевичу Чирвинскому внести в учение о гидросфере Земли много нового и оригинального. Прежде всего, он ввел в гидрологию строго количественный подход [3], что явилось своеобразной точкой отсчета в развитии учения о закономерном изменении состава водных ресурсов. Для него характерен многосторонний подход к изучаемым объектам. Так, например, выходы источников минеральных вод на поверхность он рассматривает и с геологической, и с геоморфологической позиций, помимо этого – со стороны факторов, определяющих их солевой и газовый состав. При этом (удивительно для того периода!) он широко использует результаты химического анализа минеральных вод на металлы. Петр Николаевич, по-видимому, один из первых показал, что цинк, свинец, ртуть, мышьяк и другие металлы находятся иногда «в зависимости от нахождения вблизи месторождений этих руд» [3, с. 72].

Кроме того, Чирвинский описал на западе высокогорной Чечни источники-«самоубийцы», сами себя «запечатывающие» выделяющимся из воды карбонатом кальция, создающим на выходах вод мощные толщи известкового туфа. При описании отдельных источников им широко используются сведения, которые в известном смысле "оживляют" текст сухих научных отчетов. Так, о воде источника в районе Нарского месторождения мышьяковых руд (верховья р. Ардон), содержащей мышьяк, он пишет, что осетины пьют ее сами и пьют овец, т.к. у них вырастает длинная шерсть. И как бы мимоходом

замечает, что кисловодский источник «Нарзан» М.Ю. Лермонтов называл «холодным кипятком».

Следует отметить, что только в настоящее время так обострились проблемы сохранения чистоты источников питьевой воды, а в те годы, когда им был написан первый отечественный «Учебник по гидрогеологии» [4], они не относились к разряду приоритетных. Тогда главное внимание было направлено на сохранение запасов подземных вод, используемых для водоснабжения. В соответствии с запросами времени П.Н. Чирвинский уделял серьезное внимание их охране. Ссылаясь на статью А.Д. Стопневича «Что сделано в России по вопросу об охране артезианских вод» (1913), он пишет, что принят ряд специальных постановлений, но они не выполняются.

Выработанный им подход к количественному изучению параметров водной среды, палеогидрохимии поверхности ландшафтов и недр земной коры помогает в наши дни вести мониторинг её составных частей. Проблемами загрязнения питьевых источников и истощением запасов гидроресурсов РТ озабочены гидрогеологи казанской школы. Появились новые методики и средства изучения проб воды, наряду с гидрохимическими исследованиями ландшафтов, но основные идеи геологи-современники заимствуют из работ П.Н. Чирвинского и его учеников, заложивших основы научного познания и в этой области. Как ученый-практик, он обращал особое внимание на необходимость постановки тщательных полевых наблюдений: «Подземные воды пресные и минеральные – это живая, тонко работающая лаборатория. В составе вод постоянно происходят мелкие изменения, которые могут происходить быстро, могут и постепенно и очень долго эволюционировать во времени..., и это можно установить, если вести наблюдения гидрохимического характера изо дня в день» [3, с. 32].

Техногенные процессы неблагоприятно воздействуют на поверхность и подземную гидросферу в нефтедобывающих регионах России, они так же специфично и одновременно закономерно ущербно проявляются на урбанизированных территориях современных государств. Не менее существенное влияние на геологическую среду и, в частности, на подземные и поверхностные источники воды оказывает сельское хозяйство. Республике Татарстан свойственны все перечисленные ингредиенты техногенеза [1, 2]. Так, с начала разработки нефтяных месторождений юго-востока РТ постоянно отмечалось ухудшение подземных и поверхностных вод. Максимальное загрязнение малых рек было зафиксировано в 1986 г., когда содержание хлоридов в их водах составило (в мг/л): Степной Зай – 814, Кичуй – 804, Мелля – 668, Ик – 475. Эти показатели превышали ПДК в два раза и более. В

дальнейшем на протяжении 10-15 лет отмечалось незначительное улучшение основных показателей чистоты воды. Тем не менее в настоящее время воды малых рек не только нефтяных, но и остальных районов РТ, а также воды Куйбышевского водохранилища на основании статистических данных УГСМ (2002 г.) оценены специалистами как «загрязненные», «грязные» и «очень грязные» [2]. И хотя на значительной части территории республики подземные воды в общем соответствуют санитарным нормам по основным показателям, водосборные бассейны рек в районах нефтедобычи (и её переработки) и на урбанизированных территориях неблагополучны и характеризуются существованием большого количества очагов загрязнения, а качество подземных вод на водозаборах в целом не соответствует СанПиН [1].

И, наверное, все-таки слабо утешает тот факт, что ПДК металлов в изученных пробах воды из отдельных подземных родников в пределах особо охраняемых природных территорий (ООПТ) республики, а также из источников вблизи некоторых населенных пунктов соответствуют норме. Проведенные нами исследования в пределах маршрутов, предложенных в качестве экскурсионных, названных нами «санкционированные учебные тропы», позволяют это подтвердить. В таблице приведены результаты наблюдений по шести родникам и одному ручью, расположенным в Приказанском районе РТ. Родники, выходящие на поверхность из отложений верхнеказанского подъяруса во всех рассмотренных случаях являются выходами карстово-трещинно-пластовых вод, а районы, в которых они сосредоточены, относятся к карстовым. Они характеризуются значительным постоянством режима. Региональными гидрогеологическими исследованиями покрыта практически вся территория Татарстана, однако, далеко не все питьевые источники обладают таким устойчивым сбалансированным составом вод. Из приведенных в таблице отметим следующие: 1) родник близ с. Семиозерка на территории памятника природы «Семиозерский лес», 2) два родника в пределах Иске-Казанского историко-археологического природного музея-заповедника (Камаево-1 и Камаево-2), 3) родник в городском парке им. М. Горького, в местечке, называемом «Немецкая Швейцария» и 4) основной родник, вытекающий из одного наиболее крупного озера в природном заказнике «Голубые озера».

Таким образом, территории, в пределах которых разработаны санкционированные «учебные тропы», можно использовать не только по назначению, но и в качестве наглядных примеров положительного влияния карста на сохранность устойчивого равновесия состава вод

Результаты анализа гидропроб воды в Приказанском районе РТ

№ п/п	Место отбора проб	Массовая концентрация элемента в изученных пробах воды, мг/л											
		Li ⁺	Be ²⁺	B ³⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Si ²⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mn ²⁺	Cd ²⁺	Al ³⁺	Se ²⁻
1.	Гольбое озеро, основной родник	0,0204	<0,00001	0,0477	10,66	68,75	6,302	1,198	473,0	0,0016	0,0003	0,0024	0,0056
2.	Ручей Пимяковский (бас. Казанки)	0,0032	0,0000	0,0042	5,649	43,60	6,458	1,261	182,2	0,0345	0,0000	0,0029	0,0017*
3.	Камаево – 1, родник в часовне	0,0040	0,0001	0,8205	3,161	25,40	9,461	1,344	78,26	0,0005	0,0006	0,0052	0,0034*
4.	Камаево – 2, родник в овраге	0,0005*	*	0,8922	1,834	16,70	8,434	1,371	70,75	0,0002	0,0001	0,0060	0,0001
5.	«Селинозерский лес», родник	0,0087	0,0001	0,9352	2,103	20,96	8,787	1,143	57,40	0,0003	0,0001	0,0089	0,0022
6.	д. Ачи, родник	0,0064	0,00010	0,8936	3,081	30,44	8,824	1,907	72,60	0,0004	0,0009	0,0098	0,0040
7.	Немецкая Швейцария, родник ¹	0,0078	0,00018	0,07587	7,485	37,98	6,679	1,036	130,6	0,0002	0,0003	0,0017	0,0035
		0,0067	0,00013	0,06525	7,470	38,01	6,728	1,087	129,1	0,0001	0,00025	0,0014	0,0033

Примечания * – значение массовой концентрации элемента ниже порога чувствительности прибора, – пробы отбирались в разное время.

Окончание таблицы

	Sr	Mg ²⁺	Ba ²⁺	Cu ²⁺	Cr ⁶⁺	Zn ²⁺	Pb ²⁺	Ni ²⁺	Cd ²⁺	Al ³⁺	Fe ²⁺	V
1.	6,7250	0,0008	0,0100	0,0011	0,0040	0,0011	<0,0010	0,0002	0,0003	0,0053	0,0068	0,0013
2.	4,2210	0,0006*	0,0233	0,0001*	0,0008	0,0006	0,0009	0,0008*	0,0001	0,0380	0,0726	0,0007*
3.	0,2720	0,0015	0,0610	0,0008	0,0003*	0,0009	0,0034*	0,0009	0,0011	0,0443	0,0010	0,0048
4.	0,1265	0,0015	0,0239	0,0003*	0,0004*	0,0030	0,0023	0,0007	0,0010	0,0186	0,0027	0,0068
5.	0,1548	0,0004*	0,0154	0,0005*	0,0002*	0,0070	0,0034*	0,0009	0,0010	0,0376	0,0009	0,0031
6.	1,33640	0,0007	0,3690	0,0001	0,0007*	0,0044	0,0048*	0,0004	0,0009	0,0129	0,0013	0,0009
7.	0,5208	0,0004*	0,0881	0,0006	0,0068	0,0018	0,0001	0,0048	0,0001	0,0019	0,0051	0,0039
	0,5332	0,0003*	0,1047	0,0006	0,0067	0,0016	0,0003	0,0020	0,00016	0,0027	0,0043	0,0042

питьевых источников. Значение особо охраняемых территорий заключается не только в том, что это участки не затронутых (вернее – слабо затронутых) техногенезом лесов, гор, речных долин, карстовых районов и т.п. Это, кроме всего прочего, – участки территории республики, характеризующиеся естественным фоном, например, гидрогеологическим, который можно принять за точку отсчета при любых гидро-геохимических исследованиях, при организации мониторинга подземных вод и т.д.

Работа выполнена в рамках НИОКР АНРТ по теме №09-9.4-257/2004(Ф).

Библиографический список

1. Государственный доклад о состоянии природных ресурсов и об охране окружающей среды Республики Татарстан в 2002 году. Казань: ООО «Скай-С», 2003. С.71-73.
2. Тахутдинов Ш.Ф., Ибрагимов К.Г. Разработка и обустройство нефтяных месторождений с предотвращением техногенных экологических рисков //Актуальные экологические проблемы Республики Татарстан: Матер. IV республ. науч. конф. Казань: Ноное знанис, 2000. С. 330.
3. Чирвинский П.Н. Сводный геологический и гидрогеологический очерк бассейнов рек Терска и Кумы. Ростов-на-Дону, 1929. 288 с.
4. Он же. Учебник гидрогеологии. Ростов-на-Дону: Гос. изд-во, 1922. 74 с.

Б.С. Лунев
Пермский университет

ИССЛЕДОВАНИЕ ПЕТРОГРАФИИ ГАЛЕЧНИКОВ ПРИКАМЬЯ П.Н. ЧИРВИНСКИМ И ЕГО ПРОДОЛЖАТЕЛЯМИ

П.И. Чирвинский (1956) выполнил петрографические исследования галечников, обнаруженных в качестве каменных орудий в разновозрастных стоянках первобытного человека в устье р. Чусовой. Стоянки в разное время изучали пермские археологи М.В. Талицкий, О.Н. Бадер. Они находили образцы галек обычно в виде сколов в культурном слое древних стоянок человека.

На стоянках Талицкого (палеолит), Адищево (эпипалеолитическая), Боровая (неолит), Урочище БОР (эпоха бронзы) с помощью микроскопа П. Н. Чирвинским были писаны кремни, кварцитовый песчаник, яшма, кровельный сланец, опоки, кремнистый сланец, мета-

морфические породы, диабазовые порфиры и макроскопически -- горный хрусталь. Для расшифровки проблемы также дополнительно использован материал петрографического описания 189 валунов, изученных А.А. Апродовой в Прикамье на отрезке долины Камы Хохловка – Краснокамск. Анализ позволил сделать вывод о том, что «весы материала, которым пользовались первобытные люди для изготовления своих орудий в стоянках по реке Чусовой, был чисто местным» [1]. Последующие археологические исследования в Прикамье такими детальными исследованиями петрографии пород не сопровождались.

История изучения галечников Прикамья также связана с П.Н. Чирвинским. Я закончил в 1953 г. возглавляемую им кафедру петрографии. Он был руководителем моей дипломной работы, в которой по 50 шлифам была дана характеристика граносиенитпорфиров Южной Киргизии. Работа оказалась интересной, и П.Н. Чирвинский предложил помочь опубликовать статью в центральном журнале. Однако территория изученной интрузии оказалась в запретной (пограничной) зоне, и публикацию сделать не удалось.

В 1953 г. я приступил к работе в Пермском университете на кафедре доцента В.А. Апродова и получил для исследования тему, касающуюся галечников Прикамья. Оптических исследований галечников Прикамья масштабно никто ранее не вел, и я как петрограф с интересом занялся этой проблемой. Практическая значимость исследований концентрировалась на характеристике галечников как строительного материала.

После одного года работ над этой проблемой я пришел домой к П.Н. Чирвинскому на консультацию. В это время он планировал переход из своей квартиры, составляющей две комнаты в общежитии университета, в новый дом ученых в центре Перми. Петр Николаевич со жалел, что не может меня познакомить с литературой, так как книги были увязаны в пачки и приготовлены к переезду. После краткой беседы он отметил, что тема по петрографии галечников очень интересна, перспективна, ею следует серьезно заниматься, с ней могут быть связаны большие научные перспективы.

Однако новоселье ученого с мировым именем не состоялось. Ключи от квартиры Петр Николаевич не получил и должен был распаковать связки книги и остаться в студенческом общежитии. Руководство университета свои обещания не выполнило. После случившегося жить ему долго не довелось.

Первоначально у меня были поверхностные представления о выполняемых исследованиях. Но я с большим интересом работал, и мне удалось описать около 500 шлифов галечников разного состава из

четвертичного руслового аллювия Среднего Прикамья. Со временем оптические петрографические исследования прекратились, появились новые интересные геологические объекты исследования.

Второй этап работ изучения галечников был более длительным и результативным. Мои ученики, прежде всего О.Б. Наумова, не раз обращались к теме изучения петрографии галечников. В результате раскрыты закономерности изменения состава галечников по размерным фракциям в связи с источниками питания, охарактеризованы петрографические провинции галечников. Разработан метод изучения галечников и получено авторское свидетельство по методу изучения их валового петрографического состава (О.Б. Наумова, Б.С. Лунев). Экспресс-метод существенно меняет схему петрографического анализа псефитов. Традиционно валовый состав псефитов может быть изучен по двум схемам. 1. Опытный специалист-петрограф должен непосредственно в обнажении изучить большой объем каменного материала и многие сотни галек разного размера. 2. Проба псефитов большого веса (100-500 кг) должна быть отобрана в поле и направлена в лабораторию для исследования.

Экспресс-метод по разработанной схеме позволяет в поле взять пробу псефитов весом 2-3 кг и отправить ее для исследования в лабораторию. Результаты метода отвечают самой сложной и дорогостоящей методике.

Все время велись работы по сбору петрографической коллекции галечников, которая могла быть использована в качестве эталона для выполнения унифицированных работ по строительным материалам. Имеющиеся наработки используются при обучении студентов геологическому картированию.

Опыт изучения петрографии галечников оказался востребованным. При оценке специалистами ЛОПИ (Лаборатории осадочных полезных ископаемых) неогеновых золотоносных конгломератов Таджикистана методика изучения петрографического состава была передана местным геологам. Планировалось применить метод после выявления месторождения золота, но работы были свернуты. Проявлен интерес к изучению псефитов экспресс-методом геологами Сибири (АЛРОСА). Общеизвестно, что с псефитами связаны россыпи многих полезных ископаемых (золото, алмаз, платина, кассiterит и др.). Решение вопросов палеогеографии, стратиграфии, выявления источников питания, комплексной оценки минерального сырья связано с изучением псефитов. Список литературы по псефитам значителен, но эффективного использования информации о петрографии галечников не находит. Можно надеяться, что использование экспресс-метода изменит

представления о возможностях петрографии.

Во времена начала изучения мною псефитов я очень мало знал об этой проблеме. П.Н. Чирвинский, безусловно, понимал ее гораздо шире. Поэтому он и его коллеги считали, что такие работы могут соответствовать уровню важных научных работ, что еще раз подтверждает масштабность его мышления.

Библиографический список

1. Чирвинский П.Н. Петрографическая характеристика каменных орудий стоянок Усть-Чусовского района Молотовской области // Учен. зап. Перм. ун-та. 1956. Т. VII, вып. 4. С.243-253.

Н.Е. Молоштанова
Пермский университет

О РАБОТЕ П.Н. ЧИРВИНСКОГО "СИЛЬВИН И СИЛЬВИНИТ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ"

В неопубликованной работе П.Н. Чирвинского «Сильвин и сильвинит Верхнекамского месторождения», состоящей из 60 машинописных страниц, приводятся уникальные для того времени (1947 г.) исследования по составу, строению и физико-механическим свойствам сильвинитов.

В главе «Стратиграфия и тектоника месторождения» даётся подробная характеристика всех сильвинитовых слоёв и разделяющих их образований каменной соли от верхнего пласта В до подстилающей каменной соли, где приводятся средние нормализованные мощности продуктивных пластов, рассчитанные автором.

Глава «Минералогическая характеристика сильвина» написана по материалам Е.Э. Разумовской и дополнена комментариями Чирвинского. Здесь же приводится химический состав всех цветовых разностей сильвина, галита и карналлита по данным Ю.В. Морачевского. Пётр Николаевич составляет сводную таблицу по содержанию брома и составу газов, полученных при анализе микровключений из всех минералов продуктивной толщи. Все химические анализы проводились в лабораториях 1-го Соликамского рудника, где П.Н. Чирвинский работал петрографом.

В главе «Сильвинит. Классификация и состав» автор работы

критикует классификацию соляных пород, предложенную Е.Э. Разумовской, считая её «... чисто историческим и кабинетным документом...». Для характеристики химического и минерального составов продуктивных пластов были использованы результаты исследований А.А. Иванова, М.П. Фивега, Г.А. Бюлера и собственные наблюдения в горных выработках. Для описания структурно-текстурных особенностей и номенклатуры пластов были привлечены материалы П.И. Преображенского, при этом Пётр Николаевич считает, что номенклатура пластов продуктивной толщи – «...это местная классификация выбрана наиболее удачно...»

Чирвинским был собран и обобщён обширный материал по содержанию микроэлементов двухвалентного железа, марганца, никеля, ванадия, цинка, меди, бора и др. Кроме того, он сделал пересчёт процентных содержаний брома в чистом сильвине и вывел его средневзвешенное содержание по слоям в пластах Кр-III, Кр-II, АБ и В.

Полный комплекс исследования сильвинитов позволил автору определить удельные и объёмные веса сильвинитов, их физико-механические свойства, такие как пластические и упругие деформации, модуль Юнга и т.д.

Пётр Николаевич Чирвинский в данной работе приводит характеристику сильвинитовой толщи по данным циклограмм (зарисовки разрезов соляной толщи непосредственно в горных выработках в масштабе 1:1). При сопоставлении циклограмм Соликамских и Березниковских рудников была установлена их идентичность.

В статье даны ссылки на библиографический список, состоящий из 62 наименований, среди них публикации на немецком и английском языках.

В заключение следует сказать, что работа П.Н. Чирвинского на тот период была наиболее полной по исследованию сильвинитов и имела как теоретическое, так и практическое значение в связи с тем, что позволяла выбрать оптимальный способ отработки продуктивных пластов на Верхнекамском месторождении.

**ПРОБЛЕМЫ
МИНЕРАЛОГИИ**



**ПРОИСХОЖДЕНИЕ ФЛЮИДА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ
ЗОЛОТОНОСНЫХ РОДИНГИТОВ КАРАБАШСКОГО
МАССИВА АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ**

Родингиты Карабашского массива на Ю. Урале являются весьма специфическими образованиями. Они отличаются от широко распространенных пород аналогичного состава своей специализацией на золото, медистым составом последнего, а также отсутствием среди реликтов субстрата пород среднего-основного состава на контактах, где с ультраосновными породами развиваются обычно родингиты. Основными минералами родингитов Золотой Горы являются хлорит, гранат и пироксен. Поэтому в литературе они часто фигурируют под названием "хлораплиты", их рассматривают как продукты зонального апосерпентинитового метасоматоза [1]. Существует также точка зрения о том, что эти породы являются тем не менее обычными родингитами, развитыми по дайкам титанистых габбро, а их золотоносность, проявленная в пределах месторождения Золотая Гора, связана с наложением на них лиственитизирующих растворов [6,7]. В то же время нами [3,5] было показано, что выделение лиственитизированных родингитов на месторождении Золотая Гора является недостаточно обоснованным.

Существует, по крайней мере, три точки зрения об источнике родингитизирующего флюида в изученном массиве гипербазитов. Ранние исследователи месторождения (Е.А. Кузнецов, А.П. Переляев, Н.И. Бородаевский) связывали возникновение родингитов Золотой Горы с "гранитизирующими" растворами. Другие (М.П. Ложечкин, Р.О. Берзон, В.Н. Сазонов и др.) считают, что родингиты (хлораплиты) являются побочным продуктом антигоритовой серпентинизации под воздействием мантийных флюидов, поступающих по глубинным разломам. Наконец, ряд авторов (Э.М. Спиридовон, Н.А. Плетнев, М.С. Рапопорт и др.) предлагают многоэтапную модель формирования минерального наполнения тел родингитов [7]. Согласно этой модели ранние родингиты являются продуктом драгматического низкоградного регионального метаморфизма даек габброидов в условиях пренит-пумпелиитовой и пумпелиит-актинолитовой фаций, охватившего как гипербазиты, так и вмещающие вулканогенно-осадочные породы. Поздние же родингиты сформированы при локальном низкоградном

метаморфизме под воздействием флюидного H_2O - CO_2 потока, сопряженного со становлением гранитоидов гранодиоритовой формации. Золотоносные существенно кальцитовые образования в родингитах связываются с флюидами, отделившимися при становлении дайковых членов той же гранодиоритовой формации.

Строение зональных тел родингитов и стадийность минералообразования

Тела родингитов (хлораплитов) мощностью до 3 м локализуются в субмеридиональной тектонической зоне в центральной части Карабашского массива и протягиваются на расстояние около 3 км. В краевых частях этого массива распространены также зоны золотоносных метасоматитов магнетит - хлорит - карбонатного, магнетит - хлоритового, гранат-хлоритового состава небольшой протяженности – первые десятки метров. Вмещающими родингиты породами являются антигорит-лизардитовые и хризотил-антигоритовые серпентиниты с рассеянными в них выделениями хромшпинелида, замещающегося хроммагнетитом, хлоритом, магнетитом. Участками в серпентинитах развита вкрапленность магнезита.

Наиболее ранними метасоматическими образованиями, отнесенными нами к I стадии, являются темноокрашенные мелко-среднезернистые существенно хлоритовые, гранат-хлоритовые, везувиан-гранат-хлоритовые породы (ранние родингиты, по Э.М. Спиридонову), которые плавно сменяются хлорит-гранат-пироксеновыми породами с различными соотношениями этих минералов и соответственно различно окрашенными (поздние родингиты, по Э.М. Спиридонову). Синхронно формированию родингитов I стадии во вмещающих серпентинитах в зоне шириной до 3 м развита ранняя хлоритизация (хлоритолиты, по Э.М. Спиридонову). Это породы черного цвета, сложенные почти нацело мелкозернистым хлоритом с реликтовыми участками антигорита и насыщенные выделениями магнетита.

Одним из основных элементов строения тел родингитов является наличие в них участков внутрирудных деформаций преимущественно субширотного простирания и южного падения. Этот период деформаций разделяет образования 1 и 2 стадий. Вдоль этих трещин родингиты перекристаллизованы с формированием прожилков лестничного типа 2 стадии более крупнозернистых родингитов (наиболее поздние родингиты первого и второго поколения, по Э.М. Спиридонову). В количественном отношении в образованиях 2 стадии резко преобладает клинопироксен, представленный мало- или безжелезистым диопсидом. В меньших количествах присутствуют хлорит и гидроандрадит. Новообразованные минералы 2 стадии – магнетит и ильменит.

Перекристаллизация пород местами сменялась переотложением вещества и перемещением его вдоль трещин в боковые серпентиниты на расстояние до 2 м в виде жил мощностью до 10 см. Прилегающие к родингитам серпентиниты и тонкозернистые хлоритолиты также интенсивно повторно хлоритизированы (поздняя хлоритизация) по сети тонких трещин. В отличие от раннего, поздний хлорит более крупнозернистый и часто содержит вкрапленность медистого золота. Прожилки позднего хлорита могли быть образованы как по механизму выполнения микротрещин, так и путем перекристаллизации раннего хлорита. Хлоритовые прожилки вместе с диосидовыми и диопсидохлоритовыми формируют оторочки вдоль тел хлорититов мощностью до 1,5 м в лежачем боку тел.

Формирование родингитов закончилось отложением кальцита 3 стадии, в хлоритолитах и серпентинитах – иногда безжелезистого доломита (наиболее поздние родингиты третьего поколения, по Э.М. Спиридонову). Ему предшествовал период деформаций, в результате которых родингиты 1 и 2 стадий участками пластично и хрупко деформированы, местами рекристаллизованы с образованием мелкозернистой, сахаровидной структуры. Отложение кальцита происходило по сети тонких (первые миллиметры, редко до нескольких сантиметров) прожилков, а также в свободном пространстве, среди агрегатов минералов крупнозернистых родингитов. Помимо кальцита и небольшого количества магнетита в 3 стадию отлагались титанит, а также частицы самородной меди размерами до 1-1,5 мм, замещающиеся в краевой части купритом.

РТХ-условия формирования родингитов

Экспериментальное и термодинамическое моделирование процессов образования родингитов показывает, что основными факторами, влияющими на минеральный состав родингитов являются температура и состав флюидной фазы, прежде всего, концентрации углекислоты [4]. Появление родингитов возможно только при очень низкой концентрации CO_2 ($X_{\text{CO}_2} < 0,07$), а везувианодержащих их парагенезисов – при $X_{\text{CO}_2} < 0,007$ и давлении 2-4 кбар. Нижний температурный предел устойчивости минеральных ассоциаций с гранатом, диопсидом, везувианом и хлоритом при $P=2$ кбар составляет $415 \pm 10^\circ\text{C}$. Верхний температурный предел образования родингитов Золотой Горы ограничивается устойчивостью наиболее высокотемпературного минерала – волластонита, поскольку в изученном месторождении он не обнаружен. Не зафиксированы также и продукты его низкотемпературного разложения на кварц и карбонат. При низких концентрациях углекислоты во флюиде нижний температурный предел устойчивости волла-

стонита ограничивается 470-500°С [4]. Таким образом, наиболее вероятный температурный интервал формирования родингитов 1 и 2 стадий Золотой Горы – 420-470°С. Температура образования кальцита 3 стадии, который местами находится в равновесных соотношениях с хлоритом, определена по кальцит - хлоритовому кислородно-изотопному геотермометру – 230-310°С по формуле $1000 \ln \alpha = 0,040 (10^6 / T^2) + 3,530 (10^3) / T - 1,43$ [13]. Данные оценки соответствуют значениям температуры, полученным нами ранее по фазовым переходам золото-серебро-мединых твердых растворов, а также гомогенизации газово-жидких включений [3].

Изотопный состав О, Н и С минералов и родингитизирующего флюида

Вмещающие серпентиниты характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O} = +6,8 \dots +6,9\%$ и наиболее отрицательными значениями $\delta D = -127$ и -128% (таблица, рисунок). Антигориты с таким изотопным составом водорода в альпинотипных гипербазитах Урала характерны для зон прогрессивного локального метаморфизма внутренних частей массивов, а изотопный состав водорода в них наследует лизардит-брекчийскую ассоциацию ранних петельчатых серпентинитов [2].

Вариации изотопного состава кислорода хлорита всех стадий из различных зон метасоматита (от хлоритизированного серпентинита до позднего родингита) незначительны – от 5,5 до 6,5%. $\delta^{18}\text{O}$ андрадита и диопсида из родингитов составил соответственно 2...3,8 и 6...6,6%. Изотопный состав углерода и кислорода кальцита достаточно однороден, характеризуется значениями $\delta^{13}\text{C} = -0,9 \pm 0,9\%$ и $\delta^{18}\text{O} = +11,1 \pm 0,4\%$ и существенно не различается для гнездообразного кальцита из родингита и прожилкового из вмещающего серпентинита.

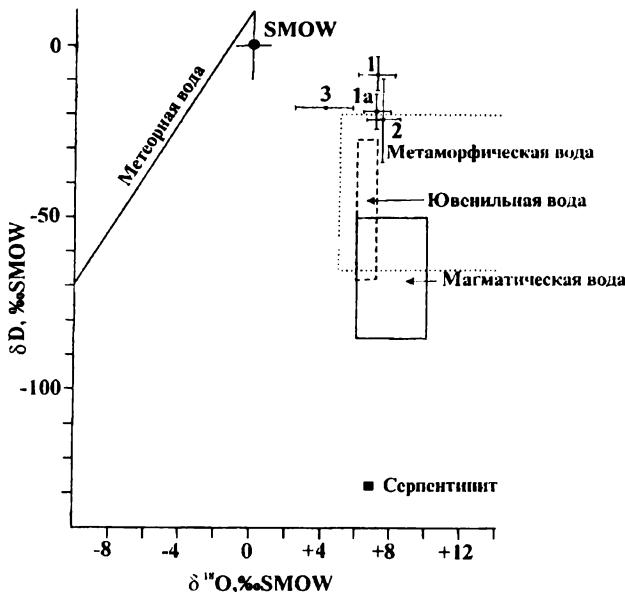
Хлорит родингита обогащен дейтерием $\delta D = -42,8 \dots -44,3\%$. Более облегчен изотопный состав водорода тонкозернистого апосерпентинитового хлоритолита – 53,3-55,9%, а также прожилков мелко- и крупнозернистого хлорита в нем – соответственно 49,8 и 64,4%. В еще большей степени обеднен дейтерием хлорит других апосерпентинитовых метасоматитов Карабашского массива – хлорит-кальцитовых (-62,8%), магнетит - хлорит - доломитовых (-69,6%) и магнетит - хлоритовых (-78,5%).

Расчет $\delta^{18}\text{O}$ флюида по изотопному составу хлорита, диопсида и граната 1 и 2 стадий дает хорошо согласованные результаты, укладывающиеся в диапазон $+5,9 \dots +8,3\%$. Изотопный состав кислорода воды флюида 3 стадии в равновесии с кальцитом – $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O (фл)}} = +2,3 \dots +5,9\%$, т.е. $4,1 \pm 1,8\%$ и хлоритом – $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O (фл)}} = +3,7 \dots +5,7\%$ оказался более облегченным по отношению к таковому 1 и 2 стадий –

Изотопный состав кислорода и водорода минералов и равновесного с ними флюида для различных стадий формирования родниковых месторождений Золотая Гора

Порода, стадия	Минерал	Изотопный состав минералов, ‰ SMOW (число анализов)		Изотопный состав воды флюида, ‰ SMOW	
		$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{18}\text{O}$	δD
Ранний родникит, 1	Хлорит	+6,1...+6,5(3)	-42,8...-44,3(3)	+7,2...+7,8	-3,6...-13,4
	Андрадит	+2,0...+3,6(3)		+5,6...+5,9	
Хлоритолит, 1	Диопсид	+6,0...+6,6(3)		+7,8...+8,3	
	Хлорит	+6,4...+6,6(2)		+6,5...+7,9	-14,6...-24,4
Поздний родникит, 2	Андрадит	+3,8(1)		+6,3...+6,7	
	Диопсид	+6,1...+6,4(4)		+7,8...+8,3	
Хлоритолит, 2	Хлорит	+5,9...+6,3(4)	-49,8...-64,4(2)	+7,1...+7,7	-9,8...-34,2
Хлорит- кальцитовые прожилки, 3	Кальцит	+10,6...+11,4(4)		+2,3...+5,9	
	Хлорит	+5,5...+7,7(2)	+62,8(1)	+3,7...+5,7	-17...-18

- 1) Изотопные анализы выполнены в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (аналитик Т.А. Велическая). Воспроизводимость анализа $\delta^{18}\text{O} \pm 0,2\%$; $\delta\text{D} \pm 2\%$.
- 2) Расчет изотопного состава кислорода флюида проведен для температурных диапазонов 400–500°C (1 и 2 стадии) и 230–310°C (3 стадия) по равновесиям: андрадит-вода, диопсид-вода [14], хлорит-вода [13]; изотопного состава водорода по равновесию хлорит-вода [10,12].



Изотопный состав кислорода и водорода родингитизирующего флюида, равновесного с ранними родингитами 1 стадии (1), хлоритолитами 1 стадии (1а), поздними родингитами 2 стадии (2) и кальцитовыми образованиями 3 стадии (3) месторождения Золотая Гора. На диаграмму нанесены поля изотопного состава водных резервуаров, участвующих при гидротермальном рудообразовании по обобщенным литературным данным (Taylor H.P.Jr., Friedman I., Г.Фор, И. Хёфс и др.), а также изотопный состав серпентинита, вмещающего родингиты

$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} (\text{фл}) = +5,9 \dots +8,3\%$. Данные значения лучше всего соответствуют магматической воде, однако, они могут отвечать и метаморфогенной воде, выделяющейся при локальном метаморфизме пород не осадочного генезиса. Расчет изотопного состава кислорода углекислоты, равновесной с кальцитом, дал значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2} (\text{фл}) = +19 \dots +21,3\%$, т.е. приблизительно такие, которые можно ожидать для CO_2 , выделяющегося из морского карбоната.

Рассчитанный изотопный состав углерода CO_2 флюида 3 стадии $- \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} (\text{фл}) = +2,2 \dots -0,9\%$ [11] оказался утяжеленным по отношению к ювенильному и отвечающим изотопному составу углерода морских карбонатов $-0 \dots +5$ [9]. Очевидно, что флюид 3 стадии был обогащен

преимущественно углекислотой, образовавшейся при растворении (или замещении силикатами) карбоната морского происхождения, заключенного во вмещающих серпентинитах. Изотопный состав углерода этой углекислоты немного облегчен за счет смешивания ее с изотопно легкими компонентами серпентинитов, присутствующих в небольших количествах во флюиде 3 стадии (по результатам газовой хроматографии $X_{CO_2}=0,039$, $X_{CO}=0,004$, $X_{CH_4}=0,002$).

Исходя из метасоматического генезиса родингитов Золотой Горы, имеет место изотопный обмен бедных лейтерием серпентинитов с богатым этим изотопом родингитизирующим флюидом. Расчет δD этого флюида, равновесного с хлоритом родингита при 400–500°C, дает значения –12–14‰ по [10] или –13–8‰ по [12], что максимально приближено к изотопному составу морской воды (см. рисунок). Хлорит формирующихся синхронно с родингитами хлоритолитов отлагался из флюида с $\delta D = -14\text{--}25\text{\textperthousand}$, что вполне может быть объяснено меньшим отношением вода/порода в более монолитных зальбандах тел родингитов при том же изотопном составе флюида. Хлорит других хлоритсодержащих пород Карабашского массива отлагался из флюида с $\delta D = -30\text{...}-45\text{\textperthousand}$. Эти значения соответствуют меткам метаморфогенной воды.

Имеющийся к настоящему времени материал еще недостаточен для уверенного обоснования природы и модели образования золотоносных родингитов. Поскольку изученные метасоматиты сформированы в условиях трансформации гипербазитов в коровых условиях, то прямое участие морской воды в родингитизирующем флюиде маловероятно. Близкие к описанным в родингитах изотопные характеристики, характеризующиеся гомогенным изотопным составом кислорода и варьирующим в широких пределах изотопным составом водорода имеютвойкариты – антигоритовые и оливин-антигоритовые породы в альпинотипных гипербазитах Полярного Урала. Для этих пород предложена модель образования, предусматривающая в качестве источника метаморфогенный флюид выделяющийся при десерпентинизации гипербазитов океанского dna [8]. Несомненно, что такая модель заслуживает внимания при интерпретации и родингитизирующего флюида.

Полученные нами данные свидетельствуют о том, что родингиты и вмещающие их антигорит-лизардитовые серпентиниты сформированы флюидами с существенно различным изотопным составом водорода и, следовательно, родингиты могут рассматриваться как наложенные на серпентиниты. Это противоречит представлениям об образовании антигоритовых серпентинитов и родингитов Золотой Горы как единых и синхронных продуктов регионального метаморфизма [6,7].

Исследование осуществлялось при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований (грант РФФИ № 04-05-64679).

Библиографический список

1. Берзон Р.О., Фадеичева И.Ф. Особенности метасоматических преобразований на золоторудном месторождении Золотая Гора // Метасоматизм и рудообразование / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974. С. 63-67.
2. Брянчанинова Н.И., Дубинина Е.О., Макеев А.Б. Геохимия изотопов водорода хромитоносных ультрабазитов Урала // Докл. АН. 2004. Т.395, №3. С. 392-396.
3. Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Берлимбле О.М. О температурном режиме формирования золотоносных метасоматитов месторождения Золотая Гора (Карабашское) // Ежегодник-2003/ ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2004. С. 333-338.
4. Илюснина Л.Н., Лихойдов Г.Г., Зарайский Г.П. Физико-химические условия формирования родингитов по экспериментальным данным // Петрология. 1993. Т. 1, № 5. С. 557-568.
5. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Огородников В.Н., Волченко Ю.А. Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами // Литосфера. 2002. № 4. С. 63-77.
6. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора. М.: Научный мир, 2002. 220с.
7. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А., Перельгина Е.В., Рапорт М.С. Геология и минералогия месторождения медистого золота Золотая Гора (Карабашское, Средний Урал). М.: Изд-во МГУ. 1997. 192с.
8. Уханов А.В., Устинов В.И., Десирц А.Л. Изотопный состав кислорода и водорода гипербазитов на антигоритовой стадии серпентинизации (пример войкаритов Полярного Урала) // Геохимия. 2002. № 12. С. 1306-1313.
9. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590с.
10. Graham C.M., Atkinson J., Harmon R.S. Hydrogen isotope fractionation in system chlorite-water // NERC 6th Progress Report of Research 1981-1984, NERC Publication Series D. 1984. N. 25. P. 139.
11. Ohmoto H., Rye R. O. Isotope of sulfur and carbon. in Barnes, H. L. Ed., Geochemistry of Hydrothermal deposits. John Wiley and Sons. 1979. P. 509-567.
12. Taylor H.P.Jp. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition // Econ. Geol. 1974. Vol. 69. P. 843-883.
13. Zheng Y.-F. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates // Earth Planet. Sci. Lett. 1993b. Vol. 120. P. 247-263.
14. Zheng Y.-F. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993a. Vol. 57. P. 1079-1091.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА В ПОРОДАХ ЗОЛОТОПРОЯВЛЕНИЯ АМФИТЕАТР (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

В конце прошлого века в Кожимском рудном районе Приполярного Урала был открыт ряд нетрадиционных рудопроявлений золота, которые большинство исследователей отнесли к типу древних метаморфизованных россыпей [4]. Многие исследователи рассматривают формирование подобных рудопроявлений как полигенное и полихронное [5], т.е. выделяется не менее 2 этапов золотоотложения, 1 этап – осадочный, 2 – метаморфогенно-гидротермальный. Этапы отделены друг от друга на сотни миллионов лет. Одним из таких рудопроявлений является Амфитеатр.

Разрез золотоносных терригенных отложений рудопроявления Амфитеатр представлен в обнажении на левобережье р. Пелсигичей (правый приток р. Балбанью) и начинается с невыдержанного по мощности и простиранию пласта алевросланцев, залегающего на брекчии мраморизованных известняков. Мощность алевросланцев 0,5-6,5 м. Выше по разрезу они сменяются конгломератами, которые правильнее было бы назвать брекчиями или конглобрекчиями, т.к. они состоят преимущественно из неокатанных обломков местных пород. Обломочный материал на 90% представлен кварцем, в основном гранулированным, кварцитопесчаниками и алевросланцами. Цемент хлорит-биотит-серицит-кварцевый. Мощность конглобрекций 1-2 м. На них залегает горизонт рассланцованных кварцево-слюдистых гравелитов с линзовидными прослоями песчаников и алевросланцев с обильной вкрапленностью магнетита. Они перекрываются либо маломощным слоем олигомиктовых мелкогалечных конгломератов, либо пачкой хлорит-серицит-кварцевых алевропесчаников с вкрапленностью магнетита. Мощность пачки до 22 м. Выше по разрезу на них залегают мелкогалечные конгломераты и гравелиты, содержащие обломки серицит-полевошпат-кварцевых сланцев, которые ниже по разрезу не встречаются. Мощность слоя до 10 м. В верхней части разреза без видимого несогласия с подстилающими толщами залегает пачка кварцевых гравелитов, песчаников и кварцитопесчаников, которая относится исследователями к обезской свите нижнего ордовика [4]. Мощность пачки около 250 м.

Золотая минерализация на рудопроявлении распределена неравномерно. Наиболее золотоносными являются рассланцеванные серicitизированные, хлоритизированные и магнетитизированные гравелиты и алевропесчаники. Самородное золото наблюдается в цементе пород и скоплениях магнетита, а также в сростках с магнетитом, хлоритом и слюдой. Большая часть золотин относится к мелким и тонким фракциям. На золотопроявлении выделены два типа золота [9]. Первый представлен частицами рудного облика с пробностью 890-990. Второй -- золотом кластогенного облика с пробностью 985-995. Встречаемость золота первого типа выше. Причем частицы рудного и кластогенного облика отмечаются в одних и тех же пробах.

Как упоминалось выше, разрез золотоносных отложений рудопроявления залегает на брекчии мраморизованных известняков, которые многими исследователями относятся к моронинской свите верхнего рифея, а сама брекчия рассматривается как древний карст [4]. Возраст же вышележащих золотоносных отложений также считается доордовикским, они относятся к лаптоловайской свите верхнего рифея-венда [4]. По данным К-Аг анализа возраст золотоносных алевросланцев по серициту составляет 262-240 млн. лет (определения выполнены Б.И. Калегановым, ИГГ УрО РАН).

Мраморизованный известняк ниже зоны брекчирования представляет мелкозернистую породу, сложенную зернами доломита и, в незначительном количестве, кварца. Присутствует также кальцит с полисинтетическими двойниками деформации, преимущественно по двум направлениям, что хорошо заметно в шлифах. Было проведено растворение в уксусной кислоте пробы из обломков доломитов брекчии мраморизованных известняков. В результате удалось выделить спикулы губок плохой сохранности (определения В.В. Черных, ИГГ УрО РАН), что ставит под сомнение допалеозойский возраст известняков.

Брекчированная зона имеет мощность до 1 м. В ней присутствуют обломки доломитизированных известняков и кварцитопесчаников, цемент брекчий полностью перекристаллизован. В нем встречаются следующие ассоциации минералов: кварц-хлорит-биотит-кальцит и кварц-хлорит-серицит-кальцит (доломит). Аксессорные минералы представлены сфеном, турмалином. Обращает внимание присутствие достаточно большого количества новообразованного апатита. Рассеянная рудная минерализация представлена магнетитом (частично гематитизированным), гематитом и пиритом (мало). Слюдистые минералы образуют чешуйки и лейсты крупностью до 1 мм. Хлорит имеет зеленый цвет и относится к диабантиту с железистостью 46,0 [7]. Биотит

зеленовато-коричневый с плеохроизмом по Ng – зеленым, по Nr – светло-желтым. Серицит фенгитового типа относится к политипу 2M₁ [6].

В цементе брекчий в шлифах обнаружены перекристаллизованные остатки палеозойской палеобиоты, раковинный дегрит, остатки раковин брахиопод, частично замещенных апатитом.

Карбонаты цемента брекчий представлены кальцитом, доломитом и доломитом-анкеритом (таблица). Кальцит обнаруживает широковарьирующую магнезиальность – от 0.62 до 2.36% MgCO₃. Его отдельные выделения зональны – краевые части (таблица, ан.4) более магнезиальны и железисты, чем центральные (ан.5). Зональный кальцит заполнял, по-видимому, пустоты в силикатном материале цемента. Установлены равновесные срастания высокомагнезиального кальцита с доломитом-анкеритом (9.11-11.78% FeCO₃). Используя доломит-кальцитовый гидротермобарометр [8], можно рассчитать условия формирования карбонатных парагенезисов (ан.3, 12 и 6, 11): T=486-439°C, P=1,03-0,72 кбар. Положение низкожелезистого и марганцовистого доломита в схеме минералообразования пока не ясно. Равновесие его с кальцитом не достигалось. Обращает внимание повышенная марганцовистость кальцита и доломита-анкерита (до 6.84% MnCO₃), что может свидетельствовать о высокой активности марганца в растворах [1].

Судя по всему, гидротермальные изменения сопровождали тектоническую деформацию, о чем свидетельствует наличие реликтов полисинтетических двойников в кальците. Известно, что биотит в виде микрочешуйчатых агрегатов в ассоциации с серицитом и хлоритом образуется в малоглубинных условиях [2]. В валунно-галечных конгломератах или крупнообломочных конглобрекциях, залегающих над брекчированной зоной мраморов, количество новообразованного карбоната резко снижается, что обусловлено, скорее всего, уменьшением активности CO₂ в растворе. В этой зоне в цементе конглобрекций появляется ассоциация кварц-хлорит-биотит-эпидот(альбит). По экспериментальным данным [3], для образования эпидота благоприятно воздействие слабокислых Ca-содержащих хлоридных растворов. Оптимальная температура составляет 300-400°C. А повышение X_{CO₂} > 0,1-0,2 препятствовало образованию эпидота в экспериментальных колонках. Минеральная ассоциация с эпидотом, развитая на границе зоны брекчирования известняков, соответствует эпидот-хлоритовой фации пропилитов с температурой образования 450-360°C [5].

Можно предположить, что породы золотопроявления Амфитеатр изначально являлись палеозойскими прибрежно-морскими отложениями, которые позже были подвергнуты тектоническому воздействию и гидротермальной проработке. Время этого воздействия предпо-

Химический состав карбонатов зоны брекчирования мраморов золотопроявления Амфитеатр (Приполярный Урал)

№ ан.	Минерал	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	Сумма
1	кальцит	94.79	2.05	0.21	2.89	99.94
2	кальцит	93.09	0.62	0.14	5.52	99.37
3	кальцит	92.17	1.73	2.36	3.18	99.44
4	кальцит	92.22	2.36	1.93	3.01	99.52
5	кальцит	96.82	0.62	0.62	1.72	99.78
6	кальцит	92.97	2.29	1.87	2.84	99.97
7	кальцит	94.02	1.63	0.17	3.49	99.31
8	доломит	36.58	43.46	0.12	0.00	101.94
9	доломит	54.21	44.91	0.19	0.19	99.50
10	доломит	56.41	43.08	0.06	0.02	99.57
11	доломит-анкерит	51.64	31.35	9.11	6.84	98.94
12	доломит-анкерит	54.71	28.65	11.78	4.69	99.83

Примечание: рентгеноспектральный микроанализ выполнен в Институте геологии и геохимии УрО РАН (оператор В.А. Вилисов)

ложительно связано с завершающим (пермским) этапом коллизионного развития Уральской складчатой системы. В это же время, возможно, происходило отложение гидротермального золота и магнетита из близнейтральных хлоридных растворов в пограничной зоне между существенно карбонатными и терригенными породами. Вопрос происхождения кластогенного золота в этих породах пока остается открытым.

Библиографический список

1. Бороденков А.Г., Русинов В.Л. Физико-химические условия образования карбонатов и некоторых рудных месторождений // Геохимия. 1982. № 9. С. 1257-1276.
2. Залищак Б.Л., Бурилина Л.В., Кипаренко Р.И. Определение порообразующих минералов в шлифах и иммерсионных препаратах. М.: Недра, 1981. 151 с.
3. Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 341 с.

4. Озеров В.С. Метаморфизованные россыпи Приполярного Урала // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 28-37.
5. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев И.А. и др. Эндогенное оруденение девонского андезитоидного вулкано-плутонического комплекса (Урал). Свердловск. 1991. 184 с.
6. Сорока Е.И. Серициты из метасоматитов и метаморфитов бассейна реки Балбашью (Приполярный Урал) // Ежегодник-1995 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1996. С. 109-110.
7. Сорока Е.И., Воронина Л.К. Хлориты из золотопроявлений бассейна р.Балбашью Кожимского района (Приполярный Урал) // Ежегодник-1996 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1997. С. 115-116.
8. Таланцев А.С. Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1981. 135 с.
9. Тарбаев М.Б., Малюгин А.А., Сорока Е.И., Филиппов В.Н. Самородное золото из ордовикских конгломератов Приполярного Урала // Мин. журн. Киев: Наукова думка, 1991. 13. № 5. С.52-59.

М.В. Мальцева, И.И. Чайковский
Пермский университет

РОССЫПЬ р. БОЛ. ШАЛДИНКА: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ АЛЛЮВИЯ И ВОЗМОЖНЫЕ КОRENНЫЕ ИСТОЧНИКИ ЗОЛОТА

На западном склоне Среднего Урала известно значительное количество золотоносных россыпей. В состав Промысловско - Кушвинской группы входят 17 объектов, но золотодобыча в настоящее время ведется только в долине р. Большая Шалдинка. Старательская разработка этой россыпи началась в 1824 г. Она интересна тем, что наряду с окатанным золотом в ней встречались золотины рудного облика и самородки.

Геология района Большешалдинской россыпи

Описываемая россыпь расположена на восточной окраине Центрально-Уральского поднятия в зоне сочленения Кваркушско-Каменногорского мегантиклиниория и Улсовско-Койвинского синклиниория. Граница между этими надвиговыми структурами проходит по Теплогорскому разлому, который делит Большешалдинскую россыпь на две части (рис. 1). По данным Б.К. Ушкова разлом имеет крутое (около 85°) восточное падение. В зоне разлома отмечаются гидротермальные

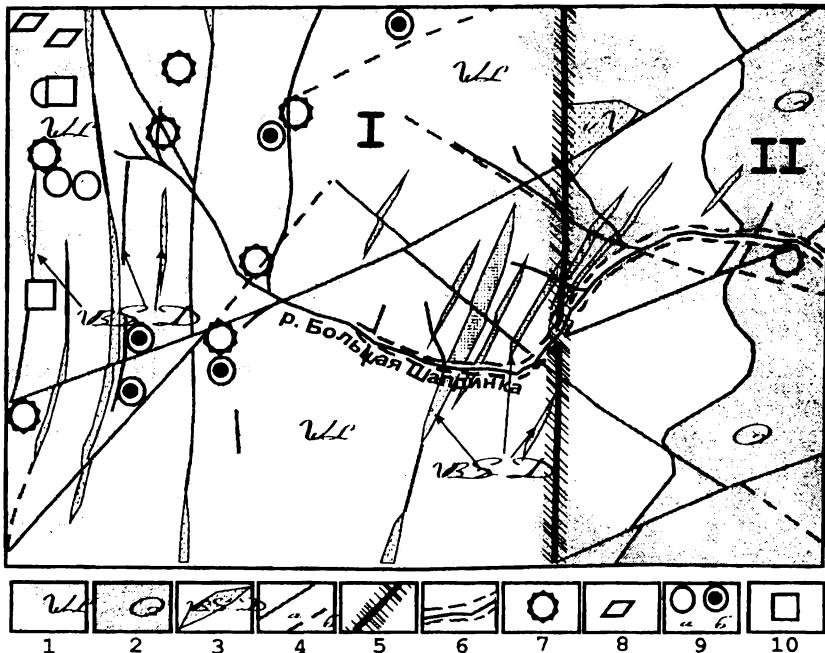


Рис.1. Геологическая карта района Большешалдинской россыпи (построена по материалам Б.К. Ушкова и С.Б. Прозоровского).

Условные обозначения:

- 1 – породы терригенної формации вильвенской свиты (Серебрянская серия);
- 2 – породы карбонатно-терригенної формации среднего ордовика (Промысловская серия);
- 3 – дайки габбро-диабазов верхневильвенского диабаз-пикритового (vV) и дублинского габбро-диабазового ($vb\ S_2 - D_1$) комплексов;
- 4 – дизъюнктивные нарушения: а – выявленные, б – предполагаемые;
- 5 – Теллогорский разлом, контролирующий зону окварцевания;
- 6 – золотоносная россыпь р. Большая Шалдинка;
- 7-10 – коренные проявления полезных ископаемых: 7 – золота, 8 – золотосодержащих магнетит-гематитовых руд, 9 – меди (а – проявления, б – пункты минерализации), 10 – свинца. Цифрами обозначены: I – Усьвинско-Серебрянский срединный синклиниорий; II – Улсовско-Койвинский синклиниорий

образования и проявление кремнешелочного метасоматоза в пределах субмеридиональной полосы шириной 200-250 м. По Теплогорскому разлому произошло опускание палеозойского блока не менее чем на 200 м.

Г.А. Петров выделяет в данном районе Шалдинскую зону смятия интерференционную структуру сложной прерывисто-линейной морфологии, характеризующуюся чередованием субмеридионально ориентированных антиклиналей и синклиналей, представленных фрагментами складок, крылья которых имеют пологое залегание (углы падения 10-15°). Б.К. Ушков отмечает также чередование участков со сложной многопорядковой складчностью и сравнительно спокойным залеганием пород. По данным гравиметрических съемок, проведенных под руководством А.И. Рублева, А.Г. Кислицына, в кристаллическом фундаменте выделяются субширотные и диагональные глубинные разломы, с которыми, вероятно, связано формирование системы самых молодых дизьюнктивных дислокаций. Эти нарушения имеют взбросо-сбрососдвиговый характер, небольшие амплитуды смещений (до первых сотен метров). Они деформируют субмеридиональные разломы и определяют вместе с ними блоковое строение района и благоприятную для образования россыпей геолого-структурную обстановку.

В геологическом строении района Большелдинской россыпи принимают участие комплексы метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев терригенных и карбонатно-терригенных образований. Вендские отложения Кваркушского структурно - вещественного комплекса формировались на континентальной коре в условиях окраинно-континентального рифтогенеза, а палеозойские отложения Улсовской депрессии - в шельфовых. К западу от Теплогорского разлома залегают породы Серебрянской серии венда, представленные здесь вильвенской свитой. Это серицит-хлорит-кварцевые сланцы и кварцитопесчаники с прослоями магнетитовых руд и конгломератов. В нижнем течении р. Б. Шалдинка распространены породы Промысловской серии ордовика, которые залегают с размывом и несогласием на Серебрянской серии и представлены кварцевыми конгломератами, гравелитами, кварцитопесчаниками, сменяющимися вверх по разрезу известняками и доломитами.

Н.В. Петровской [4] на основании значительного количества золотин рудного обнажка и повышенной концентрации самородков в россыпи был сделан вывод о близости коренных источников и разрушении верхних богатых частей рудных тел. В качестве возможных источников геологами Промысловской ГРП, проводившими в 1967 г. поисковые работы, выявлены небольшие по масштабам и содержанию

многочисленные коренные проявления золота различной формационной природы. Это бурожелезняковые проявления, залегающие среди карбонатных пород лудловского яруса, центральные и приконтактовые части даек пикритов верхневильвенского вулканогенного комплекса, а также предполагаемые по аномальным (до 3 г/т) содержаниям золота в почвах зоны окисления сульфидов. Кроме того, золото выявлено в Шалдинском железорудном проявлении, находящемся в приосевой части одноименной антиклинали, сложенной терригенными породами верхневильвенской подсвиты (секущие пиритсодержащие кварцкарбонатные жилы и прожилки), а также в Шалдинской зоне развития золотосодержащих жил, связанных с зонами дробления и окварцевания на участках, осложненных поперечными субширотными поднятиями.

По данным А.А. Аверина и К.Б. Ушкова, россыпное золото отличается наибольшей крупностью на участках, где плотик сложен вендскими или ордовикскими кварцитопесчаниками. Для этих же пород характерны повышенные содержания халькофильных элементов (рис. 2). Таким образом, еще одним источником рудного золота являются терригенные образования, в силу своей проницаемости благоприятные для рудоотложения.

* * *

Несмотря на многочисленность мелких разнообразных коренных проявлений золота, наиболее вероятным и весомым источником золота в россыпях являются проявления золотокварцевой формации. Для нее характерно широкое развитие мелких рудопроявлений, характер которых определяется составом вмещающих пород, наличие зон окварцевания, а также незначительное проявление сульфидной минерализации. Возможно, стратифицированные гематит-магнетитовые руды, сформировавшиеся по вулканогенно-осадочному материалу основного состава, и послужили одним из субстратов, из которого происходила мобилизация золота. Отложение же золота шло в основном в пористых кварцитопесчаниках. Локализация в зонах разломов и в приосевых частях антиклиналей вендских и ордовикских пород говорит о синтектоническом характере оруднения, связанном с герцинской коллизией.

Минералогия Большешалдинской россыпи

Как и другие месторождения Промысловского рудного узла (Медведка, Полуденная, Крестовоздвиженская), россыпь р. Бол. Шалдинка характеризуется комплексной алмазно - платиново - золотой минерализацией, что отражает полигенную природу питавших их источников.

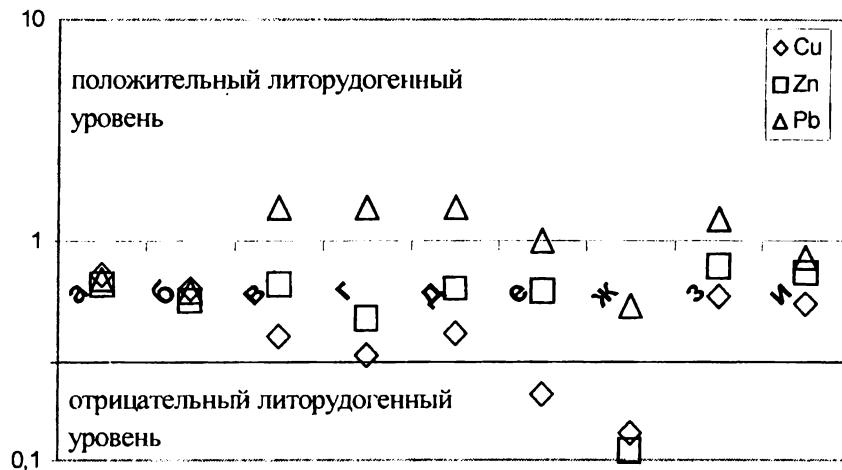


Рис.2. Содержания халькофильных элементов в породах плотика р. Бол. Шалдинка, нормированные к литогенным кларкам осадочных пород литосферы. На оси абсцисс буквами обозначены: а-е – породы серебрянской серии (а, б – вулканиты; в – конгломераты; г – кварцитогесчаники; д – слюдисто-кварцевые сланцы; е – магнетит-гематит-кварцевые сланцы), ж-и – породы промысловской серии (ж – известняки; з – слюдисто-кварцевые сланцы); и – песчаники)

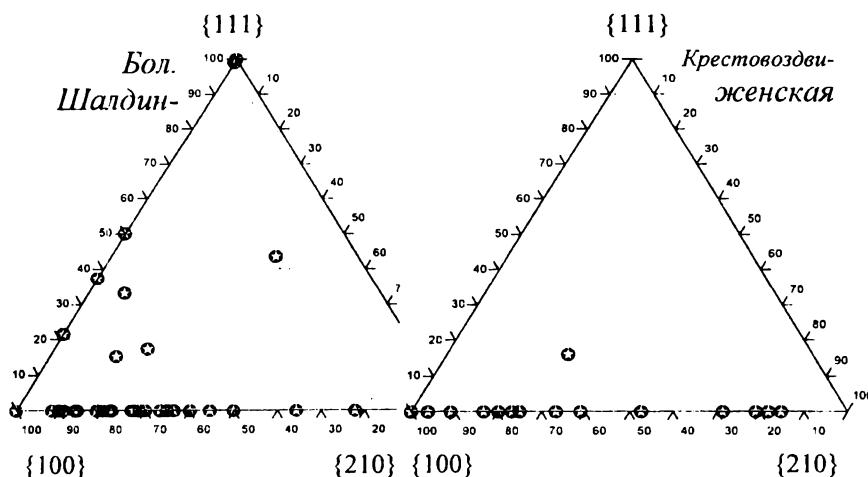


Рис. 3. Количественное соотношение граней гексаэдра {100}, октаэдра {111} и пентагон-додекаэдра {210} на кристаллах пирита из Большешалдинской и Крестовоздвиженской россыпей

Материалом для анализа послужил концентрат обогатительной фабрики. Основное внимание уделялось типоморфным минералам, позволяющим судить о коренном источнике золота. Изучение их состава проводилось в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионной приставкой Linc (оператор В.Н. Филиппов).

По информативности минералы были разделены на две группы: гидротермальные (и гипергенные), отражающие состав рудной минерализации и ее последующее приповерхностное изменение до попадания в россыпь, а также метаморфические, характеризующие вещественный состав вмещающей рамы, в которой золотое оруденение было локализовано.

Метаморфические минералы являются основными минералами тяжелой фракции аллювия и происходят из доордовикских и ордовикских зеленосланцевых пород. Из них главным является магнетит, представленный октаэдрическими кристаллами, происходящими из толщ, обогащенных вулканогенным апобазитовым материалом. В меньших количествах встречаются гематит и ильменит, характеризующиеся пинакоидальными кристаллами. Нередко на их зернах отмечаются хлорит - серицитовые "бороды", а на ильмените, кроме того, рутиловые каймы игольчатого строения. В тяжелой фракции присутствуют также кристаллы антаза, брукита и монацита. Образование вторичных (апильменитовых) титанистых фаз может отражать преобразование первичных метаморфических минералов и происходящее после этого перераспределение компонентов в зеленых сланцах, связанное, вероятно, с их метасоматозом. О наложении оруденения на зеленые сланцы свидетельствует наличие магнетитовых включений внутри золотин.

Рудные минералы встречаются значительно реже. Самым распространенным является пирит. Реже отмечаются золото, галенит, барит, самородная медь, свинцово-сурьмянистый интерметаллид.

Итирит встречается как в виде свежих, так и окисленных индивидов. Он представлен несколькими кристалломорфологическими группами. Наиболее распространенными являются комбинации гексаэдра и пентагон-додекаэдра (рис. 3). Они образуют отдельные кристаллы, нередко удлиненные и уплощенные, сростки и сложные агрегаты, часто в срастании со слюдой и кварцем. Постепенный переход между кубом и пентагон-додекаэдром позволяет предполагать эволюцию растворов, а искаженный облик – их формирование на фоне складчатых деформаций вмещающих пород. Такой же тип характерен для Крестовоздвиженской россыпи, характеризующейся аналогичной

минерализацией. Реже отмечаются комбинации ($\{100\} + \{210\} + \{111\}$) и чисто октаэдрические кристаллы. Их природа пока не ясна, однако предполагается, что они связаны с определенным литологическим типом пород (октаэдры) или могут представлять собой гибридные образования (комбинации), образовавшиеся при наложении различных источников.

Золото представлено кристаллами, дендритовидными образованиями и неправильными зернами различной степени окатанности, что свидетельствует об его поступлении в россыпь в течение продолжительного периода времени [2]. В целом золото высокопробное и содержит только примесь серебра (табл. 1, рис. 4, 5). Изредка отмечаются зерна, обогащенные ртутью и палладием. Они отличаются от основного золота серым цветом.

В золотом самородке, представляющем фрагмент прожилка, установлено увеличение пробности от центра к краю (рис. 6), что может отражать падение температуры кристаллизации и метасоматический рост золота в сторону вмещающих пород.

В отдельном кристалле выявлено неоднородное строение, которое мы связываем с блочным или секториальным ростом.

Галенит представлен сростками и отдельными зернами, представляющими собой выколки по спайности. С поверхности он обычно покрыт матовой пленкой. Зерна нередко несут на себе следы пластической деформации. Подобно галениту из золоторудной Чувальской жилы он характеризуется повышенным содержанием селена (табл. 2, рис. 7), отличаясь от минералов собственно галенитовых проявлений Северного Урала (Паниха, Лиственичный) [1]. Вероятно, это обусловлено более высокой температурой их формирования, что, по Г. Тишендорфу [3], приводит к уменьшению величины S/Se.

Барит отмечается в виде крупных уплощенных обломков мутно-белого цвета. Содержит незначительную примесь стронция и кальция (табл. 3, рис. 8), что может говорить о его формировании из относительно высокотемпературных растворов. Несмотря на близость его состава составу барита из алмазоносных туффизитов Северного Урала [5], он содержит меньше примесей, что позволяет связывать его с метаморфическими золотоносными флюидами.

Свинцово-сурьмянистый интерметаллид представлен округло-комковатыми, нередко удлиненными зернами серого цвета с матово-металлическим блеском и неоднородным строением. Основная цементирующая масса относительно обогащена свинцом, а уплощенные включения – сурьмой (табл. 4, рис. 9). Его валовой состав отвечает

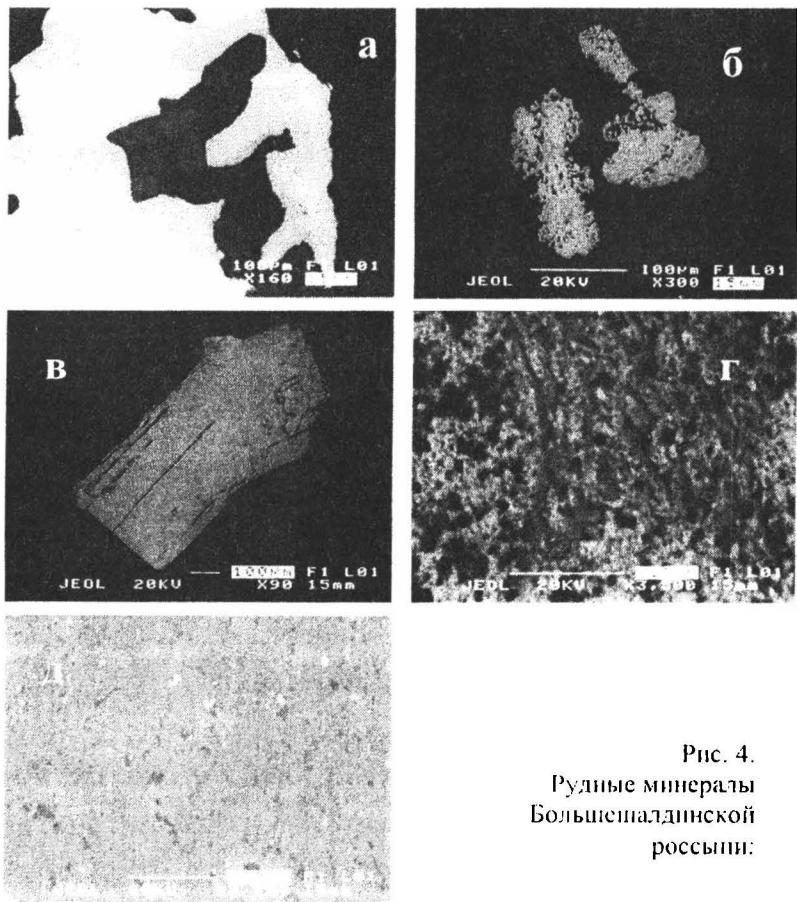


Рис. 4.
Рудные минералы
Большешпалдинской
россыпи:

а -- срастание золота с кварцем (темно-серое) и магнетитом (светло – серое); б -- золотина, содержащая примесь ртути и палладия; в -- пластически деформированный кристалл галенита; г -- свинцово - сурьмянистый интерметаллид (структура распада фазы Pb – Sb: более светлое - Pb (Sb), темное - Sb(Pb)); д -- эмульсия золота в самородной меди

Таблица 1

Состав золота Большешалдинской россыпи, мас.%

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Au	93,67	92,99	98,01	99,55	89,14	88,56	83,01	97,09	90,92	87,03	88,5	90,42	89,14
Ag	5,82	6,03	1,97	0	10,3	10,33	17,14	2,41	10,13	6,67	6,38	4,12	2,2
Hg										5,14	5,31	4,81	7,52
Pd										1,14			1,06
Σ	99,49	99,02	99,98	99,55	99,44	98,89	100,2	99,5	101,1	99,98	100,2	99,35	99,92

1-4 – фрагмент прожилка (1, 2 – центр, 3, 4 – край); 5-9 – кристалл (5, 6 – центр, 7-9 – край); 10-13 – дендрит

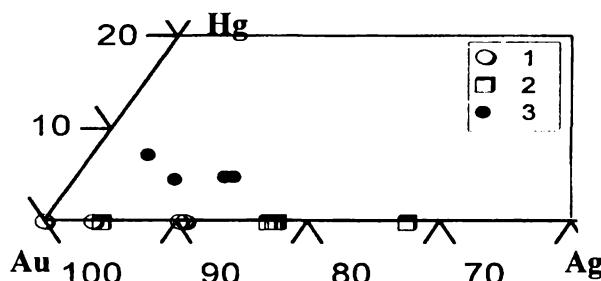


Рис. 5. Соотношение Au-Hg-Ag в золотинах Большешалдинской россыпи: 1 – фрагмент золотого прожилка; 2 – изометричный кристалл; 3 – дендритовый агрегат желто-серого цвета

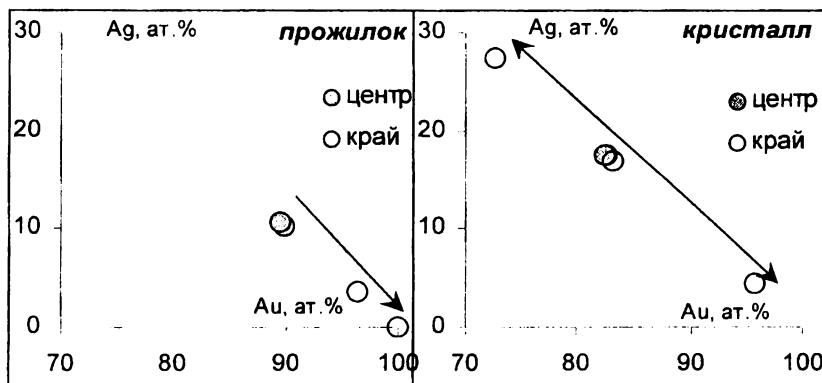


Рис. 6. Характер зональности золота Большешалдинской россыпи

Таблица 2

Химический состав галенита, мас. %

Элемент	1	2	3
S	10,8	11,1	11,06
Se	1,55	0,94	1,49
Bi	2,18	2,66	0
Pb	85	85,33	86,55
Сумма	99,53	100,03	99,1

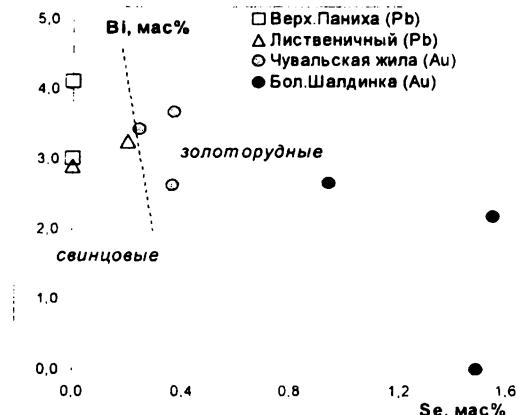


Рис. 7. Соотношение Bi–Se в галените Большешалдинской россыпи и сопоставление его состава с минералами свинцовых и золоторудных проявлений Северного Урала

Таблица 3

Состав барита Большешалдинской россыпи (мас. %, мол. %)

Оксиды	1	2	3	Миналы	1	2	3
BaO	65,52	65,89	64,64	SrSO ₄	4,466	2,973	3,682
SrO	2,07	1,38	1,67	BaSO ₄	95,534	95,913	96,318
CaO	0	0,28	0	CaSO ₄	0,000	1,115	0,000
SO ₃	32,35	32,35	32,6				
Сумма	99,94	99,9	98,91				

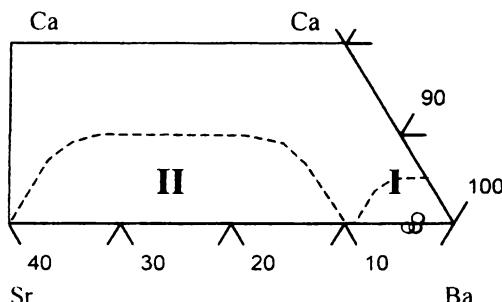


Рис. 8. Соотношение Sr–Ca–Ba в барите Большешалдинской россыпи. Поля состава барита: I – из алмазоносных туффизитов Урала; II – из продуктов отложения современных холодных источников Приуралья

Таблица 4

Химический состав антимонида свинца, мас. %

	1	2	3	4	5	6	7
Pb	87,21	93,43	74,83	61,46	44,14	36,98	31,43
Sb	12,15	7,15	25,25	38,6	56,14	61,13	68,51
	99,36	100,58	100,08	100,06	100,28	98,43	99,94
Формульные единицы							
Pb	4,04	7,96	1,91	0,97	1,26	1,04	0,85
Sb	0,96	1,04	1,09	1,03	2,74	2,92	3,15
Pb:Sb	4:1	8:1	2:1	1:1			1:3
Вероятные кристаллохимические формулы							
1. Pb _{4,04} Sb _{0,96}	3. Pb _{1,91} Sb _{1,09}	5. Pb _{1,26} Sb _{2,74}	7. Pb _{0,85} Sb _{3,15}				
2. Pb _{7,96} Sb _{1,04}	4. Pb _{0,97} Sb _{1,03}	6. Pb _{1,03} Sb _{2,92}					

1 – валовой состав, полученный при сканировании площади зерна; 2-7 – анализы матрицы и микроКлючений в отдельных точках.

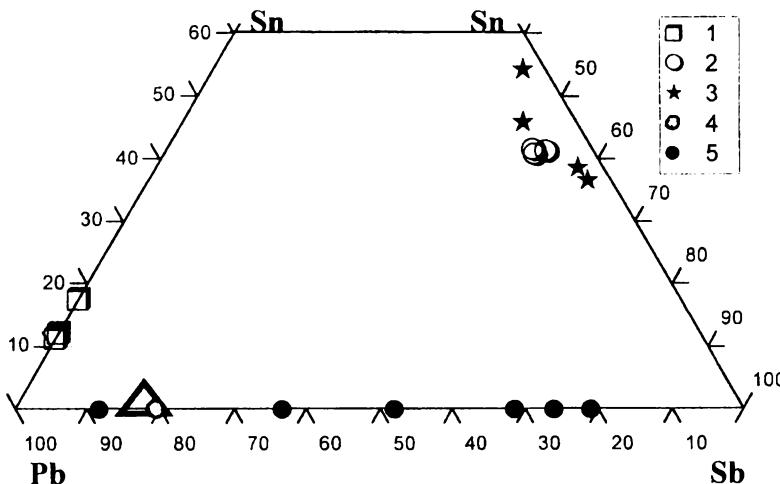


Рис. 9. Соотношение Pb–Sn–Sb в природных интерметаллидах (построено по материалам М.И. Новгородовой, 1983): 1, 2 – олово содержащий свинец и стистаит золоторудного месторождения Южного Урала; 3 – стистаит из габбро-долеритов Сибирской платформы; 4, 5 – антимонид свинца Большешайдинской россыпи (4 – валовой состав, полученный при сканировании площади зерна, 5 – анализы матрицы и микроКлючений в отдельных точках). Треугольником показан эвтектический состав в бинарной системе Pb-Sb (252°C)

эвтектическому (11,1-11,6 мас.% Sb), что позволяет предполагать формирование Pb-Sb-интерметаллида при температуре 252°C и последующий распад этого твердого раствора на фазы, близкие к стехиометрическим ($Pb_{7,96}Sb_{1,04}$, $Pb_{1,91}Sb_{1,09}$, $Pb_{0,97}Sb_{1,03}$, $Pb_{1,26}Sb_{2,74}$, $Pb_{1,03}Sb_{2,92}$, $Pb_{0,85}Sb_{3,15}$).

По данным М.И Новгородовой [3], свинец в природе встречается в основном в чистом виде, практически без примесей, а также в составе олово-свинцовых фаз – станнидов, близких по составу к фазам $PbSn_{13}$, Pb_4Sn , Pb_7Sn , и свинцовой разности стистаита ($PbSn_4Sb_5$). Антимониды свинца в геологических системах не известны.

Самородная медь встречена в виде сростков кубооктаэдрических кристаллов, покрытых с поверхности зелено-серым оксидным налетом. Пленка представлена спертиниитом (?), а сама медь химически чиста, хотя и содержит рассеянную тонкую (2-0,3 мк) вкрапленность золота (табл. 5). Ее образование связывается нами с зоной окисления. Присутствие микровключений золота свидетельствует о его миграции и частичном перераспределении при гипергенном преобразовании рудных зон, вероятно, из окислившихся сульфидов.

* * *

Ассоциация золота с "искаженными" кристаллами пирита, пластически изогнутого галенита и другими метаморфическими минералами может говорить о проявлении оруденения на фоне тектонических движений и связи с золотокварцевой формацией. Появление интерметаллидов (антимонида свинца), повышенное содержание селена в галените и незначительное количество примесей Sr и Ca в барите могут говорить о невысокой активности серы (сероводорода) и среднетемпературных условиях. Зональность золота, вариации в огранке пирита свидетельствуют об эволюции состава этого рудоносного раствора.

Таблица 5

Состав самородной меди, включений в ней и оксидной пленки, мас.%

	1	2	3	4	5	6
Cu	100,62	100,64				
Ag			1,5	9,79		
Au			98,21	88,84		
Fe				1,37		
CuO					93,71	98,85
FeO					4,93	0,79
SO ₃					0,53	
Сумма	100,62	100,64	99,71	100,0	99,17	99,64

Примечание. 1, 2 – самородная медь; 3, 4 – включения золота в меди; 5, 6 – оксидная спертиниитовая (?) пленка на меди

Присутствие самородной меди говорит о том, что ассоциирующие с золотом сульфиды находились в зоне гипергенного преобразования. При этом происходило частичное перераспределение и самого золота. Вероятно, в россыпь поступало и золото иной формационной природы. Возможно, свидетелем этого является ртуть- и паладийсодержащее золото, источником которого могли являться никритовые тела.

Библиографический список

1. Мальцева М.В., Чайковский И.И. Типохимизм сульфидов из проявлений Вишерского Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении Сб. науч. статей / Перм. ун-т. Пермь, 2002. Вып. 4. С. 78-83.
2. Мальцева М.В. Морфология золота россыпи р. Бол.Шалдинка (Средний Урал) // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Матер. регионал. науч.-практ. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 2004. С. 114-118.
3. Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 288 с.
4. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 345с.
5. Чайковский И.И. Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 324с.

**В.И. Силаев, М.В. Мальцева*,
В.Н. Филиппов, И.И. Чайковский***
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,
* Пермский университет

БОЛЬШЕШАЛДИНСКАЯ РОССЫПЬ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ: ФЕНОМЕН АУТИГЕНЕЗА САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И СВИНЦОВО-СЕРЕБРЯНЫХ ГИДРОКСИЛ-БРОМИДОВ

Комплексная алмазо-благороднометалльная россыпь на р. Б. Шалдинка (далее Большешалдинская россыпь) была открыта в 1820-е гг. как золотоносная. В настоящее время она служит объектом старательской отработки. Важнейшими особенностями этой россыпи считаются, во-первых, совмещение в ней окатанных золотин и золотин так называемого «рудного» облика, а во-вторых, необычный серый цвет поверхности многих из них [4].

Упомянутая россыпь рассматривается как двухъярусное тело аллювиального происхождения протяженностью 5.6 км, шириной до 80 м и средней мощностью 4.6 м. Основным ее продуктивным компонентом продолжает оставаться самородное золото, для которого характерно неравномерное струйчато-гнездовое распределение. Проведенные нами исследования показали, что в этой россыпи, наряду с обломочным золотом, широкое распространение получила пленочная минерализация, представленная необычным парагенезисом самородного золота и свинцовых, свинцово-серебряных и серебряных гидроскил-бромидов.

Геологическая позиция и строение россыпи

Большешалдинская россыпь приурочена к мезозойско-кайнозойской Вишерско-Висимской эрозионно-тектонической депрессии субмеридионального простирания, наложенной на восточную окраину Центрально-Уральского поднятия. Контролируясь долиной р. Б. Шалдинка, россыпь имеет субширотное простиранье, круто пересекая западную границу вышеупомянутой депрессии. В качестве плотика россыпи выступают породы *вильвинской* свиты вендского возраста (нижняя часть серебрянской серии) – кварц-хлорит-серicitовые сланцы и кварцитопесчаники с прослоями конгломератов и железистых кварцитов («магнетитовых руд»). С поверхности на глубину от 15 до 100 м эти породы преобразованы в глинистую и глинисто-щебнистую кору выветривания.

В разрезе собственно Большешалдинской россыпи выявлены две генерации элювиальных и аллювиальных образований (рис. 1). К первой генерации отнесены продукты выветривания пород *вильвинской* свиты и алевроглинистый аллювий олигоценового возраста – литологические комплексы III речной террасы. Вторую генерацию составляют наиболее продуктивные на золото аллювиальные пески и глины со щебнем, галькой и валунами, датирующиеся голоценом – комплексы II–I речных террас и современной речной долины.

Таким образом, в строении рассматриваемой россыпи совмещаются продукты двух резко асинхронных и контрастно различных по условиям породообразования тектоно-климатических этапов мезокайнозойской истории Западного Урала [7] – позднепалеогенового и плиоценово-четвертичного. Возможно, именно эта гетерогенность и предопределила необычность состава и свойств сосредоточенного в Большешалдинской россыпи оруденения.

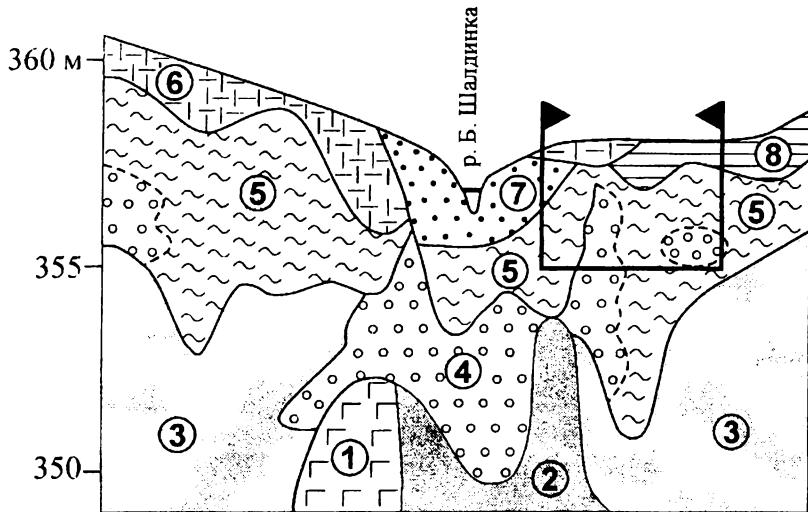


Рис. 1. Геологический разрез алмазо-благороднometалльной россыпи на р. Б. Шалдинка (Средний Урал): 1 – метагаббро; 2, 3 – глинисто-щебнистая кора выветривания (2) и аллювиальные алевритовые глины (3) олигоценового возраста (III речная терраса); 4 – аллювиальные глины с щебнем, галькой и валунами голоценового возраста (II речная терраса); 5 – аллювиальные глины, супеси и пески голоценового возраста (I речная терраса); 6 – делювиальные отложения голоценового возраста; 7 – современный русловой и пойменный аллювий; 8 – озерные отложения

Общая характеристика пленочной минерализации

Объектом наших исследований послужила часть промышленного концентрата, полученного на вибростоле в течение одного дня промывки аллювиальных песков с I-II террас. Проведенные нами электронно-микроскопические исследования показали, что благороднometалльная минерализация в этом концентрате присутствует в двух формах: 1 – кластогенных (обломочных) золотин; 2 – золотых пленок толщиной до 1 мкм, покрывающих как упомянутые выше золотины, так и обломочные зерна горных пород и породообразующих минералов. Кроме этого, здесь встречаются причудливые интерстициальные формы, которые по своему происхождению находятся ближе к золотым пленкам, чем к обломочным золотинам.

Кластогенное золото представлено плохо или вообще неокатанными пластинчатыми индивидами, размер которых колеблется от 2 мкм до 2.5 мм (рис. 2, а–б). Для поверхности таких золотин характерна оттисковая и пластически-деформационная скульптура.

Пленочное золото в исследованных нами образцах встречается гораздо чаще кластического, покрывая поверхности обломочных частиц самых разных пород и минералов. Эти частицы по своему гранулометрическому составу (0.02–0.45 мм) в основном отвечают мелко-среднезернистым пескам. Степень сплошности, плотность и толщина пленок зависят, вероятно, от минерального состава обломочных частиц.

На неравномерно окатанных зернах *железистых кварцитов* золотые пленки развиваются спорадически, покрывая лишь 15–50 % их поверхности (рис. 3, а–е). При этом степень окатанности таких зерен практически не повлияла на образование пленочной минерализации. Магнетит в этой породе является твердым раствором шпинелидов, варьируя по составу от FeFe_2O_4 до $[0.23\text{FeFe}_2\text{O}_4 + 0.77\text{Fe}_2\text{TiO}_4]$.

Обломочные зерна *слюдисто-кварцевых пород*, как правило, хорошо окатанные, покрыты сплошными золотыми пленками, играющими в этом случае роль порового цемента. Последнее приводит к весьма своеобразной аггрегации зерен с образованием агрегатов размером до 0.5–1.5 мм (рис. 4–6, а–б; 8–10, а). Реже отмечаются зерна кварцитов с фрагментарными пленками и микрокорками (рис. 7, а)

Под растровым электронным микроскопом золотые пленки чаще всего характеризуются весьма своеобразным ажурно-сетчатым или микрогубчатым строением, обусловленным рыхлым соединением глобул и произвольно ориентированных палочко- и гантелевидных индивидов мезонанометрической и субмикронной (0.1–1 мкм) размерности (рис. 3, ж–з; 4, в–г; 5, в). Изредка аксиальные формы золота в пленках представляют собой игольчато-волокнистые или копьевидные (рис. 5, г) индивиды. В некоторых образцах наблюдаются картины *колониальной* агрегации, когда глобулы, палочки и волокна золота, причудливо переплетаясь, образуют столбчатые скопления (рис. 6, в–е). Размер поперечных сечений таких скоплений достигает 10 мкм. Между колониальными постройками имеются пустотные промежутки шириной 1–5 мкм.

Кроме описанных выше форм самородного золота в пленках наблюдаются индивиды, претерпевшие диагенетическое укрупнение и ограничение, а именно кристаллиты неправильной формы, монокристаллы и дендриты. Кристаллиты, размер которых достигает 6–7 мкм, явно развиваются за счет глобулярно – палочковых форм, постепенно

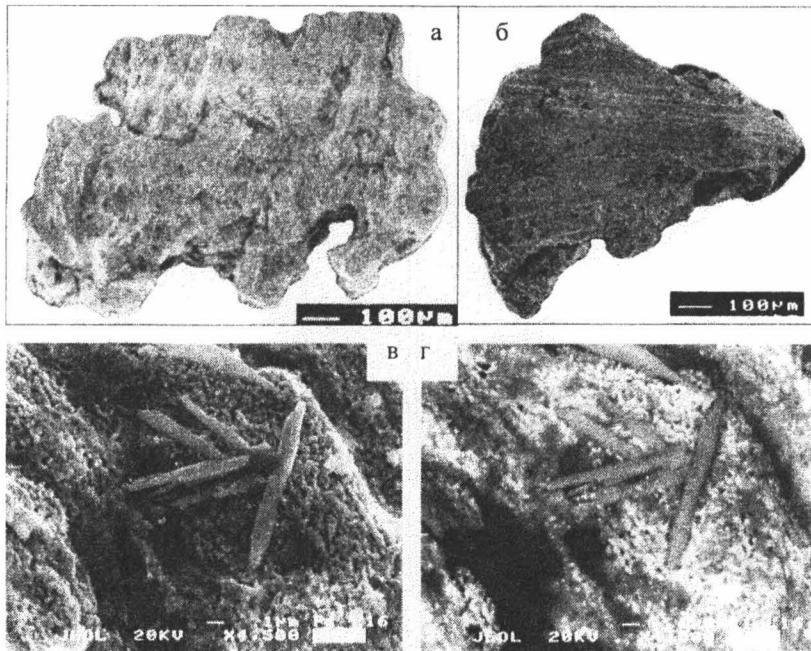


Рис. 2. Обломочные золотины пластиначатого облика (а, б), покрытые пленкой самородного золота и свинцово-серебряных гидроксил-бромидов (в, г). РЭМ-изображения в режимах вторичных (а-в) и упруго-отраженных (г) электронов

замещая их на поверхности пленок, что ведет к постепенной смене ажурно-сетчатого строения таких пленок на микрогубчатое (рис. 8, б-в). Монокристаллы ромбододекаэдрического габитуса размером 3–4 мкм представлены полнотелесными и скелетными (вершинно-реберными) образованиями. Наиболее крупными ограненными формами золота в пленках являются линейные дендриты размером до 65 мкм.

Постоянной минеральной примесью к самородному золоту в исследуемых пленках выступают *свинцово-серебряные бромиды*. Именно выделения этих минералов на поверхности золотин и придают золоту Большешалдинской россыпи необычный серый оттенок. Упомянутые бромиды наблюдаются в виде одиночных и агрегированных,

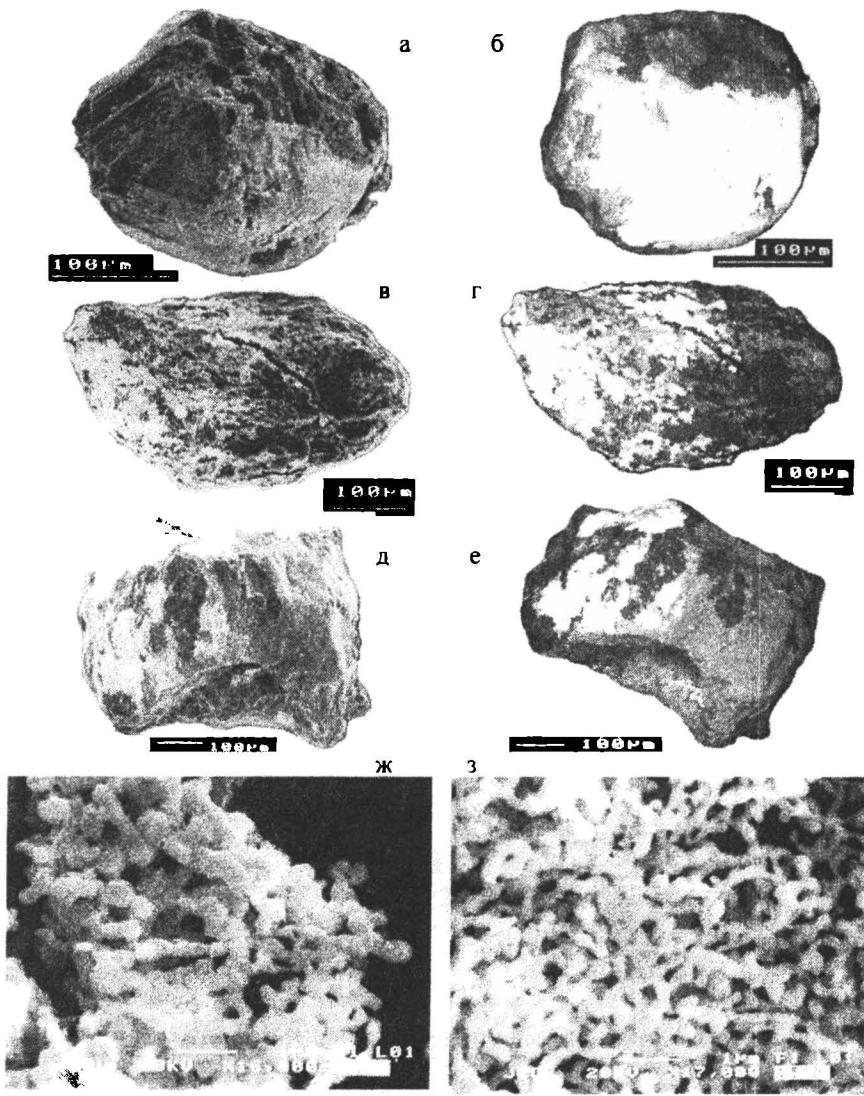


Рис. 3. Обломочные зерна железистых кварцитов (а-е), фрагментарно покрытые пленкой самородного золота (ж, з). РЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д, ж, з) и упругоотраженных (б, г, е) электронов

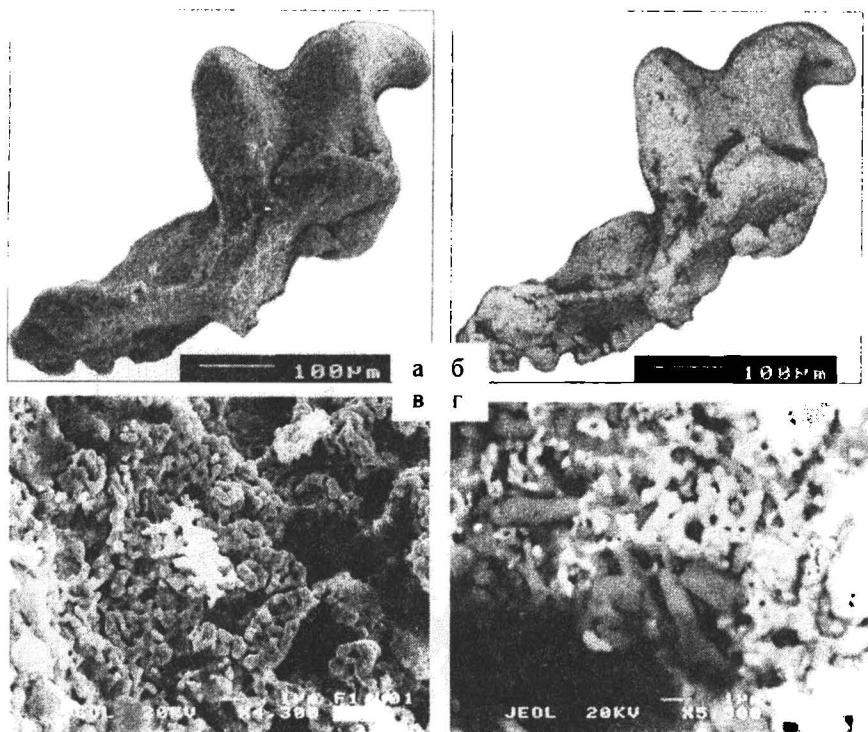


Рис. 4. Частица обломочного золота (а, б), с микрогубчатыми пленочными выделениями самородного золота и свинцовых, свинцово–серебряных и серебряных гидроксил–бромидов (в, г). РЭМ-изображения в режимах вторичных (а) и упругоотраженных (б–г) электронов

преимущественно палко- (рис. 2, в–г; 4, г; 5, в; 9, б–г) или нитеобразных (рис. 7, б–в) индивидов, размеры и коэффициент удлинения (в скобках) которых варьируют в широких пределах – от 4×0.5 до 50×5 мкм (от 2 до 17). Некоторые «палки» бромидов имеют торцевидные окончания, однако чаще наблюдаются формы с конусовидными выклиниваниями.

Проведенные нами наблюдения показали, что свинцово–серебряные бромиды в пленках, как правило, нарастают на золото. Однако в некоторых случаях и сами бромиды являются субстратом для отложения относительно позднего пленочного золота (рис. 9, в–г).

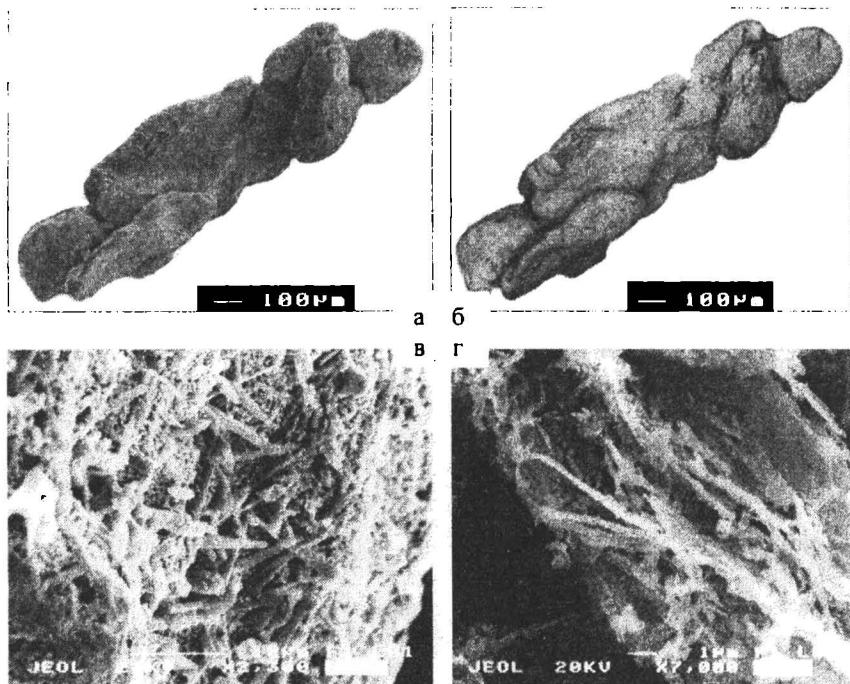


Рис. 5. Частица обломочного золота (а, б), с выделениями самородного золота и свинцовых, свинцово-серебряных и серебряных гидроксилбромидов (в, г). РЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, г) и упругоотраженных (б) электронов

К наиболее редким компонентам исследуемой пленочной минерализации относятся самородные медь и свинец, а также золотосодержащий сульфид свинца, вероятно, галенит. Последний представлен одиночными глобулами и ограняющимися кристаллитами, нарастающими на открытую поверхность обломков силикатных горных пород (рис. 10, б-г). Размер индивидов галенита составляет 0.5–1 мкм.

Следует, наконец, отметить, что на некоторых золотых пленках, покрывающих обломочные зерна горных пород, зафиксированы примазки гидрогетита (рис. 8, г), что служит указанием на экзогенное происхождение пленочной минерализации.

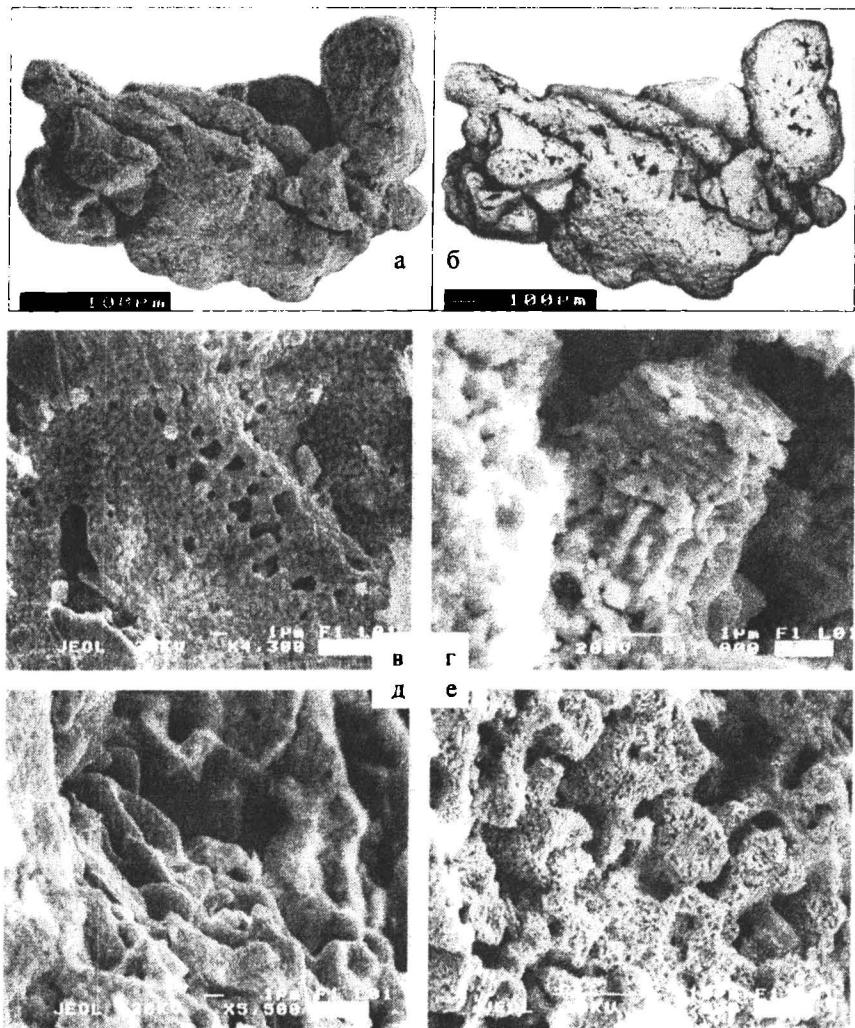


Рис. 6. Гломероагрегат обломочных частиц силикатных пород (а, б), сцепментированных пленочными выделениями самородного золота (в-е). РЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, е) и упругоотраженных (б) электронов

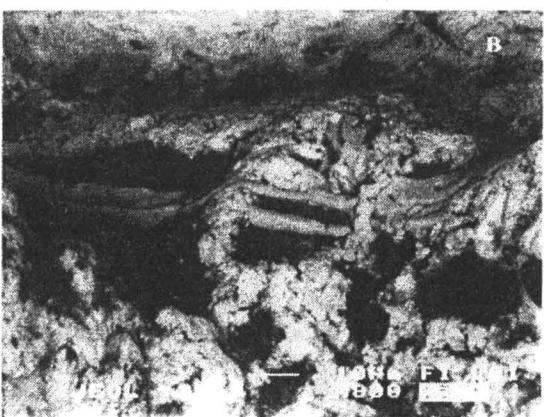
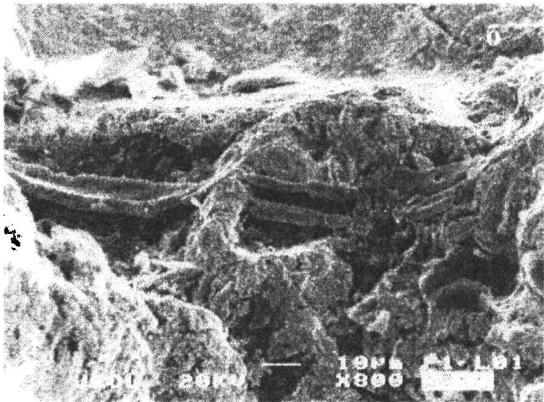
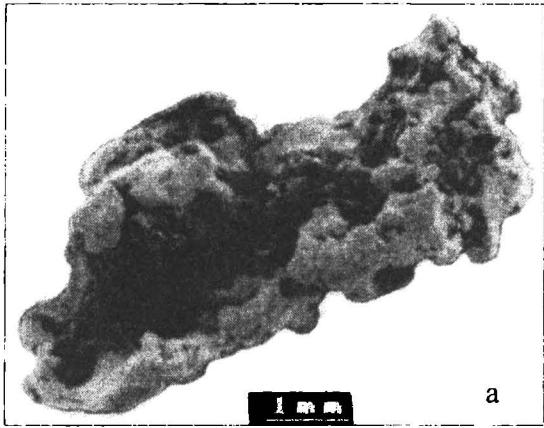


Рис. 7.
Золото-кварцевый обломок (а), с примазками свинцовых гидроксил-бромидов (б, в).
РЭМ-изображения в режимах вторичных (а, б) и упругоотраженных (в) электронов

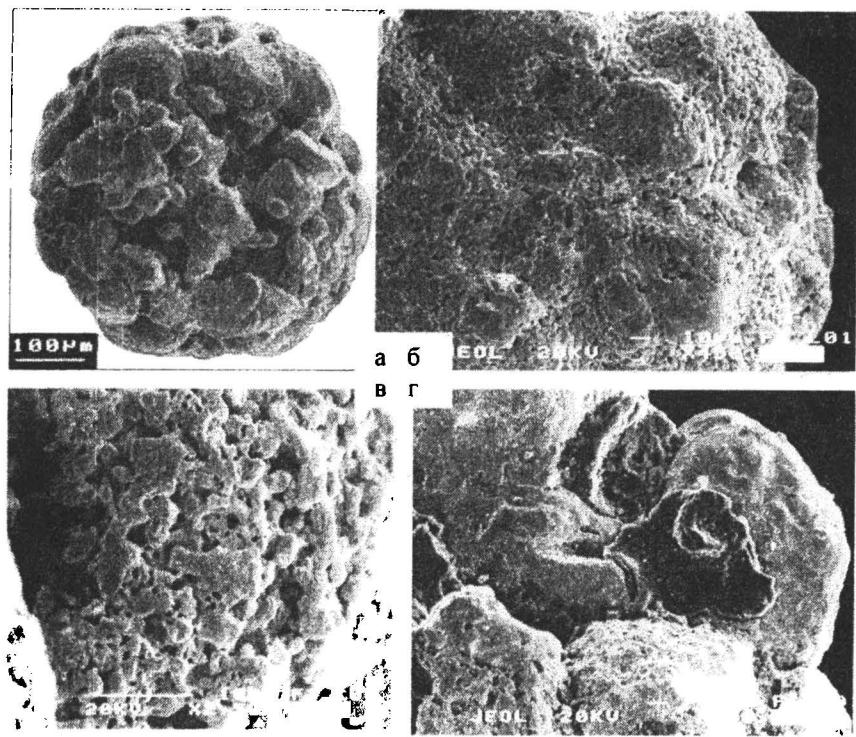


Рис. 8. Гломероагрегат обломочных частиц силикатных пород (а), сцементированных микрогубчатыми пленочными выделениями самородного золота (б, в), с фрагментами корки гидрогетита (г). РЭМ-изображения в режиме вторичных электронов

Состав минералов в пленках

Исследование состава пленочной минерализации осуществлено рентгеноспектральным микрозондовым методом. Для этого использовался сканирующий электронный микроскоп JSM 6400, оснащенный энергетическим и волновым рентгеновскими спектрометрами. В качестве сертифицированных эталонов использовались металлы, FeS_2 и KBr .

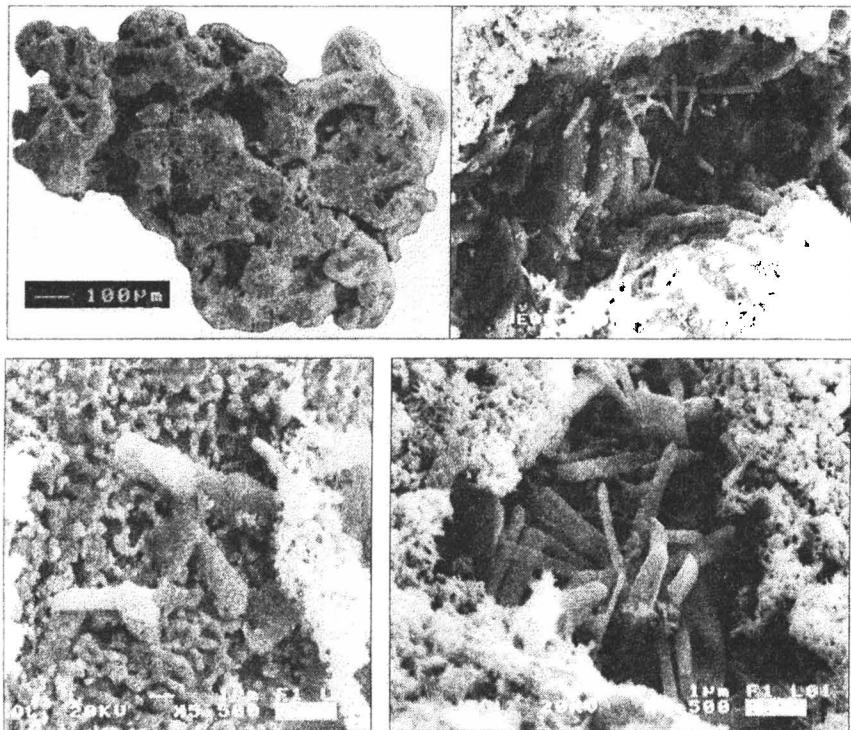


Рис. 9. Гломероагрегат обломочных частиц силикатных пород (а), скементированных пленочными выделениями самородного золота и свинцовых, свинцово-серебряных и серебряных гидроксил-бромидов (б-г). РЭМ-изображения в режимах вторичных (а, б) и упругоотраженных (в, г) электронов

Самородное золото. Пленочное золото в основном (на 75 % по частоте встречаемости) является весьма высокопробным (950...1000 ‰). Однако при этом оно все-таки содержит достаточное количество примесей, чтобы быть подразделенным на три разновидности: *серебристую*, *серебристо-ртутистую* и *ртутистую* (табл. 1). Частота встречаемости двух последних разновидностей в исследуемых образцах составила 17 %. Максимальное содержание Hg в золоте достигает почти 16 мас.%, что практически соответствует ее пороговым концентрациям в золотых амальгамах.

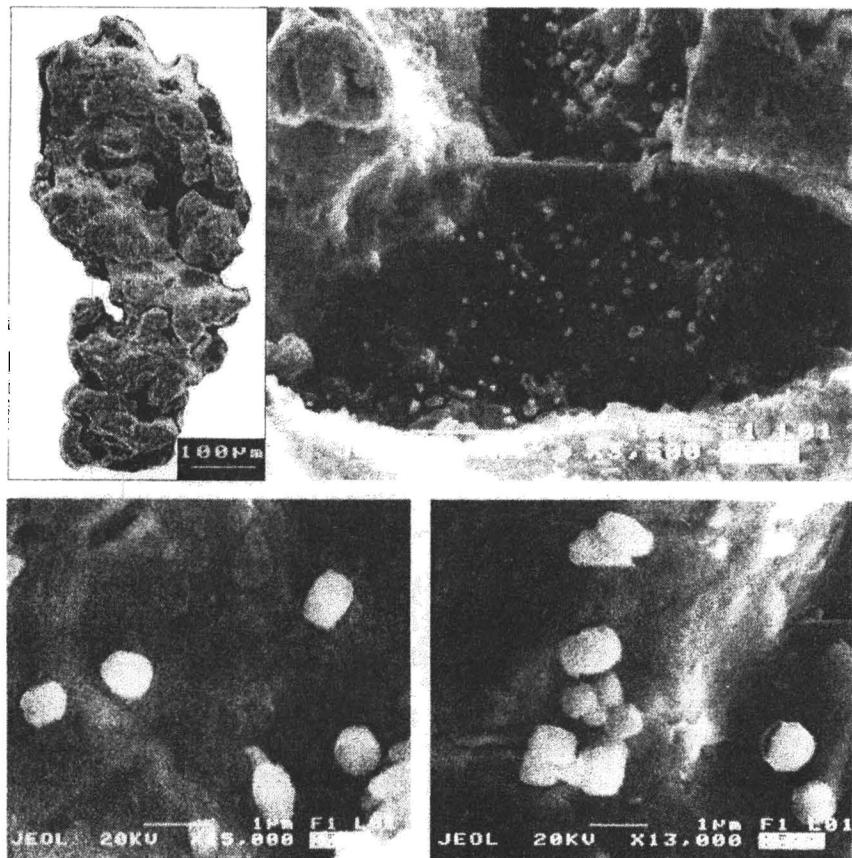


Рис. 10. Гломероагрегат обломочных частиц силикатных пород, сцементированных пленочными выделениями самородного золота (а). На открытой поверхности частиц – глобулы и ограниченные индивиды галенита (б–г). РЭМ-изображения в режимах вторичных (а, б) и упругоотраженных (в, г) электронов

Химический состав самородного золота из пленочной минерализации в Большешатдинской россыпи

Параметры	Au	Ag	Hg	Компоненты, мас. %			Проба, %
				Cu	Pb	Fe	
Золото серебристое (90)							
Min	72.67	0	0	0	0	0	0
Max	100	22.06	0	0	13.87	7.1	5.34
\bar{X}	95.26	2.9	0	0	0.75	0.65	0.23
$S_{\bar{X}}$	5.71	4.38	0	0	2.08	1.34	0.96
$V_{\bar{X}} \cdot \%$	6	151	0	0	277	206	417
Золото серебристо-рутутистое (11)							
Min	76.47	0	0	0	0	0	0
Max	97.88	9.28	14.25	0.55	0	0.85	2.37
\bar{X}	91.92	3.79	3.02	0.05	0	0.18	1.05
$S_{\bar{X}}$	5.92	3.04	3.83	0.17	0	0.33	1.04
$V_{\bar{X}} \cdot \%$	6.4	80	127	340	0	183	0
Золото ртутистое (7)							
Min	84.07	0	1.1	0	0	0	0
Max	97.88	0	15.93	0	0	0.57	1.46
\bar{X}	91.37	0	8.28	0	0	0.14	0.21
$S_{\bar{X}}$	4.92	0	5.43	0	0	0.24	0.55
$V_{\bar{X}} \cdot \%$	0	0	66	0	0	171	262
							5.4

Примечание. Min-макс — размах колебаний, \bar{X} — среднее. $S_{\bar{X}}$ — стандартное отклонение. $V_{\bar{X}}$ — коэффициент вариации.
В скобках — число анализов.

Среди малых элементов-примесей, зарегистрированных в рентгеновских спектрах пленочного золота, преобладают элементы, характерные для минералов-подложек (Fe) и минералов-спутников (Pb, Br, S). Это указывает на паразитонное происхождение соответствующих линий в энергодисперсионных спектрах исследуемого минерала, что подтверждается и результатами корреляционного анализа. Согласно упомянутым результатам, зарегистрированные в спектрах пленочного золота примеси Pb прямо коррелируются с Br ($r = 0.36$), примеси Cu — с S ($r = 0.47$), а примеси Fe не обнаруживают корреляции ни с Au, ни с вышеупомянутыми элементами.

Гидроксил-бромиды. Микрозондовый анализ бромидных фаз, выявленных в составе пленок, сильно осложнен субмикронным размером и тесным срастанием их индивидов с самородным золотом. В этих условиях вклад паразитонных рентгеновских излучений становится весьма значительным, что в полной мере демонстрируют результаты наших исследований (табл. 2).

Последовательный анализ полученных данных показал, что более или менее уверенно к катионам бромидных фаз можно отнести только Pb и Ag при незначительной роли Cu и Hg. При этом, однако, обнаруживается, что содержание Br, определенное в этих минералах, не обеспечивает зарядовую компенсацию. Как известно, подобный дефицит часто объясняется присутствием в минералах дополнительного аниона, например, гидроксильной группы, не регистрируемой энергодисперсионным спектрометром. В нашем случае такое предположение косвенно вполне подтверждается эффектом испарения вещества бромидов под электронным зондом (рис. 11).

Для фактической проверки предположения о вхождении в состав исследуемых бромидов *гидроксил-аниона* нами были получены несколько волновых спектров, характеризующих область рентгеновского излучения атомов кислорода (рис. 12). Эти спектры показали, что в бромидных фазах, действительно, имеется кислород, содержание которого на основе магнетитового эталона может быть оценено в 2–7 мас.%. Полученный экспериментальный результат довольно близко совпадает с результатом пересчета данных микрозондового анализа рассматриваемых минералов на гидроксил-бромидную стехиометрию (табл. 2).

Таким образом, выявленные в пленочной минерализации бром-содержащие фазы, скорее всего, являются *гидроксил-бромидами*, которые практически непрерывно варьируют по составу катионов от чисто свинцовых (наименее дефицитных по брому) до чисто серебряных (наиболее дефицитных по брому). Общая кристаллохимическая

Таблица 2

Химический состав и стехиометрия гидроксил-бромидов из пленочной минерализации в Большешадинской россыпи, мас. %

Параметры	Au	Ag	Pb	Hg	Cu	Fe	Mn	S	Br	OH	Эмпирические формулы
Свинцовые гидроксил-бромиды (19)											
Min	0	0	22.63	0	0	0	0	13.86	0		
Max	55.43	0	69.37	0	3.19	18.84	0.44	0.93	43.27	6.78	
\bar{X}	11.13	0	51.6	0	0.17	4.56	0.02	0.08	30.35	2.09	$(Pb_{0.82}, Cu_{0.18})$
$S_{\bar{X}}$	18.81	0	12.93	0	0.73	5.91	0.1	0.25	8.49	1.84	$Br_{1.22}, (OH)_{0.78}$
$V_{\bar{X}} \cdot \%$	169	0	25	0	429	130	500	312	28	88	
Серебряно-свинцовые гидроксил-бромиды (21)											
Min	5.63	5.73	2.26	0	0	0	0	2.08	0		
Max	84.39	46.91	40.97	1.65	0	3.46	0	4.93	45.27	6.99	
\bar{X}	21.35	18.82	30.82	0.19	0	0.51	0	0.23	25.42	2.61	$(Pb_{0.14}, Ag_{0.3}, Hg_{0.05}, Cu_{0.02})$
$S_{\bar{X}}$	19.95	8.15	10.18	0.5	0	0.85	0	1.08	11.93	1.85	$Br_{0.11-1.68}, (OH)_{0.14-1.67}$
$V_{\bar{X}} \cdot \%$	93	43	33	263	0	167	0	470	47	71	
Серебряные гидроксил-бромиды (10)											
Min	16.45	26.59	0	0	0	0	0	0	3.27	1.9	
Max	63.51	65.15	2.69	1.27	0	0.69	0	0	25.66	8.1	
\bar{X}	35.03	46.83	0.81	0.45	0	0.1	0	0	11.78	5	$(Ag_{0.95}, Pb_{0.05}, Hg_{0.02})$
$S_{\bar{X}}$	13.7	11.23	1.11	0.59	0	0.23	0	0	6.28	2	$Br_{0.16-0.74}, (OH)_{0.26-0.89}$
$V_{\bar{X}} \cdot \%$	39	24	137	131	0	230	0	0	53	40	

Примечание. Min- max — размах колебаний, \bar{X} — среднее, $S_{\bar{X}}$ — стандартное отклонение, $V_{\bar{X}}$ — коэффициент вариации, * — определено расчетным способом. В скобках — число анализов.

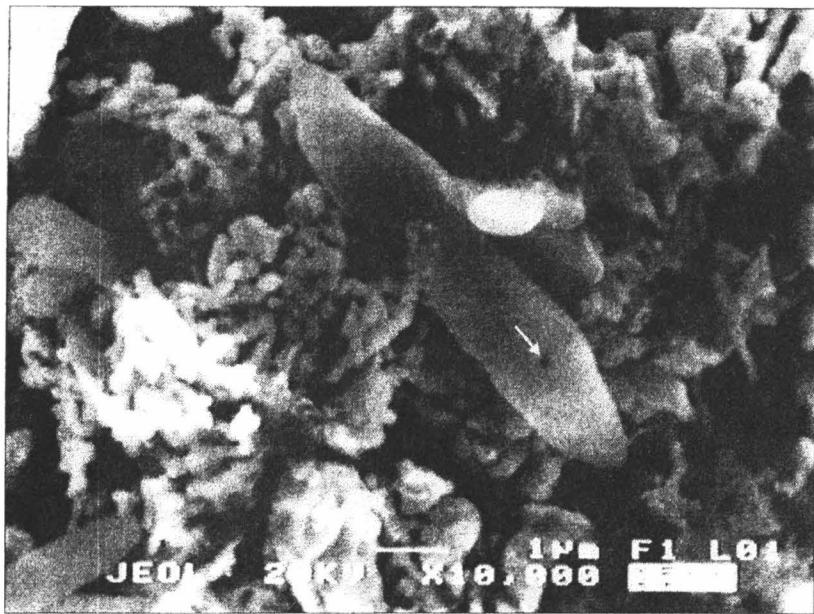


Рис. 11. Индивид серебряного гидроксил-бромида с кратером (показан стрелкой), образованным в результате воздействия на поверхность минерала электронным зондом

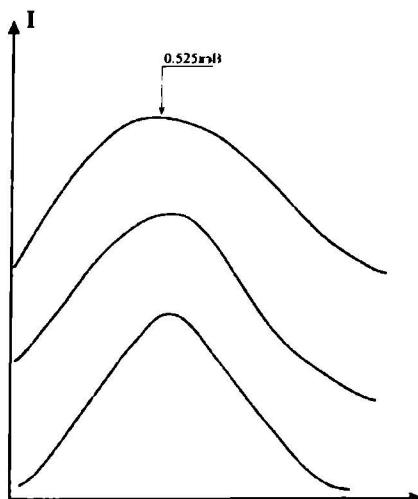


Рис. 12. Линия кислорода в волновом спектре (область 0.51-0.53 кэВ) свинцово-серебряных гидроксил-бромидов

формула таких минералов может быть представлена в следующем виде: $(Ag_xPb_{1-x})Br_{(1-y)(2-x)}(OH)_{y(2-x)}$.

* * *

Проведенные нами исследования показали, что благороднометалльная минерализация в Большешалдинской россыпи присутствует не только в обломочной, но и в пленочной формах. При этом в состав пленок входит не только самородное золото, но и гидроксил-бромидные соединения, не зарегистрированные в настоящее время в качестве минералов. Как известно, в современных минеральных номенклатурах собственно бромиды представлены лишь бромаргиритом $AgBr$ и его хлористой разновидностью эмболитом $Ag(Cl, Br, Cl)$. Кроме того, бром отмечается в качестве примеси в некоторых минеральных гибридах, например, каптираните $HgS Ag (Cl, Br, I)$, илтисите $HgS Ag (Cl, Br)$, перрудите $Hg_{5-x}Ag_4S_{5-x} (Cl, I, Br)_{4+x}$. Очевидно, что обнаружение в Большешалдинской россыпи целой серии не номенклатуризованных гидроксил-бромидов указывает на гораздо более широкое участие брома в минерально-рудообразовании.

Важнейшими с научной и практической точек зрения являются также вопросы о геологической обстановке и физико-химических условиях возникновения пленочной минерализации «большешалдинского» типа.

Очевидно, что описанные нами золото-бромидные пленки механически и термически крайне уязвимы. Следовательно, отсутствие даже минимальных признаков их разрушения свидетельствует об *аутогенности*, т.е. образовании пленок в экзогенных условиях уже после накопления соответствующих аллювиальных осадков. Некристаллографическая морфология, необычный для минералов способ агрегации и не в последнюю очередь нано-микрометрическая размерность индивидов – все это свидетельствует о биогенном, точнее *микробиальном* происхождении исследуемой пленочной минерализации. В настоящее время прямыми экспериментами показано [3], что эффект извлечения золота из растворов, например, микроскопическими грибами обеспечивает концентрацию самородного золота до 50 кг на 1 т сухой биомассы. Осажденное таким образом золото по морфологии своих индивидов и характеру их агрегации весьма напоминает изученную нами пленочную минерализацию, вплоть до весьма сходных картин «перекристаллизации» первичных биоморфных частиц в идиокристалические золотины [5].

Обнаруженные нами гидроксил-бромиды напоминают приповерхностную гипергенно-инфилтратационную и эксфильтрационно-гидрогенную минерализацию. Однако во всех известных случаях тако-

го рода свинцовые, серебряные и медные галиды были представлены окси- и гидроксил-хлоридами [2, 8, 9], а не бромидами, как в Большешалдинской россыпи. Эта загадочная особенность исследуемого нами объекта может быть объяснена следующим образом.

Как известно, золото в нормальных условиях имеет наибольшее сродство не к хлору, обычно доминирующему среди галидов в области экзогенного минералообразования, а именно к брому [6]. Поэтому, если образование изученных нами свинцово-серебряных галидных фаз происходило топохимически на поверхности предварительно осажденной пленки бромсодержащего золота, то эти фазы, скорее всего, и должны были оказаться исключительно бромидами. При этом, однако, остается открытым вопрос об обогащении среды такого минералообразования бромом.

Выявленный аутигенный характер, по меньшей мере, части благороднометалльной минерализации в Большешалдинской россыпи может иметь немаловажное значение для прогноза и оценки перспектив россыпной золотоносности на Западном Урале. Совершенно очевидно, что для прогнозирования и поисков такой минерализации, проявления которой в этом регионе, судя по некоторым данным [1], не ограничиваются только исследуемой нами россыпью, недостаточно иметь ориентировки на коренные проявления самородного золота, понимать закономерности их эрозии и гидравлической дифференциации обломочного материала в водном потоке. Для этого гораздо важнее знать другое, а именно, условия возникновения стабильных биотопов в речных отложениях, механизмы извлечения золота микробиотой из малоконцентрированных ионных растворов, особенности перегруппировки и диагенетического преобразования («перекристаллизации») биогенно извлеченного золота, причины аномальной активности брома в процессах экзогенного минерало- и рудообразования.

Библиографический список

1. Золото Верхнекамской впадины / В. А. Наумов, И. Я. Илалтдинов, Б. М. Осовецкий и др. Кудымкар: Коми-Пермяцкое кн. изд-во, 2003. 218 с.
2. Краснов А.Н., Добровольская М.Г., Мохов А.В. Новые данные по минералогии Куранахского золоторудного месторождения (Центральный Алдан, Якутия) // Минералогическое общество и минералогическая наука на пороге ХХI века. СПб., 1999. С. 78.
3. Куимова Н.Г., Жилин О.В. Биогенная кристаллизация ионного золота микромицетами // Докл. РАН, 2002. Т. 386. № 6. С. 809–812.
4. Малышева М. В., Чайковский И. И. Рассыпь р. Бол. Шалдинка: геологическое положение, минералогический состав аллювия и возможные ко-

ренные источники золота // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь, 2003. Вып. 7.

5. Маракушев С.А. Геомикробиология и биохимия золота. М.: Наука, 1991. 109 с.

6. Паддефет Р. Химия золота. М.: Мир, 1982. 264 с.

7. Сигов А.П., Шуб В.С., Цаур Г.И. Принципы литолого-формационной корреляции континентальных толщ // Вопросы петрологии и металлогении Урала. Свердловск, 1981. С. 6–8.

8. Тарбаев М.Б., Янугова Л.А., Филиппов В.Н. Минералогия золота зоны окисления одного из рудопроявлений Урала // Минералогия Тимано-Североуральского региона. Сыктывкар, 1989. С. 130–136.

9. Чухров Ф.В. О конвергенции некоторых гипергенных и гипогеновых процессов минералообразования // Геология рудных месторождений. 1979. № 4. С. 3–15.

О.Б. Наумова, А.Б. Макеев*

Пермский университет,

* Институт геологии КНЦ УрО РАН. Сыктывкар

О НАХОДКЕ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО БРОМИДА

При изучении тяжелой фракции аллювия бассейна р. Сосьвы установлено присутствие золота рудного облика (рис. 1), свидетельствующее как о близком его источнике, так и о его незначительном гипергенном преобразовании. С поверхности золото характеризуется высокой пробностью (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав золота, мас.%

Элемент	1	1	2	2	3	3	3	4	4
Ni	0,76	0,24	0,63	0,33	0,51	0	0,52	1,4	1,03
Cu	0,43	0,31	0,31	1,23	0,43	0,01	0,44	1,71	0,13
Pd	0,61	0,97	0,31	0,76	0,12	0,97	0,27	0,05	0,34
Ag	1,86	11,88	15,41	8,57	10,05	6,86	10,34	1,14	4,97
Au	95,57	87,26	83,21	89,76	89,4	92,92	92,22	95,52	93,67
Hg	0,78	0,04	0,14	0,65	0,5	0,74	0,49	0,18	0,14
%:	966	801	747	852	830	881	830	979	912

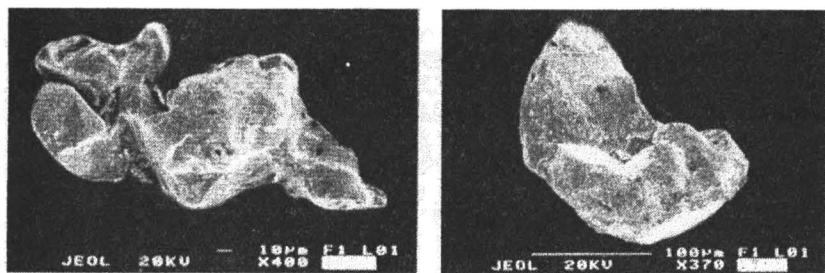


Рис. 1. Морфология аллювиального золота (справа с бромидной пленкой)

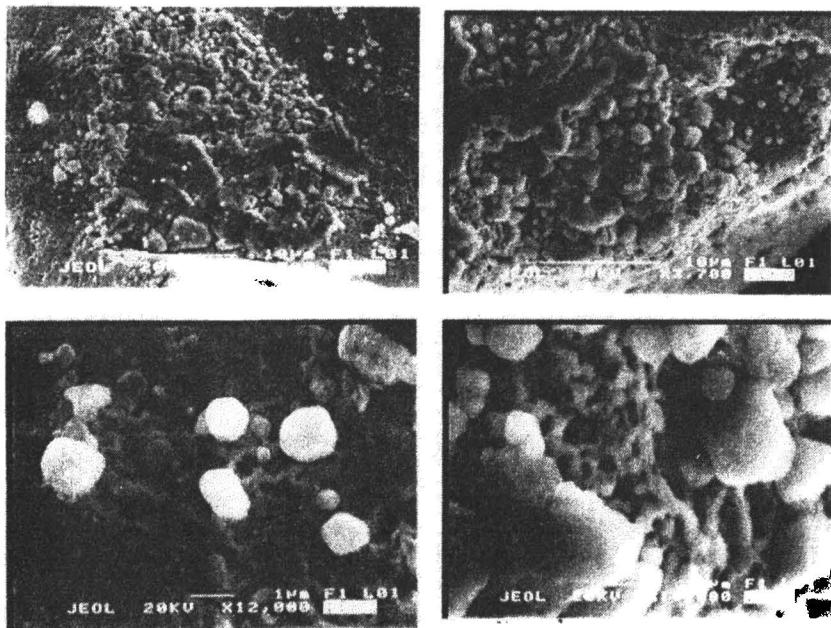


Рис. 2. Морфология бромида золота-серебра на корродированной поверхности золотины

На одном из зерен выявлены поверхностные образования, представленные изометричными кристаллами бромида золота и серебра (рис. 2). Их составы пересчитываются на фазу, отвечающую кристаллохимической формуле $\text{Au}_{1,06-1,12}\text{Ag}_{1,94-2,11}\text{Br}_{2,00-1,74}$, что отличается от известного в природе бромаргирита (AgBr).

Таблица 2

Состав бромидов (мас%, форм. ед.)

Элемент	1	2	1	2
Au	0,52	19,46	1,060	1,153
Ag	56,22	49,93	1,936	2,105
Br	43,1	30,61	2,004	1,742
Сумма	99,84	100	5	5

Приуроченность бромида к кавернозным участкам, а также "свежий" облик позволяет предполагать его образование в результате взаимодействия золотины с бромоформом (трибромэтаном), который использовался для выделения тяжелой фракции.

Авторы выражают благодарность В.Н. Филиппову за выполненные анализы и И.И. Чайковскому за помощь в их пересчете.

Н.Н. Галкин, В.В. Лобанов*

Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты

* ОАО «Грана», Апатиты

КОРЕННОЕ И РОССЫПНОЕ ЗОЛОТО СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АРХЕЙСКОЙ ЗОНЫ КОЛМОЗЕРО-ВОРОНЬЯ, КОЛЬСКИЙ П-ОВ

Архейская зона Колмозеро-Воронья (ЗКВ) находится в северо-восточной части Балтийского щита на сочленении трех крупных доменов (террейнов) – Мурманского, Центрально-Кольского и Кейвского. Вещественный комплекс ЗКВ представлен субсогласными простирации всей структуры протяженными лезвиеобразными пластинами амфиболитов, субпараллельными им полосами гнейсов и сланцев, а также мелкими будинообразными телами метабазит-гипербазитов. Слагающие ее породы испытали региональный метаморфизм средних ступеней амфиболитовой фации. Точки с повышенными концентрациями

Аи в северо-западной части ЗКВ установлены практически во всех разновидностях пород. Рудопроявления золота в коренных породах установлены в осевой части ЗКВ в пределах структуры хребта Оленьего (Оленинское, Няльм-1 и Няльм-2).

Рудопроявление Оленинское расположено в северо-западной части ЗКВ и приурочено к минерализованной зоне в амфиболитах хр. Оленьего. По первичной природе это преимущественно толеитовые базальты и габбро-диабазы, среди которых отмечены маломощные потоки и пластовые дайки коматитов [3]. На северо-западном выклинивании интрузии габбро-диабазов происходит ее расщепление с образованием пальцевидных апофиз, сопровождающееся интенсивным будинажем. Контакты интрузии с вмещающими породами тектонические, что подчеркивается зонами трещиноватости и рассланцевания. Как вулканические, так и интрузивные породы метаморфизованы в амфиболитовой фации. Метаультрабазиты хр. Оленьего представляют собой тектонически дизинтегрированные тела, разобщенные на столбообразные, линзовидные фрагменты (размером от метров до десятков метров), залегающие среди амфиболитов. На контакте ультрабазитов с вмещающими породами отмечаются зоны трещиноватости. Эти зоны невыдержанной мощности и различного масштаба от сантиметров до десятков метров сложены актинолититами, эпидозитами и амфиболитами. Амфиболиты хр. Оленьего секутся малыми интрузивными телами штокообразной или дайковой формы кварцевых порфиров, диоритовых порфиритов, жилами редкометалльных пегматитов, многочисленными дайками диабазов.

Морфологически золоторудная зона представляет собой линейный штокверк 1500x200 м. Она вскрыта канавами и скважинами глубиной до 150 м. Согласно результатам опробования, собственно рудные тела имеют линзовидное строение. Контакты рудных тел отчетливо трассируются зонами биотитизации. Изучение трещиноватости показывает, что на Оленинском золоторудном проявлении преобладают продольные сколовые трещины, согласные с директивным простиранием ЗКВ. Метаморфическая и кристаллизационная сланцеватость пород ориентирована в северных и северо-восточных румбах [6]. Характер деформаций и приуроченность золотого оруденения к амфиболитам, характеризующимся высокой упругостью и хрупкостью, а не к контактирующим с севера и юга более пластичным глиноземистым сланцам, являются достаточно типичными признаками золотого оруденения в архейских амфиболитовых толщах [9].

В породах, несущих золотую минерализацию, широко проявлены окварцевание с образованием маломощных кварцевых жил, биоти-

тизация, эпидотизация, диопсидизация, турмалинизация и др. Детальные исследования кварца из зон метасоматитов показали отсутствие в нем включений минералообразующего флюида, что связано, по-видимому, с многократным процессом перекристаллизации [2]. Рудно-носные тела хорошо выявляются по первичным геохимическим ореолам Au, As и Ag. Форма ореолов подтверждает, что морфология рудных тел близка к линзовидной. Ориентировка рудных тел в пространстве совпадает с кристаллизационной и метаморфической сланцеватостью метабазитов хр. Оленьего и соответствует общему директивному простиранию архейской ЗКВ [6]. Максимальная концентрация Au и элементов-спутников локализуется в зоне контакта габбролитов с мусковит-кварцевыми метасоматитами. В этих зонах отмечается возрастание степени окварцевания пород вплоть до образования маломощных кварцевых жил. Средняя концентрация Au 3,7 г/т. Отдельные концентрации Au в зонах окварцевания достигают 40 г/т.

Содержание сульфидов в рудных линзах 2-12%, составляя в среднем 3-4%. Характерны вкрапленная, гнездовидно-вкрапленная и прожилково-вкрапленная текстуры руд. Главные рудные минералы – пирротин и арсенопирит; второстепенные – халькопирит, сфалерит, леллингит, галенит; редкие – золото, электрум, кюстелит, серебро, кобальтин, саффлорит, никелин, сульфосоли свинца и серебра (буланжерит, фалькманит, диафорит, фрейбергит, пирагирит, дискразит) [1, 4]. На Оленинском золоторудном рудопроявлении можно выделить три типа минеральных ассоциаций: халькопирит-пирротин-ильменитовая, золото-пирротин-арсенопиритовая, золото-кварц-шеелит-арсенопиритовая и золото-серебро-галенит-сульфосольная.

Исследовано свободное золото из продуктивной золото-пирротин-арсенопиритовой ассоциации. При микроскопическом изучении выделены три морфотипа золотин: 1 – кубооктаэдрические; 2 – октаэдрические; 3 – уплощенные кристаллы неправильной формы (рис. 1). Пробность золота представлена в табл. 1. Поверхность зерен пористая с большим количеством микровключениями кварца и сульфидов.

По данным Pb-Pb - изотопного анализа [7], модельный возраст сульфидной минерализации в пределах Оленинского золоторудного проявления оценивается в 2750-2800 млн. лет. По данным K-Ar-изотопного анализа [8], возраст мусковита из редкометалльных пегматитов на хр. Оленьем около 1,9 млрд. лет, что позволило авторам этой работы говорить о формировании Ag-Au оруденения в связи с ранне-протерозойской тектономагматической активизацией. Но по наблюдениям автора установлено, что на Оленинском рудопроявлении золота пегматитовая жила (№ 17) сечет зону с рудной минерализацией. На

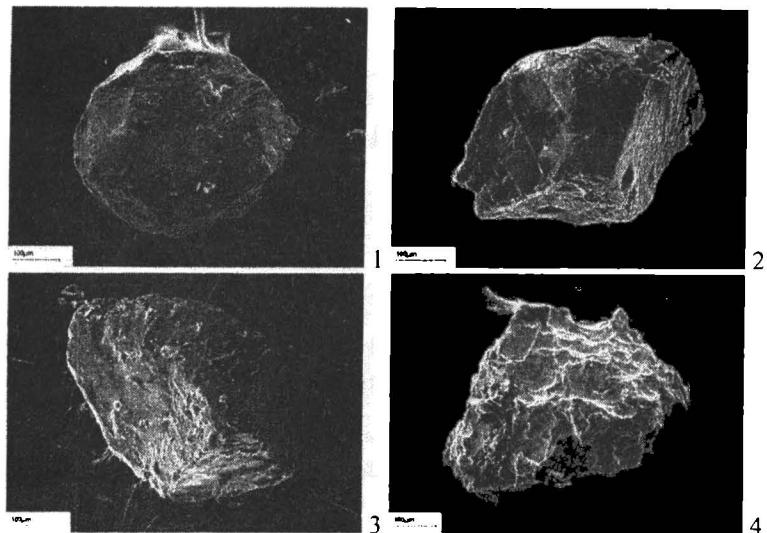


Рис. 1. Морфология выделений самородного золота из коренных пород рудопроявления Оленинское: 1 – кубооктаэдр; 2 – обломок с гранями кубооктаэдра; 3 – октаэдр; 4 – уплощенный кристалл неправильной формы

Таблица I
Состав (вес. %) самородного золота из коренных пород
рудопроявления Оленинское

№ пробы	Au	Ag	Cu	Fe	S	Сумма
509.3/1	85.76	13.94	-	-	-	99.70
509.3/2	87.88	11.27	-	-	-	99.15
509.3/3	86.56	12.67	-	-	-	99.23
509.3/4	87.11	12.24	-	-	0.06	99.41

Примечание. Анализ выполнен Е.А. Савченко на рентгеновском микроанализаторе MS-46 Cameca

этом основании можно сделать вывод о том, что пегматиты – более поздние образования по сравнению с золоторудной минерализацией. Тем более, что по последним данным U-Pb-изохронный возраст по танталиту из редкометалльных пегматитов составил 2516 млн. лет [5, 6].

Результаты испытаний в ЦНИГРИ показали, что Au хорошо извлекается обычными способами (гравитация и цианирование); общее извлечение металла из руды составляет около 90 %. Выявленные в оруденелых породах концентрации Pt очень низкие, лишь в одном случае около 0.1 г/т. Содержание Pd составляет обычно 0.02-0.07 г/т. В метапироксенитах среди кианит-мусковит-кварцевых сланцев на г. Пеллапахк, вероятно, являются аналогами пород близкого состава на рудопроявлении Оленинское, содержание благородных металлов в пирротиновом концентрате составило (г/т): Au – 0.23; Pt – 0.32; Rh – 1.03; Pd – 2.67. Это может говорить о новом типе платинометалльно-золотого оруденения архейского возраста в зоне Колмозеро-Воронья.

Рудопроявление Au Няльм-1 расположено в 18 км к юго-востоку от рудопроявления Оленинское, на южном склоне г. Няльмчечуйай. Оно приурочено к штокообразному телу диоритовых порфириев и кварцевых порфиров, которое имеет в плане вытянутую в юго-восточном направлении овальную форму. Его протяженность составляет 1.3 км при мощности до 200 м. Интрузия прослежена на глубину 200 м.

Диоритовые порфириды представлены меланократовыми, мезократовыми и лейкократовыми разновидностями. В строении интрузивного тела принимают участие близкие по составу кварцевые диориты. Породы этих двух интрузивных фаз секутся дайками спессартитов и кварцевыми жилами. Морфологически основная часть рудопроявления Няльм-1 представлена штокверком в диоритовых порфириях размером 100x45x200 м. Внутри штокверка с некоторой условностью могут быть выделены 6 рудных линз со средним содержание Au 4.3 г/т. Наиболее обогащены Au меланократовые разности пород. Две секущие кварцево-жильные зоны имеют мощность 1.5-2.0 м и прослеживаются на 170-200 м. Они склоняются на северо-восток под углами 60-80°. Концентрации Au в жилах составляют 9-14 г/т. В отдельных пробах отмечается до 0.3 % W.

Общее количество сульфидов не превышает 1-2 % от объема оруденелых пород. Главным рудным минералом является пирротин, менее распространены арсенопирит, пирит, халькопирит. Отмечены единичные находки сфалерита, пентландита, кобальтина. Видимое золото не установлено. Вероятно, большая часть Au связана с сульфи-

дами, что подтверждается высокой положительной корреляцией Au и S. Содержание S составляет в оруденелых породах в среднем 0.5 %.

Рудопроявление Няльм-2 расположено на восточном фланге Оленинской золоторудной зоны в непосредственной близости от рудопроявления Няльм-1. Оно приурочено к юго-восточному выклиниванию интрузии метагаббро-амфиболитов хр. Оленьего. Во вмещающих оруденение метабазитах выявлена зона метасоматически измененных и окварцовых пород. Характер преобразования пород, морфология рудных тел, состав продуктивной минерализации, концентрации Au в рудах близки таковым на рудопроявлении Оленинское. Рудная зона представляет собой линейный штокверк протяженностью 1.8 км, мощностью не менее 20 м, прослеженный по падению на 200 м. Предполагается, что общая протяженность золоторудной зоны превышает 3 км. Наиболее продуктивная пачка пород (линзовидное тело) имеет мощность 3.4 м. Среднее содержание Au составляет 3.7 г/т.

В рудной минерализации вкрашенного типа содержание сульфидов составляет 3-5 %. Преобладают пирротин, арсенопирит, халькопирит. Самородное золото очень мелкое – 0.01-0.2 мм. Форма выделений комковидная. Пробность золота высокая – 900-950 %. Оно встречается в сульфидно-кварцевых тонких прожилках на контакте зерен арсенопирита и кварца, реже – в виде включений в арсенопирите. Рудопроявление относится к малым месторождениям золото-кварцево-сульфидной формации.

Проведенный анализ содержания благородных металлов в четвертичных отложениях зоны Колмозеро-Воронья на участке Вороньих тундр (районы г. Пеллапахк, г. Лешей, г. Няльмчечуайв), где известны проявления Au, Ag, Cu, Mo, а также серии крупных геохимических аномалий Au, As, Cu, Mo, Zn, Pb, показал постоянное наличие повышенных концентраций Au (до 0.06 г/т), Pd (до 0.51 г/т), Pt (до 0.04 г/т). В этом плане наиболее интересным является район к северу от рудопроявлений Au Няльм-2 и Няльм-1.

Нами был проведен фазовый анализ серии шлиховых проб из аллювиальных отложений одного из ручьев, впадающего в р. Няльмок. Золото имеет среднюю размерность от 0.1 до 0.5 мм. Цвет самородного золота преимущественно ярко-желтый, иногда с красноватым оттенком. Из постоянных минералов-спутников следует отметить шеелит (среднее содержание в шлихе 0.02 %). Встречаются сульфиды (пирит, арсенопирит и др.). Okatanность золотин преимущественно слабая, что говорит о близости коренного источника. Форма золотин дендритовидная, комковидная, овальная, уплощенная (рис. 2). Пробность золота варьирует от 343 до 983 %; преобладает высокопробное и

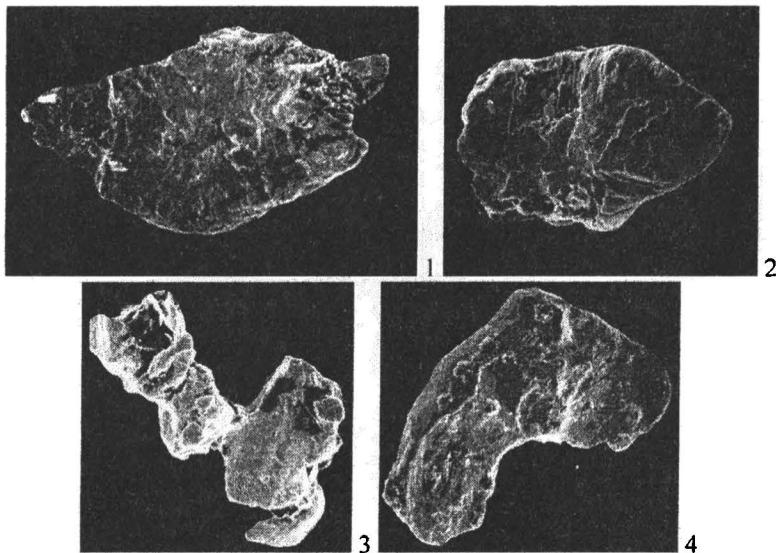


Рис.2. Морфология выделений самородного золота (1-2) и кюстелита (3-4) из аллювиальных отложений участка Няльм: 1 – пр. 5001; 2 – пр. 5003; 3 – пр. 5001-3; 4 – пр. 5001-3

Таблица 2

Состав (вес. %) и степень окатанности самородного золота из аллювиальных отложений на участке Няльм

№ шлиха	Степень окатанности	Au	Ag	Cu	Fe	S	Сумма
5001/1	с.о.	47.71	50.54	-	-	-	98.25
5001/2	н.о.	47.53	49.78	-	-	-	97.31
5001/3	с.о.	34.28	62.36	-	-	-	96.64
5003	с.о.	98.27	1.06	0.11	-	-	99.44
5005	с.о.	80.18	16.29	0.09	0.04	-	96.60
5010	н.о.	93.52	3.34	0.06	0.04	-	96.96
5011	н.о.	73.72	22.97	0.06	0.03	-	96.78
5014/7	с.о.	96.86	2.25	0.10	-	0.06	99.27
5015	с.о.	91.73	5.64	0.06	-	-	97.43
5017	о.	96.04	3.37	0.07	-	-	99.48

Примечание. н. – неокатанное золото; с.о. – слабоокатанное золото; о. – окатанное золото. Анализ выполнен Е.А. Савченко на рентгеновском микроанализаторе MS-46 Cameca.

весьма высокопробное золото (табл. 2). В самом обогащенном золотом шлихе (5001, свыше 25 знаков) присутствует не самородное золото, а кюстелит. Последний результат говорит о присутствии недалеко коренного источника, отличного от рудопроявления Няльм-1 (где в основном золото высокопробное), а более близкого Оленинскому рудопроявлению, где известен практически весь спектр соединений золота и серебра. Fe присутствует в основном в золотинах с высокой концентрацией Ag, хотя в кюстелите оно отсутствует так же, как и Cu. В проанализированном пирите одного из шлихов (5001/4) содержание Au составило 0.096 мас. % или 960 г/т, а Co – 0.213 мас. %.

Работа выполнена при поддержки научной школы (грант НШ № 2305.2003.5) и госконтракта № 10002-251/ОНЗ-2/182-440/150604-531.

Библиографический список

1. Белолипецкий А.П., Калинин А.А., Петров С.И. Минералогия и геохимия метасоматитов зон глубинных разломов. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1987. 115 с.
2. Волков А.В., Новиков И.А. Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольский п-ов, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, № 5. С. 412-424.
3. Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита). Л.: Наука, 1989. 143 с.
4. Гавриленко Б.В., Калинин А.А. Минералого-геохимические аспекты металлогенеза золота и серебра Кольского региона // Проблемы золотоносности и алмазоносности Севера Европейской части России. Петрозаводск, 1997. С. 68-73.
5. Гавриленко Б.В., Никитин И.В., Галкин Н.Н и др. Гранитоидные магматические формации древнейшей на северо-востоке Балтийского щита шовной зоны Колмозеро-Воронья и их рудоносность // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2003. С. 63-64.
6. Галкин Н.Н. Минералого-геохимическая характеристика Оленинского золоторудного проявления, архейская зона Колмозеро-Воронья // Геология и геэкология: исследования молодых. Т. 2. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. С. 33-39.
7. Пушкарев Ю.Д. Мегацикли и эволюция системы кора-мантия. Л.: Наука, 1990. 216 с.
8. Сидоров А.А., Волков А.В., Новиков И.А. О локембрийском эпимеральном оруднении // Докл. РАН. 2002. Т. 385, № 1. С. 87-91.
9. Старостин В.И. Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 256 с.

**И.И. Чайковский, М.Т. Крупенин*,
Т.Я. Гуляева*, В.Г. Петрищева***
Пермский университет
* ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург

ОНТОГЕНЕНИЯ И ГЕОХИМИЯ ФЛЮОРИТА ИЗ ПРОЯВЛЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРНОГО, СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

Месторождения и проявления флюорита на западном склоне Урала приурочены к Западно-Уральской провинции [17] и встречаются на большом протяжении – от Пай-Хоя (Амдерма, Буредан и др.), через Северный (Посьмак и др.) до Южного Урала (Сурган и др.). Они локализованы как в верхнедокембрийских, так и палеозойских терригенно-карбонатных толщах и отнесены к флюоритовой и флюорит-сульфидной гидротермально-метасоматическим рудным формациям [12]. В настоящее время разрабатываются месторождения Сурганской и Амдерминской групп. В статье охарактеризованы флюориты и вмещающие породы проявлений Северного Урала (Саклямсори, Березовский камень, Посьмак), Волго-Уральской антеклизы (Ординское) и Южного Урала (Суранское и др.).

Геолого-минералогическая характеристика проявлений флюорита

Проявления флюорита Северного и Среднего Урала сосредоточены на территории Пермской области (рис. 1, табл. 1).

1. *Ординское проявление* флюорита выявлено в 1954 г. Ю.А. Нечаевым на левом берегу р. Кунгур у с. Орда [1]. В тектоническом отношении оно локализовано на Восточно-Европейской платформе, в пределах Сылвенского кряжа, формирование которого связывается с неоген-четвертичной активизацией Урала [16]. Флюоритовая минерализация выявлена в сульфатно-карбонатной иреньской свите кунгурского яруса нижней перми и приурочена к самой верхней карбонатной пачке иреньской свиты – тюйской пачке, сложенной белыми зернистыми и плитчатыми доломитизированными известняками.

Флюорит встречается в виде мелкой (0,1-0,3 мм) вкрапленности, достигающей 30 мас.%, редко в небольших кавернах в виде щеток с размерами кристаллов 2-3 мм, иногда в ассоциации с кристаллами

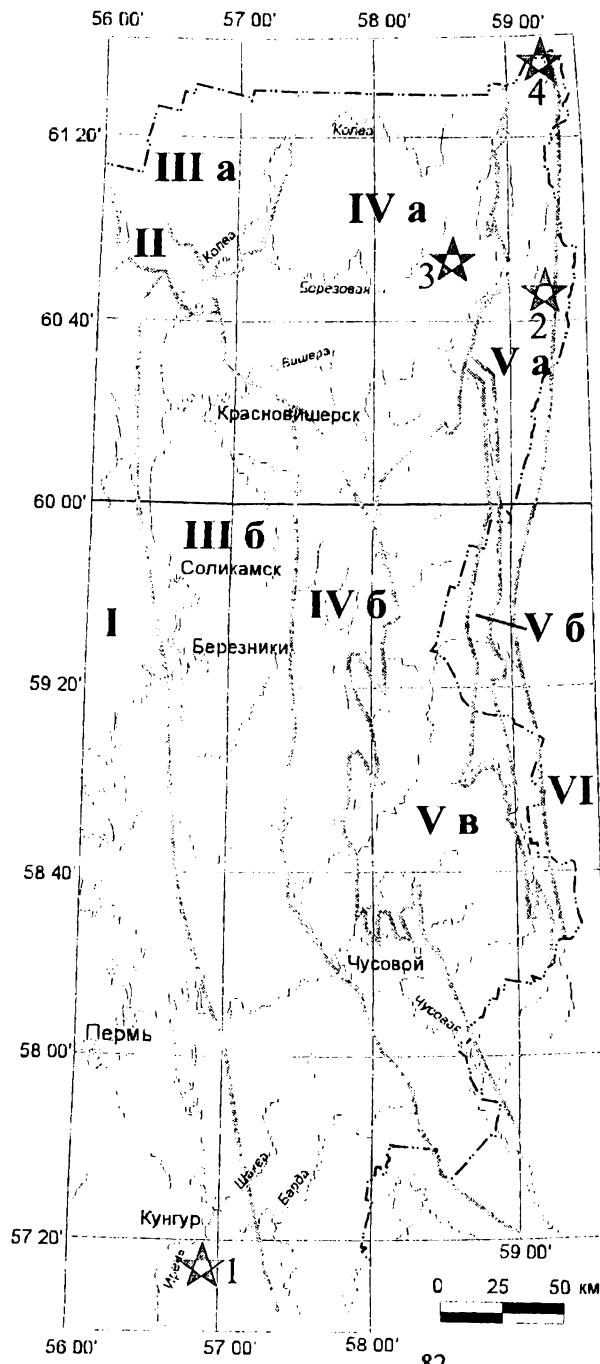


Рис. 1. Схема размещения описываемых проявлений флюорита Пермской области:

- 1 – Ординское;
 - 2 – Посьмакское;
 - 3 – Березовское;
 - 4 – Сакляимсорское.
- Тектонические структуры:
- I – Волго-Уральская антиклизия;
 - II – Тиманская антиклизия;
 - III – Предуральский краевой прогиб (а – Большесынинско-Верхнепечорская мегавпадина, б – Уфимско-Соликамская мегавпадина);
 - IV – Западно-Уральская зона складчатости (а – Шугорско-Вишерская структура, б – Кизеловско-Дружининская структура);
 - V – Центрально-Уральское поднятие (а – Ляпинско-Кутимский мегантиклиниорий, б – Ульяновско-Висимский мегасинклиниорий, в – Кваркунско-Каменогорский мегантиклиниорий);
 - VI – Тагильско-Магнитогорский прогиб

Таблица 1

Основная характеристика описываемых флюоритовых проявлений Пермской области

Проявление	Географическое положение	Тектоническое положение (и рудоkontролирующий разлом)	Состав и возраст вмещающих пород	Характер минерализации	Сопутствующие минералы	Первооткрытатели
Ординское	Приуралье, с. Орда вблизи Кунгура	Волго-Уральская антиклиза (?)	Доломитизированные известняки Р ₁	Зоны вкрашенности, частично инкрustированые каверны	кальцит (барит, целестин, битумы!)	Ю.А. Нетаев, Ю.М. Абрамович (1954)
Посмакское	Приустье р. Посмак, Сев. Урал	Центрально-Уральское поднятие (Велсовский разлом-надвиг)	Доломиты верхнемойвинской подсвиты R ₃ , зоны андерматитизации	Прожилково-вкрашенная, гнездовая, инкрustификационные агрегаты	кварц, барит, сульфиды (Fe, Zn, Cu, Mo, As, Sb), лепидолит	Б.В. Клименко (1989-1998), ПГГСП "Геокарт"
Березовское	Западный склон хр. Березовый (один из отряжающих камней). Сев. Урал (Рассохинское рудное поле)	Западно-Уральская зона складчатости (один из отряжающих разлома разделяющего Центрально-Уральское поднятие и зону складчатости?)	Доломиты с одержащими известиями C ₁ -C ₂	Прожилково-вкрашенная	кальцит	Т.Н. Погода (1986), ПГГСП "Геокарт"
Сактамсори	Истоки р. Вишеры, г. Сактамсори-Изумруд, Сев. Урал	Центрально-Уральское поднятие (Главный уральский разлом)	Сактамсорский гранитосенит-транзитовый субвулканический комплекс C ₁ (330-350 млн. лет)	Миаролиты и прожилки	нет	В.Я. Алексеев (1982-1988), ПГГСП "Геокарт"

кальцита. Цвет преимущественно фиолетовый, реже голубой и бесцветный. В распределении этих разноокрашенных разностей отмечена неясная зональность. Кроме зернистых разностей Ю.М. Абрамовичем и Ю.А. Нечаевым описаны землистые разности (ратовкит). Простирание флюоритового слоя у с. Орда прослежено более чем на 200 м. Подобное же проявление описано данными авторами в той же тюйской пачке в 90 км севернее вышеуказанного, у с. Серьга. М.М. Сомов [16] отмечает, что для флюоритизированных пород характерны повышенные содержания Sr, Ba, Mo, Pb, Ag. Кроме того [16], указывается на наличие флюорита и в более древних карбонатно-сульфатных породах филипповского горизонта кунгура, где он приурочен к зонам осернения с целестином, баритом и битумом.

Ю.М. Абрамович и Ю.А. Нечаев предполагают сингенетично-осадочную природу флюорита, связанную с усыхающими морскими бассейнами. Такого же представления придерживается и М.М. Сомов [15], однако, считает, что его значительные концентрации обусловлены инфильтрационно-метасоматическим гипергенным перераспределением, связанным с неоген-четвертичной активизацией Урала. Л.С. Пузанов [14], основываясь на определениях температуры гомогенизации газово-жидких включений (150-190°C), стадийности и зональности, считает их гидротермально-метасоматическими, аналогичными барит-сульфидно-флюоритовому оруденению (миссисипский тип). Р.Н. Валеев [3] относит данные проявления к Предуральской флюоритовой зоне и связывает образование фтористой минерализации с мезокайнозойской активизацией докембрийских рифтов Восточно-Европейской платформы.

Изучение образцов показало, что оруденевые породы представлены кавернозными (до 20 % объема) агрегатами, сложенными флюоритом и кальцитом с незначительным (до 10 мас.%) количеством доломита. На поперечном срезе видно, что зернистый розовато-фиолетовый флюорит локализован вдоль линзовидно-плитчатой отдельности, а кальцит-флюоритовые агрегаты с флюоритовым цементом развиты на удалении от послойных трещин (рис. 2). Реже отмечаются жеоды, инкрустированные темно-фиолетовыми кубическими кристаллами. Породообразующий зернистый кальцит выполняет прослои и линзы, а также отдельные субизометричные кристаллы во флюоритовом агрегате. Каверны приурочены к карбонатным участкам.

Локализация флюорита вдоль проницаемых трещин, перекристаллизованность кальцита и большое количество каверн свидетельствуют о том, что эти образования не является первично-осадочными, а

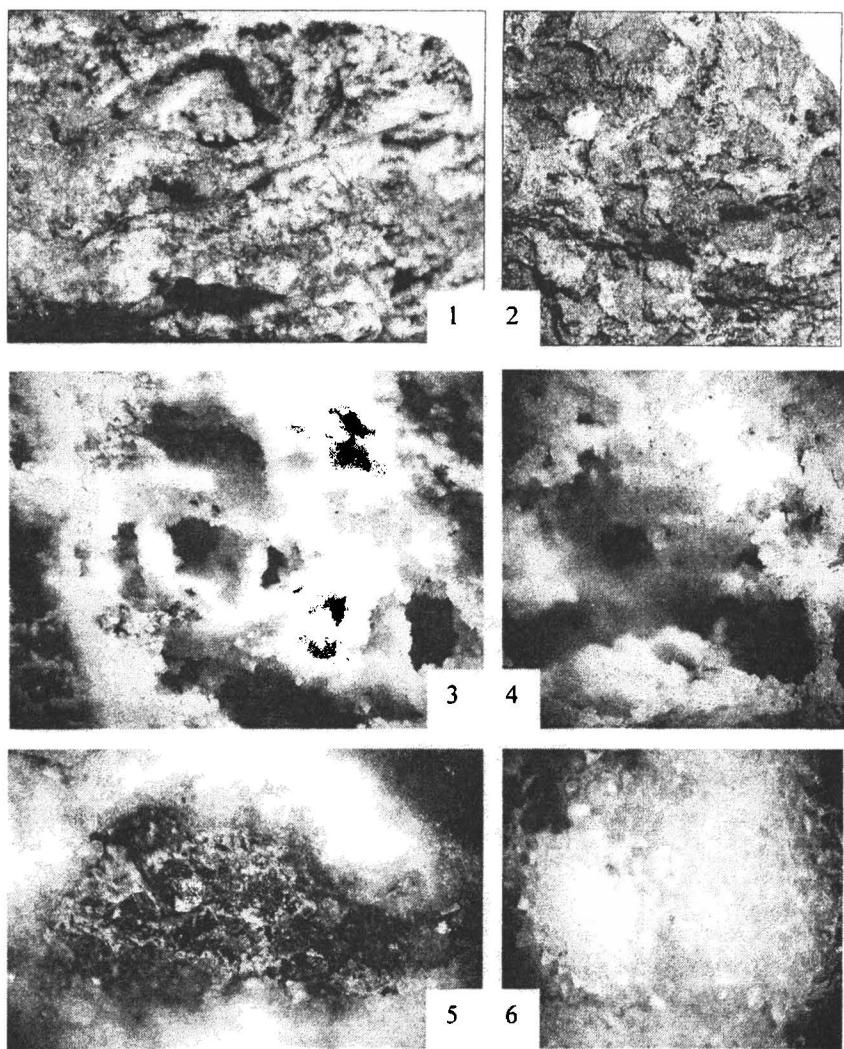


Рис. 2. Морфология и характер распределения флюорита на Ординском проявлении: 1, 2 – поперечный и продольный вид флюоритовых пород (темное – флюорит, светлое – кальцит, уменьшено вдвое); 3, 4 – каверны в карбонатных участках пород (увеличение 5 и 10); 4 – гнездо кубических кристаллов флюорита (увеличение 10); 6 – щетка ромбодрических кристаллов кальцита на стенке жеоды флюорита (увеличение 10)

связаны с метасоматозом, выщелачиванием и собирательной перекристаллизацией, происходящей под воздействием наложенных извне фторсодержащих растворов.

2. *Посымакское проявление* флюорита было обнаружено и разведано геологами Шудынинской партии (ПГГСП "Геокарта") в 1989-1998 гг. Оно находится на правом берегу р. Посымак в 2 км выше устья и локализовано в пределах Кваркушско-Каменогорского мегантиклиниория в автохтонной части вблизи Велсовского надвига среди доломитов верхнемойвинской подсвиты среднего рифея. Б.В. Клименко было установлено, что минерализация приурочена к мусковит-кварц-карбонатным метасоматитам, отнесенными к амдермитам, с рассеянной вкрапленностью пентагондодекаэдрического пирита, залегающим согласно вмещающим карбонатам (аз.пад.65-70°, ∠50-70°). Мощность зоны амдермитов порядка 10-12 м, протяженность более 300 м. В центральной части метасоматической зоны вскрыты линзовидные тела с прожилково-вкрапленной минерализацией флюорита (10-15%). Флюорит на проявлении встречается от мелкокристаллического во вкрапленниках и гнездах размерами до 2-3 см в диаметре до средне- и крупнокристаллического в послойных линзочках и жилах. Цвет флюорита от фиолетового до темно-сиреневого, реже бесцветный.

Количественно спектральным анализом фиолетового флюорита обнаружены Mn (0,015%), Ti (0,005%), Cu (0,0003%), Zn (0,003%), Pb (0,0002%) и La (0,001%), а в бесцветном – Ni, Co, Cr, Mn, V, Ti, Cu, Zn, Ga, La, Nb, и Li, причем содержание в них таких элементов, как Mn (0,06%), Ti (0,07%), Cu (0,005%), Ba (0,03%), Sr (0,01%), Zr (0,003%), Ga (0,0004%), La (0,01%), значительно выше, чем в фиолетовых разностях. Кроме флюорита в амдермитах были обнаружены барит, галенит, сфалерит, блеклые руды, халькопирит, куприт, малахит, молибденит, пирротин, лепидолит. Спектральным анализом в амдермитах были выявлены аномальные содержания лития (0,1-0,3%) и бария (>1%). Прогнозные запасы флюорита на участке «Посымакский» составляют порядка 80-85 тыс. т. Западнее флюоритового проявления были встречены еще три зоны метасоматитов.

Вслед за М.М. Сомовым [17] геологи связывают формирование флюоритовой минерализации с консидементационным поступлением эндогенного фтора в отложения лагун и осолоненных мелководных бассейнов в условиях аридного климата в позднемойвинское время: «При последующих дислокациях, сопровождающихся кремнекисlyм метасоматозом карбонатных пород, мобилизацией и переотложением осадочного флюорита практически в пределах материнского горизон-

та, в литолого-структурных ловушках происходило формирование флюоритоносных метасоматитов (амдермитов)».

Изучение образцов показало, что флюоритсодержащие породы представляют собой минерализованные брекчии (рис. 3). Для них характерна как раздробленность и "расташенность" ксенолитов вмещающих пород, так и цементирующего их флюорита. Мелкие согласные прожилки практически полностью подвержены грануляции и характеризуются порфиробластовой структурой. Крупные (более 0,5-1 см) прожилки, имеющие в основном симметричное крустификационное строение, менее подвержены бластезу, хотя и в них отмечается до нескольких зон плоскостной грануляции.

Сопоставление химического состава пород майвинской свиты, представленных тонкозернистыми кварцсодержащими доломитами и доломитовыми известняками (углеродистыми и безуглеродистыми), с рудовмещающими породами, отнесенными к амдермитам, показало сходство их химического состава (рис. 4), что не позволяет отнести последние к метасоматитам. Отсутствие флюоритовой минерализации в других районах распространения пород майвинской свиты также противоречат выводам М.М. Сомова и Б.В. Клименко о первично консидентационной природе флюорита. Об этом же свидетельствует присутствие минералов типично гранитофильных элементов (Mo, Li и др.).

3. Проявление *Березовский камень* было открыто в процессе геологической съемки Верхне-Вайской площади. Благодаря работам Т.Н. Поповой и др. было выделено два типа флюоритовой минерализации: прожилково-вкрашенной (прожилки, пленки, линзочки, отдельные кристаллы) и жильно-прожилковой (кристаллы и сростки до 2,5 см совместно с кальцитом). Оруденение приурочено к верхней половине серпуховского яруса нижнего отдела карбона, башкирского яруса и нижней карбонатной пачки московского яруса среднего отдела карбона. В качестве контролирующей структуры рассматривается стык Предуральского краевого прогиба и Центрально-Уральского поднятия. Зоны флюоритовой минерализации сопровождаются геохимическими аномалиями стронция и гамма-активности пород (до 20-80 мкр/ч при фоне 10 мкр/ч). Шлиховые потоки и проявления флюорита по Восточной и Полуденной Рассохам свидетельствуют о том, что оруденение протягивается на север. Согласно требованиям к флюсам (минимальное количество CaF_2 5%) прогнозные ресурсы по категории P_2 только на одном участке (флюоритовом) составляют более 140 млн.т. Образование флюоритов связывалось А.В. Соловьевым, вслед за М.М. Сомо-

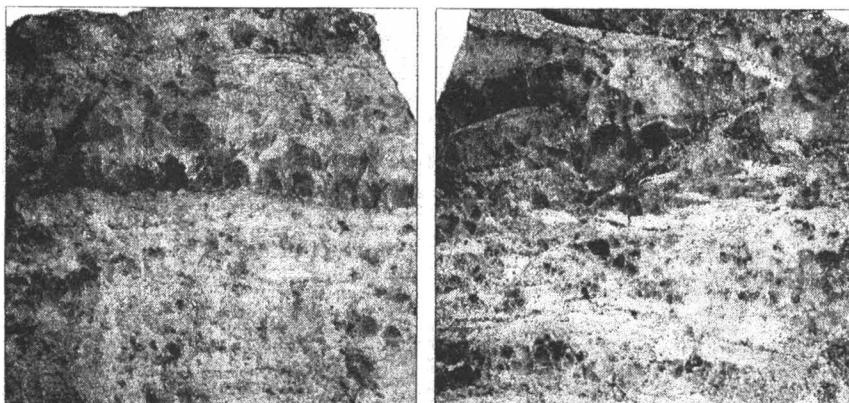


Рис. 3. Флюоритовые породы Посымацкого проявления: 1, 2 – общий вид (уменьшено в 1,5 раза); 3 – вкрапленность пирита в мусковит-доломит-кварцевых прослоях (увеличено в 2 раза)

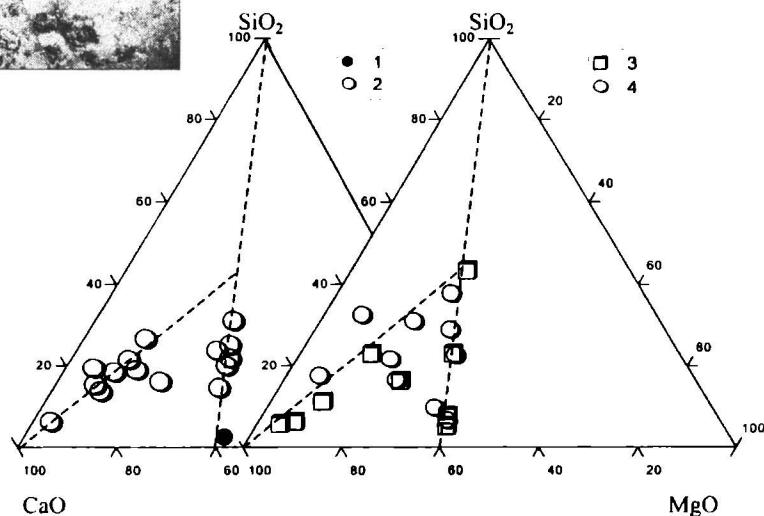
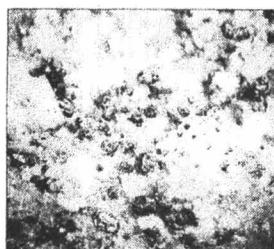


Рис. 4. Соотношение $\text{CaO}-\text{SiO}_2-\text{MgO}$ в флюоритоносных и вмещающих породах мойвинской свиты: 1 – доломит с прожилками доломит-флюоритового состава; 2 – слюдисто-кварц-карбонатная порода; 3, 4 – тонкозернистые кварцсодержащие доломит и доломитовый известняк (3 – безуглеродистые, 4 – углеродистые)

вым [15], с гидротермально-осадочными процессами в лагунных условиях (ратовкит-флюоритовая формация) и последующей регенерацией.

Изучение образцов позволило установить следующее. Флюорит локализован в ортогональных трещинах отдельности серых афанитовых доломитовых известняков. Он слагает часто ветвящиеся нитевидные прожилки и маломощные послойные зоны вкрапленности. О том, что последние не являются консидементационными, свидетельствует повышенная степень перекристаллизованности в них кальцита по сравнению с вмещающими известняками. Кроме того, флюорит отмечен в виде тонкодисперсных выделений в экзоконтакте зон перекристаллизации и более крупных (0,1-0,5 мм) ксеноморфных зерен в эндоконтактовой части (рис. 5). Присутствие вокруг этих зон, наряду с флюоритовым ореолом, зоны ожелезнения может говорить об "отгоне" железа за пределы мраморизованных участков и относительно кислом восстановительном характере фторсодержащих флюидов. В относительно крупных прожилках флюорит образует субизометрические идиоморфные и гипидиоморфные индивиды или сростки и характеризуется сине-черной окраской в центре и фиолетово-черной в краевых частях. Здесь его количество достигает 10-20 об.%. Пространство между кристаллами выполнено крупнокристаллическим кальцитом. В случае, когда содержание флюорита ниже, он представлен ксеноморфными выделениями, образующими субпараллельные цепочки в центре кальцитовых субвертикальных секущих прожилков. Эти цепочки ориентированы параллельно слоистости известняков, что позволяет предполагать осаждение зародышей кристаллов флюорита иззвеси на перегибах стен.

Наличие прожилков с ответвлениями под острым углом, зеркал скольжения по флюориту и параллельно шестоватых кальцит-флюоритовых агрегатов свидетельствует о синтектоническом характере минерализации. Первые и вторые отражают сдвиговые деформации, а третьи – рост в раскрывающихся трещинах отрыва. О сдвиговых деформациях свидетельствует и полисинтетическое двойникование жильного кальцита. Отмечено, что крупные кальцит-флюоритовые трещины развиваются параллельно тонким мономинеральным флюоритовым, что позволяет связывать их формирование с их последовательным раскрытием и отложением флюорита и кальцита. Количество флюорита и степень его идиоморфизма со временем уменьшается. Таким образом, флюоритовая минерализация имеет явно наложенный характер. Ее формирование началось с кристаллизации флюорита. Высвободившаяся при этом углекислота вызвала растворение и перекристаллизацию известняков, а затем и постепенное замещение жильной

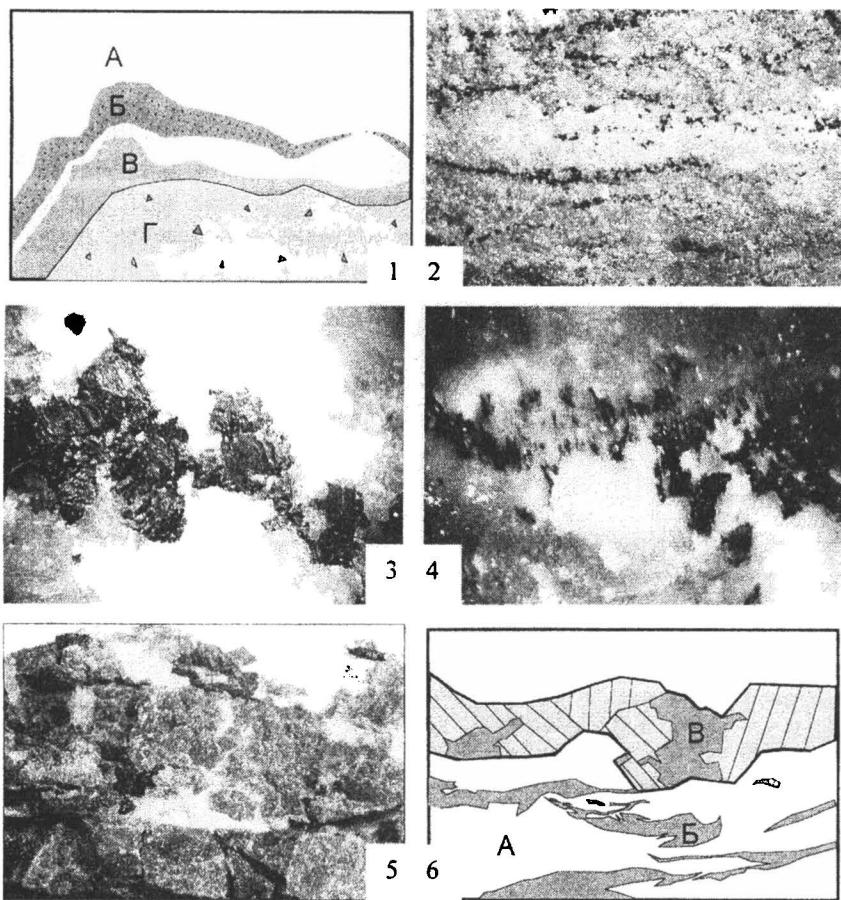


Рис. 5. Морфология и характер распределения флюорита на проявлении Березовский Камень: 1 – локализация флюорита на фронте перекристаллизации (А – афанитовый известняк, Б – зона тонкодисперсной флюоритовой вкрапленности, В – ореол ожелезнения; Г – перекристаллизованный известняк с вкрапленностью флюорита). Зарисовка с фотографии, увеличение 5); 2, 3 – цепочки ксноморфных зерен в кальцитовом прожилке (увеличение 0,25 и 20); 4 – флюорит-кальцитовый шестоватый агрегат; 5 – крупные кристаллы в кальцитовом прожилке; 6 – ассоциация тонких флюоритовых (Б) и более мощных флюорит-кальцитовых (натуральный размер) (В) прожилков в афанитовых известняках (зарисовка с фотографии, натуральный размер)

минерализации на кальцитовую. Вероятно, в растворе присутствовал и сероводород, наличие которого в кристаллах флюорита в виде характерного запаха было установлено при его дроблении и истирании. Формирование гидротермальной минерализации происходило на фоне тектонических подвижек, вызвавших формирование трещин отрыва и скальвания.

4. *Саклаимсорское* проявление флюорита находится в самой северной точке Пермской области, на г. Саклаимсori-Чахль, и приурочено к одноименному субвуликаническому массиву граносиенит-гранитового состава, расположенному близ Главного уральского разлома среди терригенных образований среднего-верхнего ордовика. Данный массив выявлен геологами Мойвинской партии при заверке аэроаномалии гамма-активности. Флюорит в виде округлых выделений (миарол) диаметром до 1-3 см, а также прожилков локализован в дайкообразных телах гранит-порфиров, что позволяет предполагать его магматическое и постмагматическое происхождение. Флюоритовая минерализация характерна и для других массивов данного комплекса (Посьмакский, Кваркушский и др.). Флюорит выявлен нами также в гранит-порфирах, слагающих жерловидное тело на плато Кваркуш, где он представлен ажурными скелетными образованиями, рассеянными в основной массе породы (рис. 6). Подобная морфология индивидов свидетельствует об их магматической природе и быстрой кристаллизации расплава. Таким образом, флюорит может рассматриваться как типоморфный минерал субвуликанических субшелочных гранитоидов восточной полосы Кваркушско-Каменогорского мегантиклинория, отражающий исходную фтористую специализацию расплавов. Их формирование связывается нами с плавлением корового субстрата в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, в отличие от нормальных и плюмазитовых турмалин-содержащих гранитоидов западной полосы, исходный расплав которых генерировался в условиях эпидот-амфиболитовой фации (рис. 7). Формирование этих двух групп гранитоидов (350-330 млн. лет) происходило при герцинской коллизии [19].

Таким образом, проявления флюорита Пермской области локализованы как в карбонатах (Орда, Посьмак, Березовский камень), которые являются для них лишь геохимическим барьером, так и в производящих их гранитоидах (Саклаимсori).

На Южном Урале проявления флюорита также приурочены к западному склону Южного Урала, к структуре Центрально-Уральского поднятия и локализованы в терригенно-карбонатных толщах рифей.

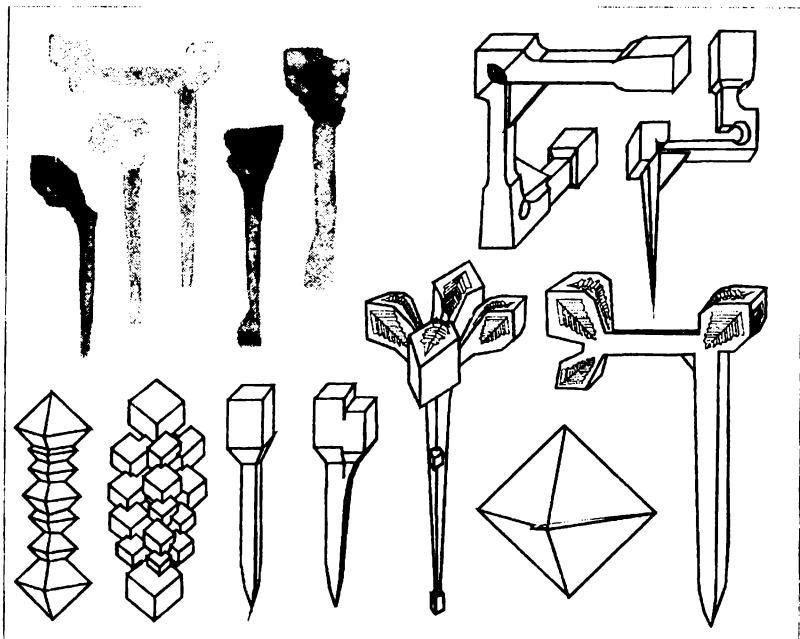


Рис. 6. Морфология скелетных кристаллов флюорита из гранит-порфиров Саклаимсорского комплекса (Кваркушская экструзия, фотографии и зарисовки с фотографии, увеличение 30-100 раз)

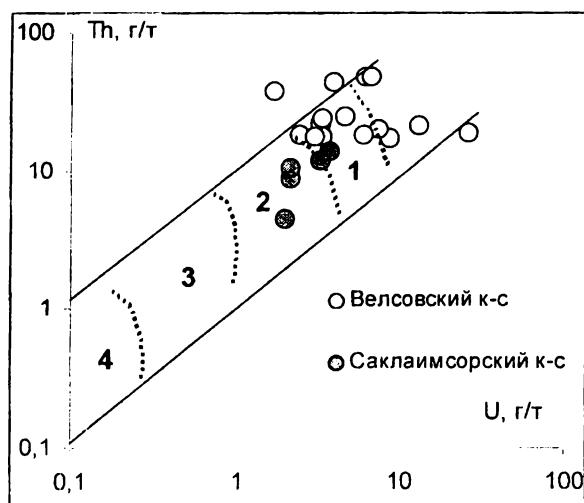


Рис. 7. Соотношение урана и тория в гранитоидах Саклаимсорского и Велсовского комплексов западного склона Северного Урала.
Поля фаций метаморфизма по А.А. Смыслову:
1 - эпидот-амфиболитовая;
2 - амфиболитовая;
3 - гранулитовая;
4 - эклогитовая

5. Суранское месторождение находится в осевой части Башкирского мегантиклиниория. Оно расположено в 50 км к западу от г. Белорецк в 2 км выше впадения р. Суран в р. Бол. Инзер. Месторождение открыто в 80-х гг. Н.Н. Ларионовым при проведении геологической съемки. Общие запасы и прогнозные ресурсы жильного и прожилково-вкрашенного флюорита Суранского месторождения оцениваются в 4 млн. т при содержании фтористого кальция 40-45%. Суранское месторождение – среднее по запасам с высоким качеством сырья (Магадеев и др., 1997). По данным специальных исследований, флюориты являются высококачественным сырьем для металлургии, химической промышленности, применимы в производства сварочных электродов и оптике. Суранское месторождение флюоритов, а также ряд рудопроявлений образуют линейную субмеридиональную зону, приуроченную к Восточно-Суранскому разлому в средней части Ямантауского антиклиниория. Два типа минерализации развиты в терригенно-карбонатных породах суранской свиты нижнего рифея: зона жильной селлант-флюоритовой минерализации в мергельных сланцах бердагуловской подсвиты в непосредственной близости от контакта с нижележащей миньякской подсвитой, многочисленные зоны и проявления прожилково-вкрашенной минерализации в доломитах миньякской подсвиты (Сухой Суран, Южный Суран, Лапыштинское, Большезинзерское, Павловское и др.). Оба типа минерализации формируют зоны, вытянутые в меридиональном направлении, согласно простианию вмещающих доломитов и глинистых сланцев. Суранское месторождение содержит две сближенные секущие кругопадающие флюоритовые жилы в филлитовидных сланцах бердагуловской подсвиты, мощность жил до несколько метров, простижение субмеридиональное. Восточная жила протяженностью около 400 м прослежена на глубину выше 140 м и представлена мономинеральным тонкозернистым флюоритом, с глубиной флюорит замещается кальцитом; западная жила, отстоящая на 1,5 м, прослежена на расстояние до 60 м, имеет мощность до 3 м и сложена флюоритом и селлантом. Селлант выделяется около контакта с диабазовой дайкой, примыкающей к селлант-флюоритовой жиле с запада. Селлант (MgF_2) образует массивные кристаллические агрегаты, подвержен катаклизу и будинированию. Выделяется несколько генераций жильного флюорита: 1) серый и светло-серый, фарфоровидный, микрозернистый, катаклизированный; 2) темно-фиолетовый, микрозернистый, по-видимому, одновозрастный с селлантом; 3) зеленый и голубоватый крупнокристаллический, развивающийся по предыдущим генерациям флюорита и селланта; 4) полупрозрачный и прозрачный флюорит, являющийся, исходя из геологических взаимоотношений с

другими типами флюорита, наиболее поздним, менее тектонически нарушенным. Кроме флюорита в рудах наблюдаются кальцит, доломит, пирит, местами развито интенсивное окварцевание, около селлайта отмечено присутствие талька и редкого литийсодержащего минерала криолитионита ($\text{NaLi}_3[\text{AlF}_6]_2$).

По данным А.А. Макушина (2001), на Суранском месторождении наблюдается аномальная зона повышенных концентраций фтора шириной 10-40 м. Кроме того, выявлены F-Be-Bi, а также Li, Cu, Pb, Ag., Mo, Be W, Cu, Co аномалии, локально проявлены аномалии Ge, Mo, Bi, Au, Ag, As Sb, Te, а содержание Ba в отдельных скважинах достигает 3%.

Селлайт-флюоритовая минерализация Суранского месторождения локализована на участках разуплотнения, возникших при сбрососдвигах в зоне контакта терригенных и карбонатных пород суранской свиты нижнего рифея. Геохимические свойства флюоритов различных типов, селлайта и вмещающих доломитов и глинистых сланцев, в том числе распределение в них РЗЭ, позволяют предполагать, что источником фтороносных флюидов были как осадочные породы суранской свиты, так и кислые вулканиты машакской свиты из расположенного восточнее Машакского грабена. Миграция и смешение указанных типов фтороносных растворов в гидротермальной системе Восточно-Суранского разлома и оперяющих его тектонических нарушений связаны с активизацией сбрососдвиговых деформаций в середине среднего рифея. Это подтверждается данными абсолютного геохронологического возраста как синрудных мусковитов (~1233 млн. лет, Rb-Sr метод), так и самих флюоритов (~1219 млн. лет, Sm-Nd метод).

Проявления флюорита прожилково-вкрашенного типа известны и в известняках бакальской свиты нижнего рифея в северо-восточной части Башкирского мегантиклинория (Корельское, Карсакаловское). Вкрашенность мелких кристаллов и прожилки темно-фиолетового флюорита размером до 2-4 мм, приуроченные к кальцитовым прожилкам, обнаружены нами в известняках березовской пачки бакальской свиты в 10 км восточнее Бакальского рудного поля в карьере лимонитового месторождения Корелка.

Геохимическая характеристика флюоритов

Флюорит анализировался методом ICP-MS. Образцы из проявлений Северного и Среднего Урала исследовались в ИГХ СО РАН (г. Иркутск), а Южного Урала – в GeoForshungZentrum (Потсдам, ФРГ).

Из месторождений Пермской области для анализа отобран следующий материал: с Посымакского проявления флюорит (ПФ) и вмещающая мусковит-кальцит-кварц-доломитовая порода (ПД); с Ордин-

ского проявления – доломит-кальцитовая порода (ОД), массивный (ОФ) и гнездовый флюорит (ОФП); с Березовского камня – флюорит (БФ) и вмещающий доломитовый известняк (БД); с Саклаимсори – флюорит (СФ) и вмещающий гранит-порфир (СП) (табл. 2).

Флюориты Суранского месторождения представлены следующими разновидностями: 1) светло-серый, фарфоровидный, микрозернистый, катаклизированный – 344к; фиолетовый микрозернистый – SuT7, селлант – 346/2; 2) зеленый и голубоватый крупнокристаллический, развивающийся по предыдущим генерациям флюорита и селланта – 343, 480/2, 484; 3) полупрозрачный и прозрачный флюорит – 479, GP, PP. На проявлении Сухой Суран вмещающий доломит для прожилково-вкрашенного типа представлен крупнокристаллической разновидностью светло-серого цвета и сахаровидным обликом, с обилием вторичных прожилков перекристаллизованного доломита. Как показали результаты окрашивания карбонатных пород в ализарине, непосредственно около гнезд и прожилков флюорита развивается тонкая зона мелкокристаллического кальцита. Флюорит фиолетового цвета представлен сетью разноориентированных жилок мощностью до 10 мм, со вкрапленностью флюоритовых зерен размером от 0,2-0,4 до 5-10 мм, образующих в доломитах местами гнездовые скопления. Вмещающий массивный доломит представлен пробой 336-3-1, доломит из прожилков – 336-3-2. Выделены монофракции прожилкового флюорита (пробы 337 и 337А/2). На проявлении Корелка вмещающий известняк бакальской свиты нижнего рифея имеет серый цвет, массивное сложение и тонкозернистую структуру – 462-2Cc, содержит мелкие гнезда и прожилки кальцита с фиолетовым флюоритом, выделенные в монофракцию – 462-2F.

Исследование микроэлементов в флюоритах и вмещающих их породах Северного Урала показало существование двух групп распределений (рис. 8): 1) основная масса проб, включающих флюориты и вмещающие их карбонатные породы, и 2) флюориты с вмещающими гранитоидами проявления Саклаимсори. В последних пробах наблюдается одинаковая тенденция: резко повышенные (на порядок) концентрации Ga, Rb, Y, Zr, Nb, Sn, Ba, лантаноидов, Hf, Ta, Th. Для флюоритов и вмещающих их пород характерно повышенное содержание стронция, составляющее от 75 (Посымак) до 704 г/т (Березовское). Для сравнения на данной диаграмме помещено распределение микроэлементов в оптическом флюорите из Суранского месторождения на Южном Урале, которое показывает относительно низкие концентрации большинства рассматриваемых элементов и демонстрирует сходство с кривыми распределений флюоритов и вмещающих их карбонатных

Таблица 2

*Содержание малых элементов во флюоритах и вмещающих породах
из проявлений Пермской области, г/т*

	Ординское			Посымакское		Березовское		Саклаимсорское	
	ОФ	ОФП	ОД	ПФ	ПД	БФ	БД	СФ	СД
Sc	0,63	0,63	0,76	17,25	н.о.	0,69	0,47	1,01	0,30
Ga	2,75	5,31	4,17	1,45	0,51	2,23	0,56	51,32	20,75
Ge	0,12	0,14	0,09	0,36	0,01	1,02	0,08	1,11	1,06
Rb	0,14	0,24	0,56	1,91	15,17	1,21	0,43	6,71	19,62
Sr	320,15	374,92	379,36	75,16	194,45	904,13	747,49	105,13	130,85
Y	16,03	10,13	5,19	7,01	2,50	4,61	1,65	684,63	79,32
Zr	4,81	2,71	3,16	232,07	12,45	20,00	1,69	31,47	225,82
Nb	0,30	0,18	0,16	0,39	1,75	0,73	0,14	13,66	39,70
Sn	0,54	0,17	0,06	0,26	0,14	0,82	0,13	1,78	4,38
Cs	0,01	0,03	0,04	0,06	6,04	0,04	0,01	0,11	0,19
Ba	159,19	329,23	254,16	70,45	77,27	86,23	25,07	3166,14	272,41
Hf	0,10	0,01	0,04	4,39	0,43	0,45	0,02	1,07	5,49
Ta	0,16	0,03	0,01	0,35	0,14	0,09	0,01	0,43	1,74
W	0,61	0,09	0,01	0,09	н.о.	1,52	0,02	0,64	0,69
Pb	4,71	1,84	0,00	4,21	н.о.	107,94	0,56	75,96	2,73
Th	0,06	0,03	0,07	0,34	1,53	0,23	0,03	2,37	6,72
U	0,09	0,13	0,33	0,20	0,84	6,87	44,79	0,23	1,54
La	5,95	4,90	3,36	5,65	2,70	3,30	1,86	30,25	32,21
Ce	4,01	3,24	2,56	8,23	6,99	4,56	1,45	52,37	56,08
Pr	0,49	0,44	0,46	1,32	0,66	0,91	0,22	9,26	8,80
Nd	1,52	1,27	1,62	5,20	2,85	4,11	0,60	41,82	33,98
Sm	0,40	0,23	0,33	0,81	0,44	1,20	0,16	22,71	9,95
Eu	0,10	0,09	0,11	0,17	0,14	0,08	0,03	2,33	0,72
Gd	0,87	0,45	0,44	0,70	0,40	0,99	0,13	52,21	11,79
Tb	0,16	0,09	0,06	0,11	0,05	0,14	0,02	11,34	2,19
Dy	1,23	0,64	0,42	0,46	0,42	0,57	0,17	86,05	14,86
Ho	0,25	0,14	0,08	0,10	0,08	0,09	0,03	17,26	2,74
Er	0,66	0,34	0,23	0,27	0,26	0,21	0,10	44,57	7,69
Tm	0,08	0,05	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	4,42	1,06
Yb	0,38	0,18	0,17	0,19	0,27	0,15	0,05	18,81	6,64

Примечание. Ординское проявление: ОФ – массивный, ОФП – гнездовый флюорит, ОД – доломит-кальцитовая порода; Посымакское: ПФ – флюорит, ПД – мусковит-кальцит-кварц-доломитовая порода; Березовский камень: БФ – флюорит, БД – доломитовый известняк; Саклаимсорское: СФ – флюорит, СП – гранит-порфир.

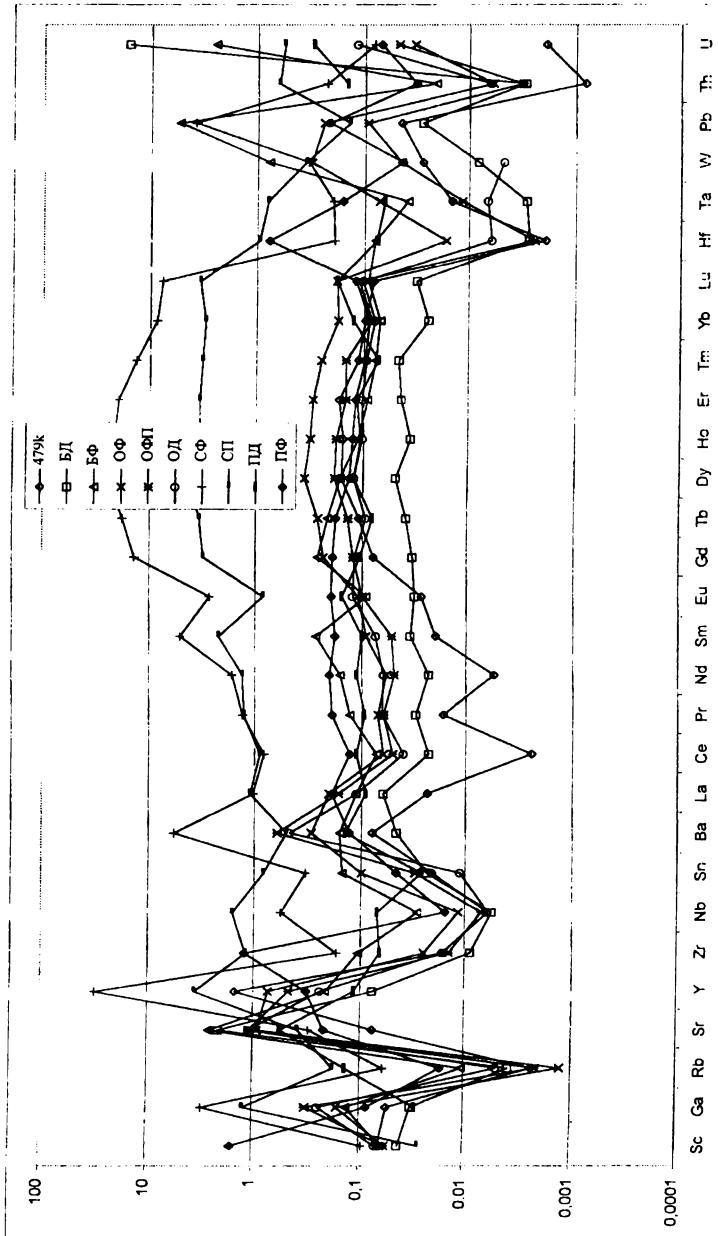


Рис. 8. Спайдер-диаграмма распределения микроэлементов во флюоритах и вмещающих породах Северного и Среднего Урала, нормированных на примитивную мантию. Номера проб соответствуют описанию в тексте

пород Северного Урала. Распределение микроэлементов во флюоритах и вмещающих их породах Южного Урала (рис. 9) является более равномерным, тем не менее повышенные концентрации большинства элементов характерны для флюоритов первой и второй групп (фиолетовых, $SuT7$ и зеленых, 480/2). По распределению микроэлементов зеленые флюориты Суранского месторождения сопоставимы с флюоритами проявления Саклаимсори. Высокие концентрации Sr и Ba отмечены для известняка бакальской свиты, в то же время для флюоритов Южного Урала характерны невысокие концентрации стронция (6–15 г/т).

Детальное рассмотрение распределений редкоземельных элементов для флюоритов и вмещающих пород Северного (рис.10) и Южного Урала (рис. 11) более показательно выявляет различия выделенных групп.

Наиболее простой тип распределений РЗЭ характерен для пород и флюоритов месторождения Посымак (ПФ, ПД) и проявления Березовский камень (БД, БФ). Данные пробы имеют постепенное снижение концентраций РЗЭ от легких к тяжелым, что является типичной особенностью кальцийсодержащих пород и минералов, выпадающих из растворов, характеризующихся переносом компонентов в ионной форме [19]. При этом лантаноиды испытывают некоторое фракционирование за счет различия в ионных радиусах: легкие РЗЭ, обладающие несколько большим эффективным ионным радиусом, легче освобождаются в процессе растворения и обогащают флюорит, а следовательно, и выпавшие из него гидротермальные минералы. Этот тип распределения РЗЭ, с отношением $La/Lu > 1$, вообще характерен для ионных гидротермальных растворов и минералов, выпавших из них (первично минералоосаждение). Подобный же по форме тренд, но на более высоких уровнях концентрации РЗЭ, является типичным для глинистых пород и континентальной коры в целом (коровый тип распределения).

Для Ординского проявления (ОФ, ОФП, ОД) характерен тот же тренд первичной кристаллизации, но осложненный некоторым подъемом концентраций средних и тяжелых РЗЭ. Последняя особенность сближает флюориты данного проявления с оптическим флюоритом из Суранского месторождения.

Пробы проявления Саклаимсори (СФ, СД) образуют свой отчетливый тренд, характеризующийся повышенными концентрациями РЗЭ, субгоризонтальным типом распределения с четко выраженной европиевой отрицательной аномалией, значение которой опускается до 0,20. Подобные закономерности являются характерной чертой флюоритов, источники фтора для которых связаны с гранитоидами [2, 7, 10,

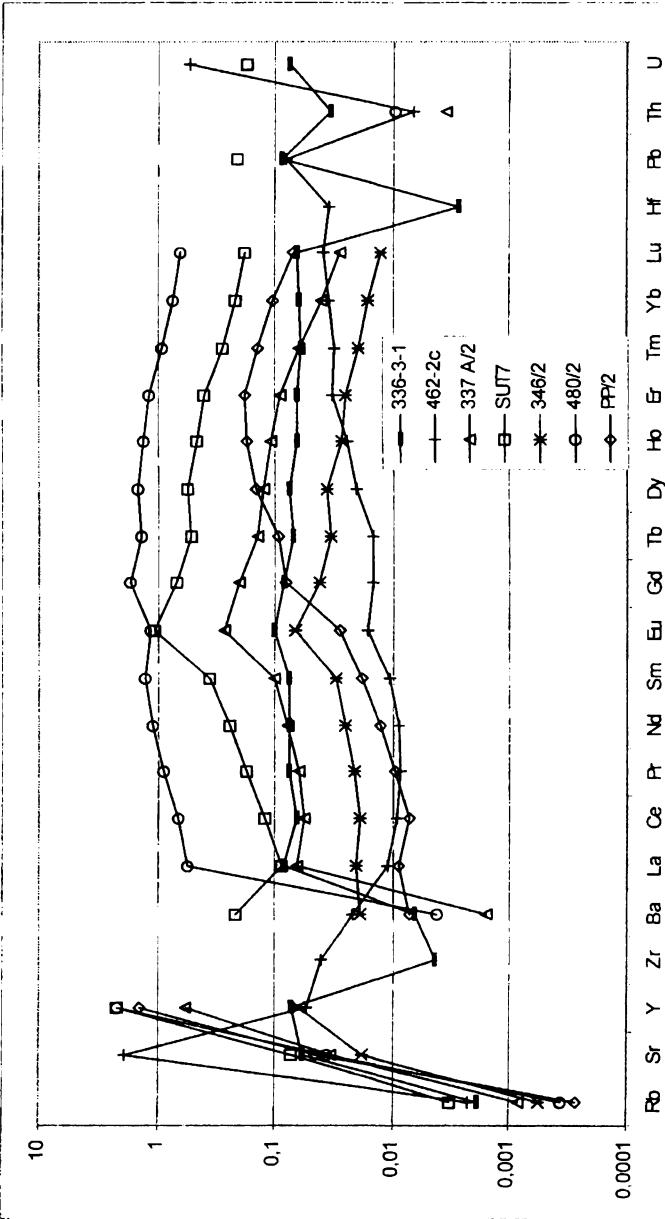


Рис. 9. Стальдер-диаграмма распределения микроэлементов во флюоритах и доломитах Южного Урала, нормированных на примитивную мантию. Номера проб соответствуют описаны в тексте

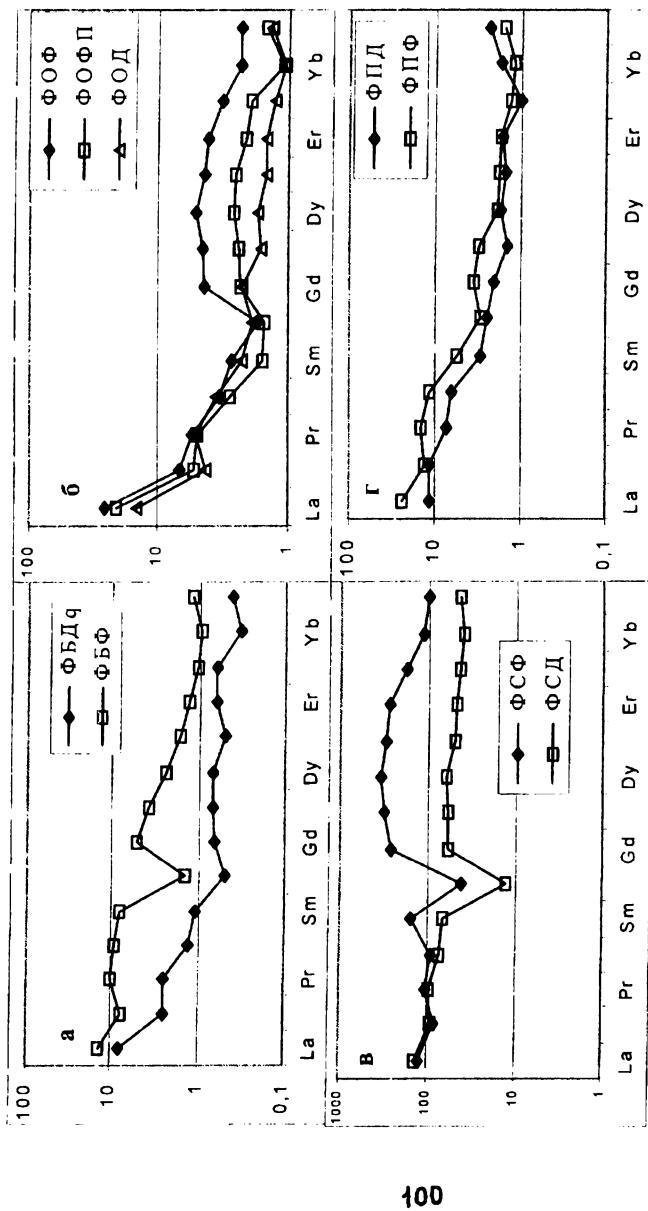


Рис. 10. Распределение РЭЗ, нормированное на хондрит С1 во флюоритах и вмещающих породах Среднего и Северного Урала: а – Бересовское проявление (БФ – флюорит, БД – доломитовый известняк); б – Ординское (ОД – доломит-кальцитовая порода, ОФ – массивный и гнездовый (ФФП) флюорит); в – Сакхалмаское (СФ – флюорит, СП – гранит-порфир); г – Посьмакское (ПФ – флюорит, ПД – мусковит-кальцит-кварц-доломитовая порода)

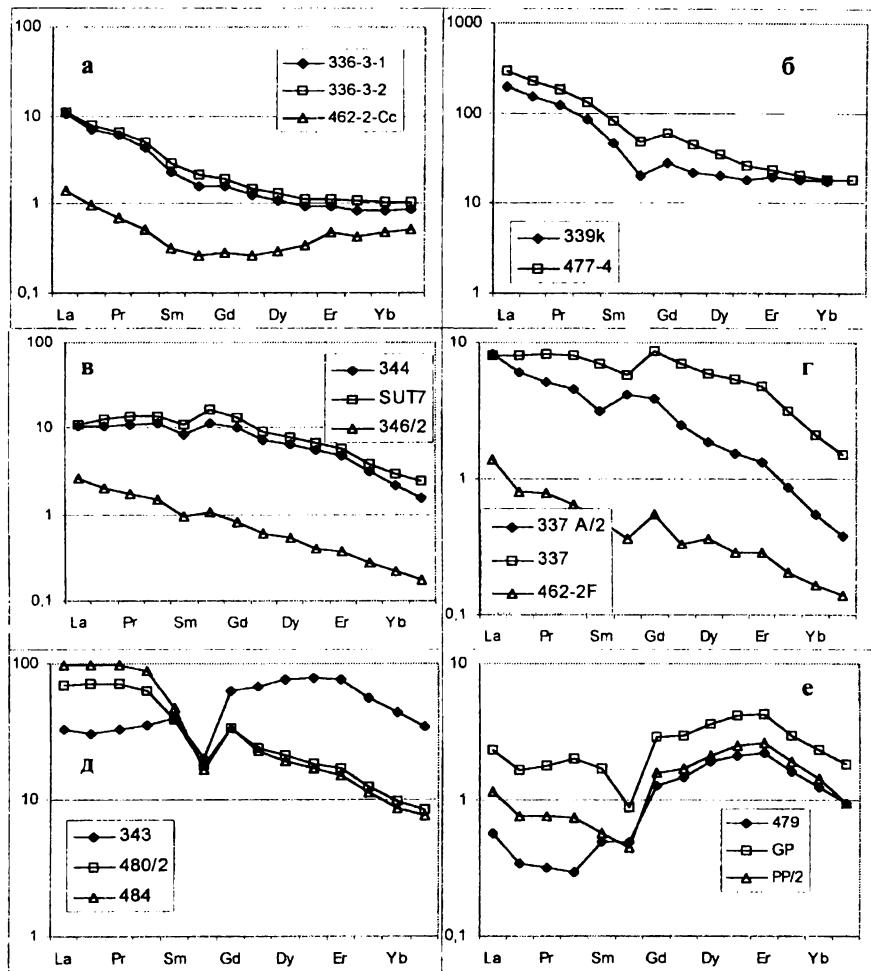


Рис. 11. Распределение РЗЭ, нормированное на хондрит C1 во флюоритах и вмещающих породах Южного Урала: а -- доломитах суранской свиты: 336-3-1 – массивных; 336-3-2 – прожилковых; 462-2F – известняках бакальской свиты; б – филлитовидных сланцах: 339 – суранская свиты; 477-4 – бакальской свиты; в – флюорит прожилково-вкрапленный: 337 и 337A/2 – Сухой Сурган, 462-2F – Корелка; г – е: флюориты Суранского месторождения: г – флюорит первой генерации: 344 – серый, SuT7 – фиолетовый, 346/2 – селлант; д – флюорит второй генерации: 343 – зеленый, 480/2 – голубовато-зеленый, 484 – темно-зеленый; е – флюорит третьей генерации: 479 – прозрачный, GP – голубовато-прозрачный, PP – полупрозрачный

11]. Обогащенность флюоритов по сравнению с гранит-порфирами тяжелыми лантаноидами свидетельствует об их фракционировании и накоплении во флюидной фазе.

Для геохимической характеристики флюоритов Среднего и Северного Урала использованы некоторые типоморфные примеси (согласно [5], с ростом температуры увеличивается растворимость YF_2 и TR). Таким образом, наиболее богатым этими компонентами и соответственно высокотемпературным является минерал из гранитоидов Саклаимсори (рис. 12), а флюориты из карбонатных толщ, среди которых наиболее бедны редкими землями – с Березовского камня, являются низкотемпературными образованиями.

Согласно Н.Н. Васильковой и О.А. Кукушкиной [4], содержание стронция во флюорите зависит от его количества во вмещающих породах. В гидротермальных месторождениях концентрация Sr (как сильного основания) во флюорите повышается на щелочной стадии. Кроме того для оценки кислотности-щелочности условий минералообразования предлагаю использование отношения Yb/La , которое максимально во флюоритах грейзеновых месторождений и минимально – в щелочных породах [4]. На диаграмме $\text{Sr} - \text{Yb/La}$ видно, что содержание стронция действительно наследуется от вмещающих пород, однако количество его во флюорите может как увеличиваться (Березовский камень), так и уменьшаться (Орда, Посьмак), отражая кислый или щелочной характер гидротерм. Самое высокое значение Yb/La характерно для флюорита из гранитоидов Саклаимсори.

Во флюоритах содержится меньше урана и тория, чем во вмещающих породах. Уменьшение же их количества (рис. 12) от Саклаимсори к Посьмаку и Орде, возможно, отражает влияние древнего сиалического субстрата. Так гранитоиды Саклаимсори являются непосредственным результатом плавления корового материала, Посьмакское проявление локализовано среди докембрийских пород, а Ординское находится в отложениях монцного осадочного чехла. На фоне этой закономерности резко выделяются флюорит и вмещающие породы Березовского камня (аномальные рудными и окорудными значения урана). По данным В.В. Иванова [6], такие содержания, как правило, связаны с механической примесью радиоактивных минералов. Возможно, они и являются причиной черной окраски березовского флюорита. В.В. Иванов указывает на три типа геохимической миграции урана: в виде органических соединений низкотемпературными водами, среднетемпературными богатыми CO_2 минеральными водами и высокотемпературными галоидными рассолами. Низкие значения суммы редких земель и иттрия, примесь сероводорода, а также тектоническое

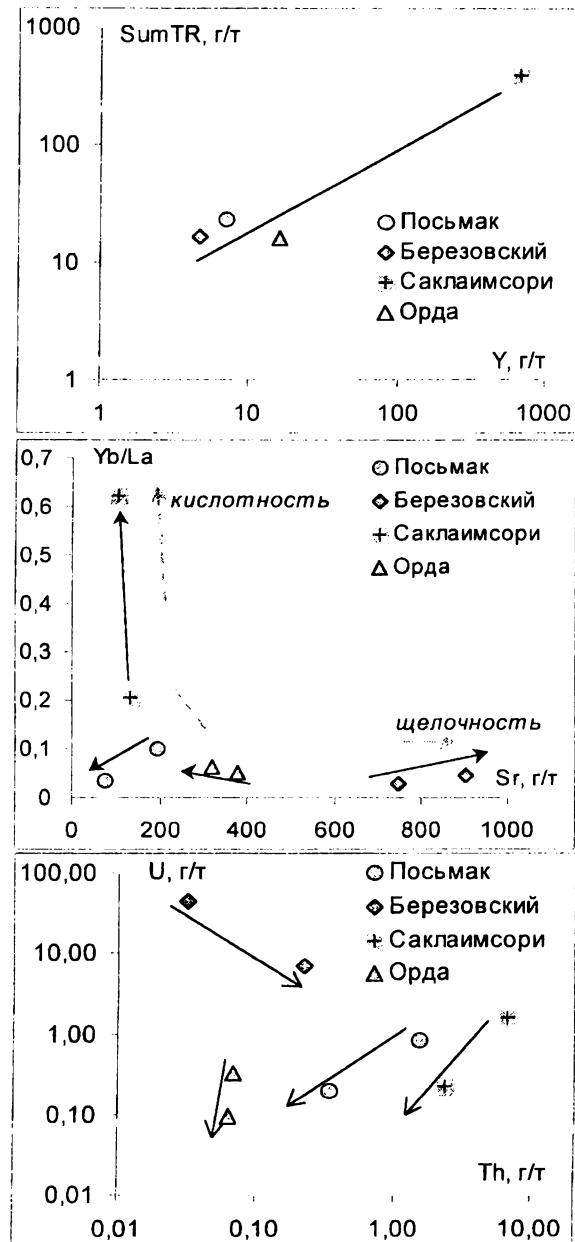


Рис. 12.
Соотношение некоторых типоморфных элементов во флюоритах из проявлений Северного и Среднего Урала. Стрелками показано изменение состава от вмещающих пород к флюоритам

положение указывают на участие в минералообразовании относительно холодных вод, связанных с нефтяными залежами.

Генетические и соответствующие им геохимические типы флюоритов Суранского месторождения установлены ранее [7] и проиллюстрированы с дополнениями последних исследований на рис. 11. Вмещающие прожилково-вкрапленное оруденение доломиты имеют отчетливый тренд первичной раскристаллизации и невысокие в целом концентрации РЗЭ. Вмещающие филлитовидные мергельные сланцы характеризуются типичным «коровьим» распределением с повышенными концентрациями РЗЭ. Флюориты прожилково-вкрапленные также имеют невысокий уровень содержаний РЗЭ и тренд распределения, типичный для первичной раскристаллизации кальцийсодержащих минералов с постепенным снижением концентраций лантаноидов от лантана к лютению. Флюориты первой генерации (серые, фиолетовые микрозернистые и селлант) также характеризуются невысоким уровнем концентраций и слабым фракционированием РЗЭ. Им свойственна небольшая положительная аномалия европия, достигающая величин 1,18-1,38 (табл. 2). Положительная европиевая аномалия может указывать на относительно повышенные температуры минералообразования (более 250°C), при которых происходит переход европия из трехвалентной в двухвалентную форму и некоторое возрастание ионного радиуса, сближающее его по свойствам с лантаном и легкими РЗЭ [23]. Зеленые флюориты заметно отличаются от предыдущих групп высоким уровнем накопления лантаноидов, субгоризонтальной формой тренда и интенсивной отрицательной аномалией европия. Этим определяется их сходство как с флюоритами проявления Саклаимсори, так и с другими многочисленными примерами флюоритов, генетически связанных с гранитоидами. Оптические флюориты имеют относительно невысокие содержания РЗЭ и своеобразную форму распределения, основной особенностью которой является преобладание тяжелых лантаноидов над легкими, в общем случае La<Lu. Эта группа относится к последней по времени генерации, связанной с процессами перераспределения фтора внутри сложившейся гидротермальной системы. В результате процессов ремобилизации при повышенной активности комплексообразователей происходит переотложение флюорита ранних генераций. При этом максимальную растворимость и перемещение вместе с фторидом кальция испытывают, как правило, тяжелые лантаноиды, легче переносимые анионами-комplexeобразователями, к которым относятся, прежде всего, гидроксил-ион и галогенные комплексы (Moeller, 1991). В результате переотложенные генерации имеют пониженные значения $(La/Lu)_{CI}$ и $(LLn/Hf.n)CI$ относительно первич-

ных минералов. Подобное наблюдается и в случае с Ординским проявлением (табл. 3). Значения $(La/Lu)_{CI}$ и $(LLn/HLn)_{CI}$ для флюоритов этого проявления составляют соответственно 10,84 и 3,29 против 15,62 и 11,41 для флюоритов Посьмакского и 16,37 и 9,79 для Березовского камня. В табл. 2 показано, что оптический флюорит имеет самые низкие величины $(La/Lu)_{CI}$ и $(LLn/HLn)_{CI}$. Следует отметить, что влияние процессов ремобилизации проявляется и в распределении зеленых флюоритов Суранского месторождения. Тренды распределения представляют собой кривые, как бы поворачивающиеся вокруг воображаемой оси, совпадающей с нормированными значениями концентраций европия. При этом в пробах при росте концентраций легких лантаноидов соответственно уменьшается концентрация тяжелых и наоборот. Последовательное уменьшение легких и возрастание тяжелых РЭ указывают на увеличение фракционирования и, следовательно, поступление в гидротермальную систему все более новых порций гидротермального флюида, обогащенного комплексообразователями.

* * *

Таким образом, на основе изучения распределения малых и редкоземельных элементов устанавливается определенное сходство состава вмещающих пород и флюоритов для различных проявлений этого минерала в Центрально-Уральской зоне Северного и Южного Урала. Тем не менее для некоторых типов флюорита несомненно характерно влияние эндогенных источников фтора. Для проявления Сакляимсари предполагается связь с палингенными гранитоидами, на что указывают высокая сумма лантаноидов, интенсивный европийский минимум и форма распределения РЭ. Следует отметить и самое низкое значение отношения Y/Ho для этой группы флюоритов, что предполагает наиболее длительную историю миграции гидротермальных фтороносных флюидов [20], вероятно, связанной с палингенезом высокометаморфизованного субстрата (эпидот-амфиболитового). То же самое можно предположить относительно генерации зеленых флюоритов Суранского месторождения. Следовательно, все флюориты этого месторождения генетически связаны с эндогенным фтором, но первые генерации флюорита и селлита, вероятно, были сформированы из смеси бассейновых флюидов (поровых нагретых вод бассейна породообразования) и эндогенного флюида. Последующие генерации фтороносных растворов уже сформировали флюориты с четкими геохимическими индикаторами связи с гранитоидами. Относительно других проявлений как на Южном, так и на Северном Урале, достоверно можно говорить только о коровом характере источника фтора. Невысокие

Таблица 3

Соотношения РЗЭ во флюоритах
и вмещающих породах Южного Урала*

	336-3-1	462-2-Сс	337 А/2	SUT7	346/2	480/2	ПП/2
SumREE	10,67	1,61	10,46	27,09	3,26	119,07	2,97
(La/Lu) _{C1}	12,57	2,69	21,70	4,52	15,01	8,27	1,22
(La/Ce) ^{C1}	1,55	1,45	1,38	0,85	1,31	1,00	1,51
Y/Ho	30,61	62,12	147,27	132,08	62,00	46,77	220,62
Eu/Eu*	0,81	0,86	1,18	1,38	1,20	0,50	0,42
(LLn/HLn) ^{C1}	7,74	1,74	7,45	3,52	7,23	5,76	0,50

Примечание: SumREE – сумма РЗЭ; Eu/Eu = 2*(Eu/Eu_{C1})/(Sm/Sm_{C1}+Gd/Gd_{C1}); (LLn/HLn)_{C1}=(La/La_{C1}+2Pr/Pr_{C1}+Nd/Nd_{C1})/(Er/Er_{C1}+Tm/Tm_{C1}+Yb/Yb_{C1}+Lu/Lu_{C1}) . Нормирование проведено на хондрит С1

Таблица 4

*Соотношения РЗЭ во флюоритах
и вмещающих породах Северного и Среднего Урала*

	БД	БФ	ОФ	ОФП	ОД	СФ	СП	ПД	ПФ
SumREE	4,84	16,37	16,15	12,10	9,90	395,86	189,78	15,35	23,27
La/Lu _{C1}	19,21	11,78	10,84	14,26	10,63	1,27	3,10	4,89	15,62
La/Ce _{C1}	3,30	1,86	3,81	3,89	3,38	1,48	1,48	0,99	1,76
Y/Ho	58,68	51,95	64,82	71,12	63,54	39,66	28,95	29,93	70,94
Eu/Eu*	0,58	0,22	0,48	0,79	0,84	0,20	0,20	0,96	0,66
(LLn/HLn) _{C1}	7,08	9,79	3,29	5,06	5,47	0,63	2,31	4,88	11,41

суммарные концентрации РЗЭ, относительно слабые значения отрицательной аномалии европия и высокие величины отношения легких лантаноидов к тяжелым указывают на возможную связь фтора с вмещающими осадочными породами или поровыми растворами в них. Однако флюоритовая минерализация в структурах, где неоднократно в течение позднедокембрийского времени и в фанерозое проявлялись этапы рифтогенной активизации, заставляет связывать источник фтора с процессами восходящей миграции глубинных флюидов. Известно, что повышенными концентрациями фтора характеризуются расплавы, сформированные в условиях внутренконтинентальных рифтов и горячих точек [13]. Соответственно и сопровождающие их флюиды будут существенно привносить фтор. Не случайно месторождения и проявления флюорита в Башкирском мегантиклиниории пространственно связаны с западным бортом Машакского рифтогенного грабена [8, 9]. Наличие фтороносного горизонта в сурансской свите нижнего рифея [57] предполагает и седиментогенное накопление фтора в бассейнах с

повышенной соленостью [5]. Тем не менее, вероятно, источник этого фтора, как справедливо отмечал М.М. Сомов [15-18], также связан с эндогенными эманациями активизированных участков континентальной коры на этапах растяжения.

Исследования проведены при поддержке интеграционного Урало-Сибирского проекта «Карбонатные последовательности позднего докембрия Урала и юга Восточной Сибири: структура, обстановки формирования и минерагения» и гранта НШ.85.2003.5.

Библиографический список

1. Абрамович Ю.М., Нечаев Ю.А. Лутигенный флюорит в кунгурских отложениях Пермского Приуралья // Докл. АН СССР. Т. 135, №2. 1960. С. 414-415.
2. Бойко С.М. Редкоземельные элементы – индикаторы связи оруденения с магматизмом // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 2. С. 253-256.
3. Валеев Р.П. Авлакогены Восточно-европейской платформы. М.: Недра, 1978. 154 с.
4. Василькова Н.Н., Кукушкина О.А. Флюорит // Типоморфизм минералов: Справочник / Под ред. Л.В. Чернышевой. М.: Недра, 1989. С. 492-501.
5. Гареев Э.З. Геохимия осадочных пород стратотипического разреза рифея: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М: ГЕОХИ, 1989. 23 с.
6. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов: Справочник. М.: Экология, 1997. Кн. 6: Редкие f-элементы. 607 с.
7. Крупенин М.Т., Меллер П., Дульски И. Редкоземельные и малые элементы во флюоритах и вмещающих доломитах (нижний рифей, Южный Урал) // Геохимия. 1999. № 11. С. 1165-1177.
8. Крупенин М.Т., Эльмис Р. Основные этапы стратиграфического рудообразования в рифейских толщах Башкирского мегантиклинория (к созданию генетических моделей) // Осадочные бассейны: закономерности строения и эволюции, минерагения: Матер. 4 регион. уральск. литолог. совещ. / УрО РАН. Екатеринбург, 2000. С. 62-63.
9. Они же. Основные этапы образования стратифицированного оруденения в рифейских толщах Башкирского мегантиклинория (к созданию генетических моделей) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагения / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2000. С. 117-123.
10. Матвеева С.С. Редкоземельные элементы как геохимические индикаторы природы рудоносных флюидов на месторождениях грейзеновой формации // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 2. С. 249-252.
11. Минеев Д.А. Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М.: Наука, 1974. 235 с.
12. Настасиенко Е.В., Сомов М.М. Структурная позиция флюоритового оруденения Западно-Уральского региона и условия локализации рудных тел // Условия локализации сурьмяно-рутутного и флюоритового оруденения в рудных полях. Новосибирск: Наука, 1991. С. 141.

13. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Дорофеев В.А. Концентрация летучих компонентов (H_2O , Cl, F, S, CO_2) в магматических расщепах различных геодинамических обстановок // Геохимия. 2000. № 5. С. 555-564.
14. Пузанов Л.С. О температурах образования "ратовкита" из бассейна реки Сылвы (Пермское Приуралье) // Докл. АН СССР. 1972. Т. 207, №5. С. 1304-1307.
15. Сомов М.М. О прогнозировании флюоритовой минерализации на Урале // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1981. Т. 292. С. 77-81.
16. Он же. О флюоритовой минерализации пермских отложений Приуралья // Коры вынистривания в геологической истории территории СССР. Л., 1984. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 326. С. 60-64).
17. Он же. Особенности образования флюоритового оруденения Западно-Уральской металлогенической провинции // Металлогенез складчатых систем с позиций тектоники плит: Тез. докл. I Всерос. металлог. совещ. / ИГТ УрО РАН. Екатеринбург, 1994. С. 250-251.
18. Он же. Флюоритоносность западного склона Урала и Приуралья: Автoref. канд. дис. СПб., 1997. 23 с.
19. Чайковский И.И. Андреичев В.Л. Изотопная геохронология гранитоидов Вишерского Урала // Вестник Перм. ун-та. Геология. 2001. Вып. 3. С. 129-137.
20. Bau M. Controls on the fractionation of isoivalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect // Contribs. Mineral and Petrol. 1996. Vol. 123. P. 323-333.
21. Luders V. Formation of hydrothermal fluorite deposits of the Harz Mountains, Germany. // Source, Transport and Deposition of Metals, Pagel and Leroy (eds). 1991. Balkema, Rotterdam. P. 325-328.
22. Luders V., Moeller P., Dulski P. REE fractionation in carbonates and fluorite // Monograph Series on Mineral Deposits. 1993. 30. Gebruder Borntraeger. Berlin-Stuttgart. P. 133-150.
23. Moeller P. REE fractionation in hydrothermal fluorite and calcite // Source, Transport and Deposition of Metals. Pagel and Leroy (eds). Rotterdam: Balkema. 1991. P. 91-94.

**МНОГОСТАДИЙНОСТЬ ПРОЦЕССОВ
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТАХ
И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ МИХАЙЛОВСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КМА)**

Михайловский рудный узел, расположенный в западной части Воронежского кристаллического массива, включает в себя одноименное месторождение железистых кварцитов – одно из крупнейших железорудных объектов бассейна Курской магнитной аномалии. Михайловское месторождение приурочено к участку дислокационного осложнения западного борта грабен-синклинальной структуры, выполненной метавулканогенно-терригенными толщами нижнего протерозоя [6]. Железорудная толща месторождения сложена железистыми кварцитами нижнекоробковской подсвиты курской серии, которые смяты в изоклинальные складки субмеридионального простирания, осложненные более поздними складчатыми и разрывными дислокациями. Подстилающие по отношению к железисто-кремнисто-сланцевым породам коробковской свиты – образования сланцево-конгломератопесчаниковой формации стойленской свиты курской серии, перекрывающие – диабаз-риолит-песчаниковые породы курбакинской свиты оскольской серии (нижний карелий).

Традиционно сложилось, что Михайловское месторождение, как и другие месторождения КМА осадочно-метаморфогенного промышленно-генетического типа, рассматривались исследователями на протяжении целых десятилетий как сугубо железорудные объекты. Однако в последние десятилетия в связи с открытием практически на всех из них проявлений золото-платинометалльного оруденения различного масштаба были пересмотрены методики изучения веществаrudовмещающих систем.

Становление Михайловского месторождения обусловлено не только процессами седиментогенеза, магматизма, тектонических деформаций, метаморфизма, но и широким проявлением различных метасоматических преобразований: метаморфо-метасоматических, гидротермально-метасоматических и гипергененно-метасоматических. Наиболее интенсивно проявленные разностепенные и разнотипные метасоматические образования унаследованы совмещены в эпицентрах тер-

мальной и тектонической активности, которые и определяют положение месторождения как комплексного рудного объекта.

Процессы минералообразования в железистых кварцитах и вмещающих их докембрийских комплексах, в результате которых сформировались полигенные и полихронные сингенетические и эпигенетические ассоциации минералов, в пределах Михайловского месторождения в последние годы изучались согласно методическим разработкам и теоретическим представлениям, развивающимся во ВСЕГЕИ группой специалистов под научным руководством Е.В. Плющева [4,5].

Минеральные ассоциации многостадийных метасоматических образований в железистых кварцитах и вмещающих породах Михайловского месторождения исследовались по серии профилей, расположенных вкрест простиранию его структуры. Региональная метасоматическая зональность изучена по двум профилям субширотного простирания (через центральную часть месторождения и его южный фланг) с выходом во вмещающие толщи [1].

Минеральные ассоциации, развитые в региональных метасоматических образованиях, рассматривались отдельно для каждого стратиграфического подразделения. Верхнеархейские породы зеленокаменного пояса, подстилающие толщи нижнего протерозоя, метаморфизованы в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фаций, для нижнепротерозойских типичны лишь метаморфические изменения фации зеленых сланцев.

Установленная последовательность процессов син- и эпигенетического минералообразования во вмещающих позднеархейских породах отвечает трем этапам геологического развития:

1) процессы фельдшпатитизации, грэйзенизации и пропилитизации, по-видимому, вызваны архейской гранитизацией. Они сформировали *протилит-фельдшпатолит-грэйзеновый* комплекс метасоматических формаций.

2) наложенные гематит-серицит-кварцевые изменения, регионально развитые во всех выделяемых геологических комплексах верхнего архея, обусловлены, скорее всего, дислокационными метаморфометасоматическими процессами протоколлизационной стадии формирования раннепротерозойского складчатого пояса.

3) процессы поздней биотитизации с метасоматическим магнетитом, обусловлены, по-видимому, раннепротерозойским этапом гранитизации.

В нижнепротерозойских породах подстилающей стойленской свиты, представленной углеродистыми сланцами и метапесчаниками, и перекрывающей курбакинской свиты, сложенной сланцами, мета-

песчаниками и метариолитами, развиты преимущественно гематит-серицит-кварцевые изменения, обусловленные процессами дислокационного метаморфизма раннепротерозойского возраста. В меньшей мере распространены процессы наложенной биотитизации с магнетитом, проявленные вблизи контактов с железистыми кварцитами коробковской свиты.

Гематит-серицит-кварцевые изменения, регионально развитые во всех структурно-вещественных комплексах от позднего архея до раннего протерозоя, представляют собой *гематит-серицит-кварцевую* метасоматическую формацию.

Блоки пород коробковской свиты, представленной железисто-кремнисто-сланцевой формацией, отличаются от вышеохарактеризованных наиболее разнообразными эпигенетическими изменениями, включающими метаморфо-метасоматические, гидротермально-метасоматические и гипергенно-метасоматические, которые и определяют границы Михайловского месторождения на фоне региональных гематит-серицит-кварцевых изменений. В породах Михайловского месторождения петрографическими исследованиями установлена серия устойчивых минеральных ассоциаций, последовательно сменяющих друг друга во времени (стадийность) и в пространстве (зональность). Выделены три основных типа метасоматических образований: 1) метаморфо - метасоматические, 2) гидротермально - метасоматические, 3) гипергенно - метасоматические. По характеру распределения минеральных ассоциаций в пространстве они разделены на фоновые и локальные.

Метаморфо-метасоматические образования относительно сланцеватости пород характеризуются согласным развитием. *Рибекит-акмитовая (щелочная) ассоциация* широко проявлены в железистых кварцитах коробковской свиты. Она представлена новообразованиями эгирина, акмита, рибекита, иногда апатита. Из всей эпигенетической минерализации в железистых кварцитах акмит, несомненно, является наиболее ранним. Щелочные амфиболы, представленные чаще всего рибекитом, развиваются вслед за акмитом и эгирином, ассоциируя с ними. *Слюдистая ассоциация* в железистых кварцитах Михайловского месторождения соответствует стадии кислотного выщелачивания. К ней отнесены новообразования слюд, представленные темным биотитом и зеленой слюдой. Биотит в железистых кварцитах замещает эгирин, щелочные амфиболы, магнетит. Не менее разнообразно проявлены новообразования зеленой слюды, замещающей биотит. *Карбонатно-кварцевые ассоциации* по магнетитовым кварцитам в пределах Михайловского месторождения интенсивно развиты в западной части, в

нижней части первой подсвиты. Отмеченные минеральные ассоциации определенным образом распределены в пространстве, образуя единую метасоматическую зональность. Щелочные пироксены и амфиболы слагают нижние зоны метасоматической колонки. Выше располагается зона развития зеленой слюды, а ареалы развития процесса карбонатизации формируют зоны, которые располагаются выше первых двух.

Метаморфо-метасоматические минеральные ассоциации формируют *пироксен-амфибол-слюдисто-карбонатный* комплекс метасоматических формаций, преимущественно проявленный в породах кробковской свиты. Этот комплекс зональных метаморфо-метасоматических преобразований, отличающийся высокой интенсивностью и полистадийностью, развивается на фоне более низкотемпературных метасоматических изменений как в подстилающей стойленской свите, так и в перекрывающей курбакинской. Все метасоматические изменения в железистых кварцитах происходили на фоне высоких содержаний кремнезема и железа, которые выступали в качестве избыточных компонентов [2] и присутствовали в виде самостоятельных минеральных фаз во всех выявленных ассоциациях.

Среди разнообразных метасоматических образований зоны гидротермально-метасоматических изменений представлены двумя устойчивыми ассоциациями: а) апатит-калишпат-pirит-карбонат-кварцевой и б) кварц-гематитовой с баритом и пиритом.

Гидротермально-метасоматические образования в отличие от более ранних метаморфо-метасоматических являются преимущественно секущими. Зоны их развития в разрезе представляют собой конусообразные тела, в плане – жило- и линзообразные. Интенсивность их проявления возрастает при приближении к тектонически ослабленным зонам, которые они обычно фиксируют [3].

Выделенные апатит-калишпат-пирит-карбонат-кварцевая (поздняя субщелочная) и кварц-гематитовая с баритом и пиритом (поздняя кислотная) минеральные ассоциации представляют собой гидротермально-метасоматический комплекс формаций.

В состав поздней субщелочной минеральной ассоциации включены карбонаты, пирит, апатит, калишпат, хлорит, гидрослюдя, которые образовались последовательно друг за другом и слагают зональные прожилки, но передко образуют рассеянную вкрапленность по всей массе железистых кварцитов. Среди карбонатов выделяются две разновидности: железистый карбонат ряда сидерит - брейнерит и маложелезистый ряда кальцит-анкерит. Гидротермально - метасоматический пирит в виде кристаллов октаэдрической формы хорошо отличается от «первичных» ксеноморфных сульфидов, слагающих ленточ-

ные, линзообразные формы, созданные в ходе процессов литогенеза и метаморфизма, или метабластических кубических кристаллов метаморфо-метасоматического пирита. Гидротермально-метасоматические жилы характеризуются отчетливой зональностью: пирит обычно слагает их зальбанды, промежуточная зона состоит из апатита, карбонатов, калишпата, центральная часть сложена мономинеральным агрегатом кварца. Наиболее поздние минералы этой ассоциации – доломит, хлорит, гидрослюдя и альбит. Вышеперечисленные минералы являются индикаторами зон развития гидротермального субщелочного метасоматоза.

Кварц-гематитовая ассоциация характеризуется развитием тонкокластического гематита и расщепленного кварца. В ряде мест отчетливо наблюдается, как кварц и гематит данной ассоциации замещают практически все минералы железистых кварцитов, включая метаморфо-метасоматические образования и минералы субщелочной гидротермально-метасоматической ассоциации. В верхней части кварц-гематитовых зон отмечается барит, нижняя часть представлена кварцем и пиритом.

Выявлена тесная пространственная связь зон развития поздней кислотной минеральной ассоциации с зонами развития поздней субщелочной. Они фиксируют наиболее ослабленные, проницаемые зоны, благоприятные для циркуляции гидротермальных растворов, и отнесены к перспективным на предмет нахождения в них благороднометаллического оруденения.

Образование гидротермально-метасоматических минеральных ассоциаций предположительно связано с амагматическими гидротермальными системами эпикратонного рифтогенеза.

Гипергенно-метасоматические образования представляют собой линейные зоны окисления, сложенные гематитом, маритом, лимонитом, гидрогематитом, гетитом, глинистыми минералами, возникшими в результате процессов корообразования в фанерозое. Установлены элементы их пространственной сопряженности с описанными выше зонами развития гидротермально-метасоматических минеральных ассоциаций. Линейные зоны окисления вблизи поверхности несогласия с платформенным чехлом перекрываются площадными зонами рыхлых окисленных руд явно гипергенного происхождения.

Библиографический список

1. Кашин С.В., Плющев Е.В., Попкова Н.В. Стадийность и зональность эпигенетического минералообразования в железистых кварцитах Михайловского месторождения (КМА) // Записки ВМО. 2000. №6. С. 95-98.

2. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы учения о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 332-452.
3. Плющев Е.В., Кашип С.В., Попкова Н.В. Золотоносность гидротермально-метасоматических образований Михайловского рудного узла (КМА) // Региональная геология и металлогенез. 2003. №18.
4. Плющев Е.В., Ушаков О.П., Шатов В.В. и др. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1981. 262 с.
5. Плющев Е.В., Шатов В.В., Беляев Г.М. Методические рекомендации по геолого-геохимическому изучению гидротермально-метасоматических образований при ГСР-50 с общими поисками / ВСЕГЕИ. СПб., 1992. 64 с.
6. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П. и др. Модель геодинамического развития Воронежского массива в раннем докембрии // Геотектоника. 1997. №3. С. 21-30.

**В.С. Пономарев, Ю.В. Ерохин,
К.С. Иванов, Ю.Н. Федоров***

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
* Уральский горный университет, г. Екатеринбург

СЛЮДЫ ИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА ШАИМСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО МЕГАБАССЕЙНА

Геологическое изучение Западно-Сибирского мегабассейна продолжается уже около 60 лет, и до недавнего времени эти исследования касались почти исключительно осадочного чехла, где были со средоточены главные запасы нефти и газа. Однако достаточно большая часть разведочных скважин входит в доюрский фундамент, что позволяет геологам изучать каменный материал с больших глубин (обычно не более 2-3 км). Этот материал в совокупности с геофизическими методами уже позволил нам проследить продолжение уральских структур под осадочным чехлом западной части Западно-Сибирского мегабассейна [3]. В связи с этим минералогические исследования доюрского фундамента представляются крайне интересными не только из-за редкости добывого керна, но и возможности сопоставить полученные данные с уже известными и лучше изученными уральскими комплексами.

Шаймский нефтегазоносный район расположен на территории Ханты-Мансийского автономного округа в пределах Советского и Кондинского административных районов близ границы со Свердловской областью. В последнее время в этом районе нами изучается геологическое строение доюрского фундамента, в котором выделяются две главные региональные структуры: 1) триасовый Даниловский грабен (назван по известному Даниловскому месторождению, в пределах которого триасовые вулканогенные толщи грабена максимально полно вскрыты скважинами). Даниловский грабен протягивается в субмеридиональном направлении через весь регион, более чем на 330 км, при ширине от 45 до 90 км. Грабен имеет тектонические границы с расположенным западнее и восточнее его палеозойскими вулканогенными, осадочными и метаморфическими комплексами. Вдоль этих разломов местами отмечаются тела серпентинитов; 2) позднепалеозойская гранито-сланцевая ось, известная как Шаймско-Кузнецкий мегантиклиниорий Зауральского поднятия (его центральная, осевая часть), расположенная восточнее Даниловского грабена. Эта структура также протягивается через весь Шаймский нефтегазоносный район (и далее в субмеридиональном направлении на сотни километров), имея ширину 30-45 км [2].

Метаморфические породы, среди которых преобладают кварц-серицитовые сланцы, широко представлены в доюрском фундаменте Шаймского нефтегазоносного района, где они слагают основную часть так называемой гранито-сланцевой оси. Эта структура имеет северо-северо-восточное простижение. На западе она находится в тектоническом контакте с триасовыми вулканогенными формациями в виде сброса, падающего на запад под углом примерно в 50°, по которому и приподняты комплексы гранито-сланцевой оси. На плоскости мегантиклиниория в пределах Шаймского района отмечается ряд гранитных plutонов округлой или чаще овальной формы размером до 30x17 км. Обрамление массивов сложено разнообразными сланцами зелено-сланцевой фации метаморфизма, среди которых преобладают серицит-кварцевые, альбит-хлорит-кварцевые, графит-кварцевые разности. Наиболее представительные разрезы метаморфитов в скважинах отмечаются в пределах Толумской, Мортымья-Тетеревской и Трехозерной площадей. Возраст субстрата этого сланцевого комплекса достоверно неизвестен (наиболее вероятно, что он раннесреднепалеозойский), возраст же их метаморфизма – позднепалеозойский, позднекарбоновый-раннепермский [2].

Самые распространенные кварц-сериицитовые сланцы сложены слюдой, кварцем, хлоритом, плагиоклазом, карбонатом, сульфидами,

гранатом и турмалином. Кварцевый агрегат встречается в виде прослоев, будинок, линзочек. Кварц представлен мелкозернистым рекристаллизованным агрегатом, в котором можно выделить крупные реликтовые обломки. Границы кварцевых зерен извилистые. Зерна имеют мозаичное угасание. В обогащенных кварцевым материалом прослоях проявлена микроскладчатость. Среди кварца наблюдаются таблитчатые и призматические индивиды несдвойникованного альбита с содержанием CaO до 0,28 мас.% и K₂O до 0,06 мас.%. Слюдя образует полосчатые агрегаты, обычно деформированные, смятые в складки и гофрированные. Зачастую благодаря слюдистому агрегату породы приобретают сланцеватый облик. Часто среди слюдистого агрегата наблюдаются индивиды карбоната, который образует свои собственные прослои. Карбонат по данным микрозондового анализа соответствует железистому доломиту с содержанием FeO до 18,3 мас.%, что соответствует 26% минала сидерита. В поздних прожилках, выполняющих небольшие тектонические смещения среди кварцевого агрегата, отмечается вторичный карбонат – практически чистый кальцит. К этим зонам, инкрустированным карбонатом, приурочены скопления рудного минерала, в основном сульфида, представленного отдельными индивидами и агрегатами пирита. Вмещающие агрегаты кварца полностью очищены от рудной минерализации. Химический состав пирита варьирует от чистых разностей (в «чистых» метапелитах) до никельсодержащих с 1 мас.% Ni (в метапелитах, загрязненных базитовым материалом). Присутствие базитового материала определяется агрегатами хлорита, которые могут слагать до 20-25 об.% породы. Хлорит наблюдается в слюдистых агрегатах, где образует самостоятельные полосы или линзочки. По составу отвечает глиноземисто-железистому клинохлору с 32% минала шамозита и 11% минала донбассита. Температура образования кварц-серицитовых сланцев определена по хлоритовому термометру [4] и равняется 310-315°C. Турмалин является главным акессорным минералом метаморфических пород и его химический состав при пересчете соответствует дравиту (66-72% минала) с незначительной примесью шерлита, оленита, ферувита и фойита [1].

Химический состав слюд из кварц-серицитовых пород приведен в таблице. В соответствии с современной классификацией слюд [6] они относятся к ряду мусковит-алюмоселадонит. С использованием отношения $\frac{V^4R^{2+}}{(V^4R^{2+} + V^4R^{3+})}$ при пограничном содержании 0,25 (см. коэффициент R в таблице; дано по [6]) основная масса анализов попадает в поле мусковита. Интересно, что в разных скважинах Толумской площади преобладает какой-либо один вид слюды, так, в скважине

Химический состав слюд из метаморфических город

NN	To 10519/1890				To 3983/1898				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	48,54	48,63	49,37	49,08	49,99	51,09	52,15	49,59	49,91
TiO ₂	0,28	0,22	0,34	0,26	0,24	0,22	0,22	0,18	0,45
Al ₂ O ₃	27,72	27,57	27,78	27,46	27,64	29,21	28,97	29,58	29,68
FeO	4,80	5,20	3,61	4,14	3,21	2,68	2,68	3,34	3,12
MnO	0,08	0,05	0,02	0,10	0,07	0,03	0,03	0,05	0,08
MgO	4,89	5,76	4,50	6,04	4,30	3,58	3,24	3,78	3,45
Na ₂ O	0,16	0,14	0,18	0,09	0,06	0,10	0,06	0,11	0,23
K ₂ O	8,66	8,67	8,59	8,73	8,98	8,38	7,54	6,72	8,31
Сумма	95,13	96,24	94,39	95,90	94,49	95,29	94,89	93,35	95,23
Формульные единицы на 8 катионов									
Si	3,74	3,68	3,82	3,73	3,87	3,92	4,04	3,90	3,85
Ti	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
Al ^{IV}	0,26	0,32	0,18	0,27	0,13	0,08	-	0,10	0,15
Al ^{VI}	2,26	2,14	2,35	2,46	2,39	2,56	2,64	2,64	2,54
Fe	0,31	0,33	0,23	0,26	0,21	0,17	0,17	0,22	0,20
Mg	0,56	0,65	0,52	0,68	0,50	0,41	0,37	0,44	0,40
Na	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03
K	0,85	0,84	0,85	0,84	0,89	0,82	0,74	0,67	0,81
Коэффициент									
R	0,28	0,31	0,23	0,30	0,22	0,18	0,17	0,19	0,18

Примечание: микрогранитатор JXA-5, аналитик Л.К. Воронина; анализы даны в мас. %.

10519 чаще встречается алюмоселадонит, а в скважине 3983 – мусковит. По данным рентгена минералы относятся к группе мусковита и имеют политип $2M_1$. Каких-либо сильных отклонений от теоретических химических составов в слюдах не наблюдается. Исключением является содержание кремнезема, которое варьирует от 49 до 52 мас.%. При этом в нормальном мусковите количество SiO_2 не превышает 46 мас.%, а в алюмоселадоните доходит до 59 мас.%, т.е. Шаймские алюмоселадониты являются низкокремнеземистыми, а мусковиты – высококремнеземистыми. Это позволяет относить изученные мусковиты к фенгитам, которые типоморфны для высокобарических комплексов. В нашем случае метаморфические породы являются обрамлением гранитоидных массивов, сформировавшихся на малой глубине при небольших давлениях. Поэтому мы объясняем особенности состава Шаймских слюд влиянием химизма исходного субстрата. Видимо, пелитовые осадки, подвергшиеся метаморфизму, отличались повышенным содержанием кремнезема и незначительным количеством глинозема. Это подтверждается химизмом турмалина, который попадает на известной петрогенетической диаграмме $Al-Fe_{50}Al_{50}-Mg_{50}Al_{50}$ [5] в поле метапелитов и метапсаммитов, бедных глиноземом.

Работа проведена при поддержке РФФИ (грант 05-05-64201).

Библиографический список

1. Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Пономарев В.С., Захаров С.Г. Турмалин из метаморфических пород фундамента Западно-Сибирского бассейна (Шаймский район) // Материалы Уральской минералогической школы – 2004. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2004. С. 62-64.
2. Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. и др. Основные черты строения доюрского фундамента Шаймского нефтегазоносного района // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Шестая науч.-практ. конф. Ханты-Мансийск, 2003. Т. 1. С. 102-113.
3. Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Садыков М.Р. и др. Строение и перспективы нефтегазоносности доюрского комплекса территории ХМАО: новые подходы и методы // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО: Тр. 7 науч.-практ. конф. Ханты-Мансийск, 2004. Т. 1. С. 79-90.
4. Cathelineau M., Nieva D. A chlorite solid solution geothermometer: The Los Azufres (Mexico) geothermal system // Contrib. Mineralogy and Petrology. 1985. Vol. 91. P. 235-244.
5. Henry D.J., Guidotti C.V. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine // Amer. Miner. 1985. Vol. 70. N 1-2. P. 1-15.
6. Rieder M. et. al. Nomenclature of the micas // Canad. Mineral. 1998. Vol. 36. P. 41-48.

О.В. Удоратина, Г.П. Зарайский*

Институт геологии УрО РАН, г. Сыктывкар

* ИЭМ РАН, г. Черноголовка

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕУДАЧНОЕ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

На Полярном Урале в Центрально-Уральской зоне в районе Тайкеусского рудного узла известны вольфрам-бериллиевое рудопроявление и тантал-ниобиевое месторождение Неудачное (Орлиное), открытое во второй половине прошлого века в верховьях одноименного ручья (бассейн р. Немур-Юган) [1–3, 5].

Месторождение расположено в западной части харбейского блока доуралид и структурно приурочено к согласным маломощным телам гранитоидов (O_1) инъецирующих (?) вмещающие отложения няровской серии ($Rnfr_2$). Породы субстрата представлены перемежающимися филлитами, зелеными сланцами и гранитными гелами, вытянутыми в северо-западном направлении с падением на северо-восток под углом 40–60°.

Метасоматические породы обнаружены в зоне южного экзо- и эндоконтакта гранитов и представлены альбитизированными и окварцованными разностями как гранитоидов, так и вмещающих их пород. Мощность зоны измененных пород варьирует от 1–2 до 8–10 м при простирации до 500–600 м.

Вмещающие грейзенизированные кварц-серцицит-хлоритовые сланцы в зоне экзоконтакта осветляются, наблюдается их альбитизация и окварцевание, мусковитизация и флюоритизация. Измененные альбитизированные и грейзенизированные граниты представлены светлыми породами бело-серого, зеленовато-белого цвета, при большом развитии мусковита, интенсивно флюоритизированные породы имеют фиолетовый оттенок. Породы равномернозернистые, мелко- и среднезернистые. Под микроскопом наблюдаются бластогранитные структуры, участками реликтовые – гипидиоморфнозернистые, участками новообразованные гранобластовые. Породы сложены (об. %): кварцем – 20–40, микроклином – 10–20, альбитом – 20–30, мусковитом (селадонитом) – 10–30. Среди рудных и акцессорных минералов присутствуют магнетит, гематит, сфалерит, пирит, халькопирит, кассите-

рит, ферриторит, малакон, алланит, флюорит, берилл (аквамарин), фенакит, ферберит, шеелит, колумбит, фергусонит и пирохлор.

Предполагаемый субстрат для метасоматитов гранитный, однако неизменных гранитов не обнаружено, все они в той или иной степени изменены, и изменения соотносятся более всего с процессами грейзенизации. Мы отличаем среди измененных гранитоидов рудные и нерудные. По вмещающим метаморфитам, представленным хлорит-серицит-актинолитовыми, актинолит - роговообманковыми сланцами, также развивается комплекс сопутствующих минерализации минералов, слюды и флюорита. Однако содержание собственно редкometалльных минералов незначительно, либо они полностью отсутствуют.

Петрохимически минерализованные альбитизированные и грейзенизированные породы соответствуют семейству диоритов и гранитов, содержание кремнезема составляет 73–77 мас.%, Al_2O_3 – 11–13 мас.%. В наиболее минерализованных участках содержание щелочей соответствует гранитным ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=8$, при $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=$ от 1 до 7), но в них наблюдается резкое (в десятки, даже сотни и тысячи раз) увеличение содержаний F, Zr, Hf, Ta, Nb, Y, HREE, Th, U и Pb.

Редкometалльные аксессории образовывались в течение всего процесса рудообразования, как и для породообразующих, для них характерно несколько генераций. Последовательность замещения породообразующих минералов следующая: по перитовому полевому шпату развивается альбит (шахматный, лейстовый и пластинчатый), наблюдается развитие бластического микроклина очковой формы, далее – агрегат зерен кварца и пластинок слюды. Микроструктуры эволюционируют от гранитных (в реликтовых участках) до гранобластовых (в метасоматически измененных участках). Более поздний комплекс секущих и параллельных метаморфической полосчатости прожилок, выполненных хлоритом, эпидотом, карбонатом и флюоритом, развивается позднее.

Метасоматиты характеризуются невыдержаным, рассеянным, тонковкрашенным распределением редкometалльных минералов.

Минералы tantalа и ниobia представлены оксидами – колумбитом и манганколумбитом, фергусонитом, пирохлором и плumbopiroхлором, самарскитом. В составе руд преобладает фергусонит.

Редкometалльные минералы месторождения Неудачное рассматривались ранее вместе с редкometалльными минералами других месторождений Тайкеусской группы (Тайкеусским, Усть-Мраморным, Лонгот-Юганским) [1].

По более ранним исследованиям известно, что для фергусонитов типичны две генерации [1, 4]. Первая генерация – бурые крупные

длиннопризматические кристаллы (до 1 мм); вторая – желтые изометрические или неправильной формы выделения. Группа пирохлора включает пирохлор, плюмбопирохлор, иттриевый плюмбопирохлор. Колумбит представлен тоже несколькими генерациями: кристаллами толстопризматической формы (I), тонкопризматической (II) и тонкотаблитчатой (III). Цирконы близки по составам к малакону, отмечены также две генерации, ранний – метамиктный, с характерными скелетными формами и более поздний, формирующий отчетливо дипирамидальные кристаллы. Торит представлен ферриторитом и ферриураноторитом. Существенные примеси tantalа и ниobia отмечены в кассiterите, ассоциирующем с колумбитом.

Химические составы были известны [1, 4] лишь для фергусонита I и II генерации, обычного пирохлора, колумбита, малакона и торита из I и II рудных полей (Тайкеу и Усть-Мраморного соответственно).

Впервые получены данные (результаты микрозондового анализа, выполненного на растромом электронном микроскопе JSM 6400, г. Сыктывкар и CamScan MV2300, г. Черноголовка) по химическим составам редкометалльных минералов месторождения Неудачное (таблицы). Составы tantal-ниобатов определялись в шлифах (из наиболее рудной зоны, пробы 181/01).

Фергусониты данного месторождения характеризуются сложным составом, поскольку содержат кроме Y, Nb многочисленные примеси и не содержат tantal. По химическому составу они подразделяются нами на фергусониты и Yb-фергусониты (рис. 1 а-г, табл. 1).

В фергусонитах содержание (здесь и далее в мас.%) Nb_2O_5 находится на уровне 50%, а содержание Y_2O_3 – на уровне 30%, характерно постоянное присутствие PbO на уровне 1-1.2% и ThO_2 – от 2 до 6%. Отмечается также постоянное присутствие тяжелых редких земель (Dy_2O_3 и Yb_2O_3) – до 3–4%. Показательно присутствие WO_3 на уровне 3–4 %.

В Yb-фергусонитах (или HREE-фергусонитах) при содержании Nb_2O_5 на уровне 50% содержание Y_2O_3 уменьшается до 11-20%, а содержание Yb_2O_3 увеличивается до 30%.

Для данного региона (а именно для метасоматитов Тайкеусского рудного узла) известно, что фергусониты имеют несколько генераций, но их подразделение по химическим составам было основано на содержании tantalа, что неприменимо к составам фергусонитов изучаемого месторождения. На диаграмме соотношения компонентов (рис. 3А) все три группы фергусонитов образуют свои поля, обусловленные особенностями их химического состава.

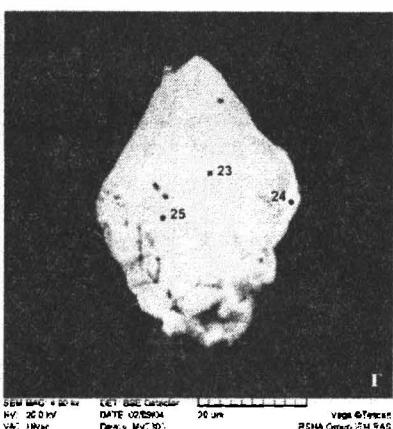
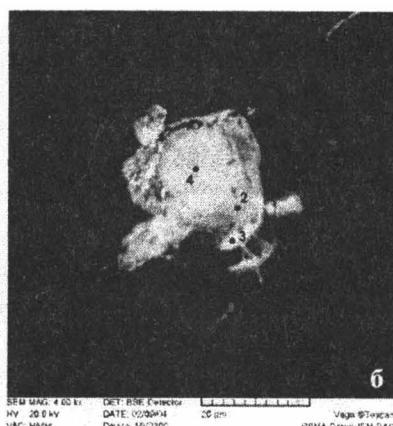
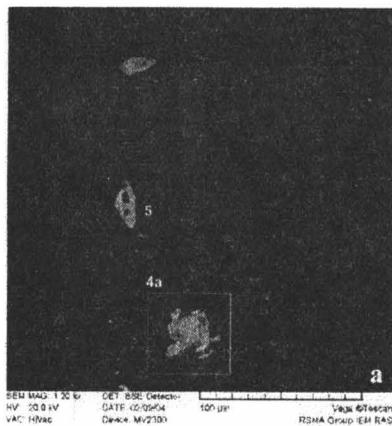


Рис. 1. Микровыделения фергусонита (номера точек соответствуют номерам точек в табл. 1)

Таблица 1

Химический состав фергусонита, мас. %

Ком- понент точки	Проба 181/01																
	I	II	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
		4	2	5	17	18	23	25	32	37	13	14	15	16	33		
SiO ₂	н о	8.48	-	-	-	-	-	н о	-	н о	н о	н о	н о	н о	-	-	-
FeO	0.29	1.18	н о	н о	-	н о	н о	н о	н о	-	-	н о	н о	н о	-	-	н о
TiO ₂	н о	0.56	н о	н о	н о	-	-	н о	-	-	-	н о	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	0.47	5	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	н о	-	н о	н о	н о	н о	н о	н о
MgO	0.22	н о	н о	н о	-	н о	н о	-	-	-	н о	н о	-	н о	н о	н о	н о
CaO	2.25	н о	0.89	1.44	0.92	0.67	1.01	0.55	1.32	1.12	1.23	н о	-	н о	-	2.01	-
Na ₂ O	н о	н о	-	н о	-	н о	-	н о	-	-	-	н о	-	-	-	-	-
Ta ₂ O ₅	0.8	3.16	н о	н о	-	-	-	-	-	-	-	н о	н о	н о	н о	н о	н о
Nb ₂ O ₅	43.96	45.66	48.79	49.98	47.38	48.21	49.37	48.87	46.98	47.94	47.45	49.52	48.08	46.19	46.96	50.00	-
Y ₂ O ₃	-	30.74	29.01	29.92	29.81	29.22	32.24	28.02	28.41	26.88	16.30	13.29	22.92	11.42	14.43	-	-
As ₂ O ₃	-	0.72	0.65	-	-	0.94	-	-	-	-	0.99	н о	0.72	-	-	-	-
PbO	0.29	н о	1.12	1.32	1.52	-	-	1.37	н о	0.89	-	н о	-	-	-	-	1.31
UO ₃	0.37	0.63	-	-	-	-	-	-	н о	-	н о	н о	-	-	-	-	-
SnO ₂	0.21	н о	н о	н о	-	-	-	-	н о	н о	-	н о	н о	-	н о	-	-
WO ₃	2.82	-	3.09	-	-	3.41	2.43	3.49	2.59	н о	-	н о	-	н о	-	-	-
ThO ₂	1.23	0.55	4.31	4.74	4.02	3.77	4.64	2.00	6.53	3.53	5.23	-	н о	0.9	-	3.40	-
P ₂ O ₅	-	1.83	1.29	1.18	1.42	2.72	1.45	1.86	1.58	1.44	1.88	2.01	2.05	2.08	2.17	-	-
Ce ₂ O ₃	-	-	2.27	2.55	2.58	2.55	2.07	2.50	3.14	3.29	2.79	5.38	5.71	5.15	6.56	4.85	-
Dy ₂ O ₃	-	-	2.27	4.25	4.20	4.37	4.66	4.71	4.73	4.89	5.35	23.20	25.81	16.09	27.52	17.22	-
Yb ₂ O ₃	-	-	4.27	4.25	4.20	4.37	-	-	н о	-	-	-	-	-	-	-	-
ZnO	0.11	н о	-	н о	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TR ₂ O ₃	49.09	35.92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O [±]	0.97	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Причесание. 1, 2 – химические анализы фергусонитов I и II генерации по [1, 4]; 3–16 – данные авторов; – – не анализированы;
 ся: ... содержания менее 2 %; н о – не обнаружен.

Таблица 2

Химический состав минералов группы тирохлора и колумбитта, мас. %

Компо-	Прсц.	Проба 181/01												Клб	Проба 181/01		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
нент		21	26	30	34	35	41	22	24	28	38	3	36		27	31	42
точки																	
SiO ₂	Н О	—	—	1.49	—	—	—	—	7.33	9.01	5.86	7.72	9.41	2.14	1.51	—	3.45
FeO	2.04	—	1.24	2.43	—	—	—	—	1.06	1.05	1.50	0.78	2.52	0.42	10.57	12.23	11.61
TiO ₂	0.54	0.41	0.81	0.35	1.06	0.51	0.42	0.54	0.40	—	Н О	—	0.83	0.91	—	—	0.41
Al ₂ O ₃	Н О	—	—	—	—	—	—	—	1.00	1.05	—	0.65	0.72	—	0.20	Н О	—
MnO	Н О	0.37	0.92	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7.15	5.98	5.65
CaO	7.04	14.34	10.68	9.93	12.75	14.75	14.24	3.32	0.71	1.59	0.43	0.63	12.48	1.02	—	—	5.61
Na ₂ O	0.1	Н О	3.42	—	1.99	5.85	Н О	—	—	—	—	0.52	4.02	0.29	—	—	—
K ₂ O	—	Н О	—	Н О	Н О	—	—	—	—	Н О	—	—	—	—	Н О	—	—
P ₂ O ₅	—	1.72	0.9	2.12	1.64	1.88	2.14	1.79	—	—	0.73	—	—	1.16	—	2.01	2.35
Ta ₂ O ₅	4.87	1.45	24.15	—	5.72	4.96	2.61	4.23	Н О	5.99	Н О	—	22.49	3.43	4.34	3.33	2.11
Nb ₂ O ₅	47.14	75.15	38.39	68.13	53.22	55.57	73.07	34.50	27.93	27.50	32.24	28.35	39.60	70.07	69.79	68.03	70.07
Y ₂ O ₃	—	2.86	—	4.82	4.09	—	1.97	3.51	6.80	4.44	6.16	5.14	—	—	—	1.56	—
PbO	0.86	—	1.56	2.21	2.39	—	1.10	27.83	28.85	29.82	35.76	33.95	1.46	—	—	—	1.10
UO ₃	5.22	Н О	2.00	Н О	2.22	1.38	—	—	Н О	—	—	—	2.00	—	Н О	Н О	Н О
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SrO ₂	0.61	Н О	4.69	—	4.08	5.62	—	1.71	—	—	0.97	—	4.66	0.60	Н О	—	—
WO ₃	—	4.90	—	2.78	1.69	—	—	—	—	—	—	—	3.03	—	—	—	—
ZnO	—	—	0.82	Н О	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Н О	Н О	—
ThO ₂	2.56	Н О	—	—	1.37	—	—	5.76	14.20	12.88	5.99	11.16	—	—	Н О	Н О	—
Ce ₂ O ₃	—	—	—	Н О	—	Н О	—	0.68	Н О	—	0.79	—	—	—	Н О	—	—
Vb ₂ O ₃	—	Н О	—	1.37	Н О	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TR ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
HO ₂ [±]	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	Н О	1.62	—	1.73	3.39	Н О	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Приложение. 1, 14 – химический анализ тирохлора [1, 4]; 2-13, 15-17 – данные авторов; – – содержания меньше 2 σ; – – не обнаружен. Анализированся: Н О – не обнаружен.

Пирохлор по составу (табл. 2) подразделяется на пирохлор и Pb-пирохлор. Пирохлор образует изометричной формы (20–100 микрон) выделения (рис. 2 а-д), в нем обособляются участки (до 10 микрон), обогащенные Pb и определяемые нами как Pb-пирохлор, пирохлор с высоким содержанием тантала обнаружен в каймах обрастания пирохлора.

Пирохлор характеризуется невыдержаным содержанием Ta_2O_5 , (Ta_2O_5/Nb_2O_5 варьирует от 1:50 до 1:10), при этом он может быть даже без тантала. Для него характерны примеси Pb, U (до 2%) и более существенные до 5% примеси Y, Sn и W. Отмечается устойчивое (на уровне 2%) присутствие фосфора и очень показательно присутствие F (1–4%).

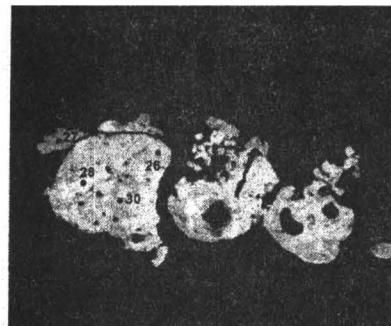
В *Pb-пирохлоре* отмечается повышенное содержание тантала ($Ta_2O_5/Nb_2O_5=1:5$) или его полное отсутствие. Высокое содержание тантала достигается еще и низким содержанием Nb (на уровне 30%) и высоким содержанием Pb (30%), при этом также возрастает содержание Th от 5 до 15%. Увеличивается содержание Y до 6% и Yb до 1.5%. Отсутствуют примеси U и W, количество Sn уменьшается до 1%.

Для месторождений Тайкеусской группы нехарактерны пирохлоры с высоким содержанием тантала, близкие к конечному члену изоморфного ряда микролиту. Обнаруженные пирохлоры характеризуются содержанием Ta_2O_5 , равным 22.49 % (рис. 2д, табл. 2а, т.26 и рис. 2д, т.36). Кроме высокого содержания тантала в них обнаружено устойчивое присутствие Pb, U, Sn и W. Величина Ta_2O_5/Nb_2O_5 варьирует от 1:2 до 1:1.5.

На диаграмме соотношения компонентов (рис. 3Б) все три группы пирохлоров также образуют свои поля, обусловленные особенностями их химического состава.

Изученный минерал по химическому составу относится [1] к минералам промежуточного состава, между колумбитом и манганколумбитом, и характеризуется различным содержанием тантала Ta_2O_5/Nb_2O_5 – от 1:20 до 1:15. 1) В нем практически отсутствуют примеси, отмечаются единичные незначительные содержания Y_2O_3 и PbO . 2) Изученные нами колумбиты развиваются по пирохлору (рис. 2, табл. 2), содержат Ta_2O_5 на уровне 3 мас.%, и относятся к собственно колумбитам (табл. 2).

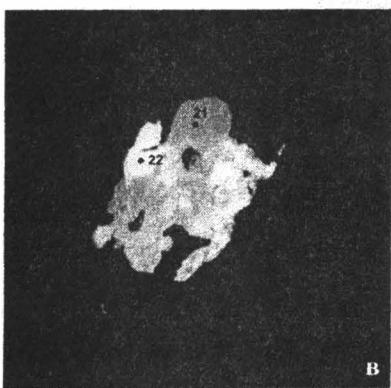
Таким образом, редкометалльные минералы щелочных метасоматитов месторождения Неудачное разнообразны по составу и представлены минералами группы фергусонита (фергусонит, Уб-фергусонит), пирохлора (пирохлор и Pb-пирохлор) и колумбитом. Они



a

SEM MAG. 2.00 kx DET. BSE Detector
HV. 20.0 kV DATE: 02/04/04 20 µm
VAC. HVAC Device: MV200

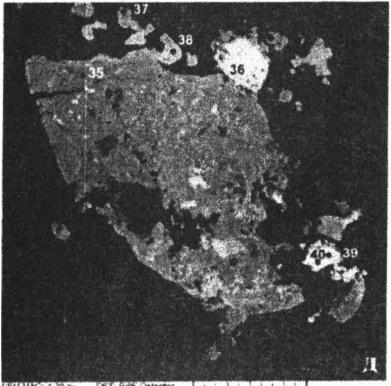
Vega@Fesca
RSMA Group IEM RAS



b

SEM MAG. 3.00 kx DET. BSE Detector
HV. 30.0 kV DATE: 02/04/04 20 µm
VAC. HVAC Device: MV200

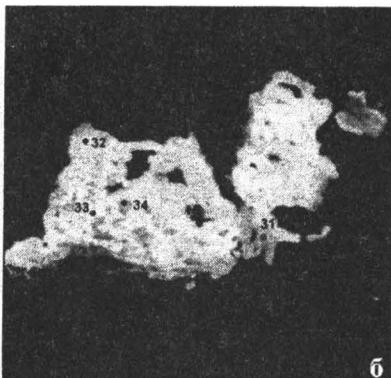
Vega@Fesca
RSMA Group IEM RAS



d

SEM MAG. 1.70 kx DET. BSE Detector
HV. 10.0 kV DATE: 02/04/04 10 µm
VAC. HVAC Device: MV200

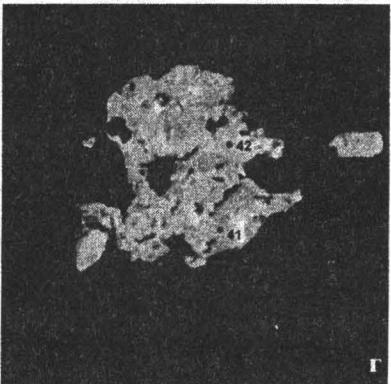
Vega@Fesca
RSMA Group IEM RAS



b

SEM MAG. 3.00 kx DET. BSE Detector
HV. 30.0 kV DATE: 02/04/04 20 µm
VAC. HVAC Device: MV200

Vega@Fesca
RSMA Group IEM RAS



c

SEM MAG. 4.00 kx DET. BSE Detector
HV. 40.0 kV DATE: 02/04/04 20 µm
VAC. HVAC Device: MV200

Vega@Fesca
RSMA Group IEM RAS

Рис. 2. Микровыделения пирохлора и колумбита (номера точек соответствуют номерам точек в табл.2).

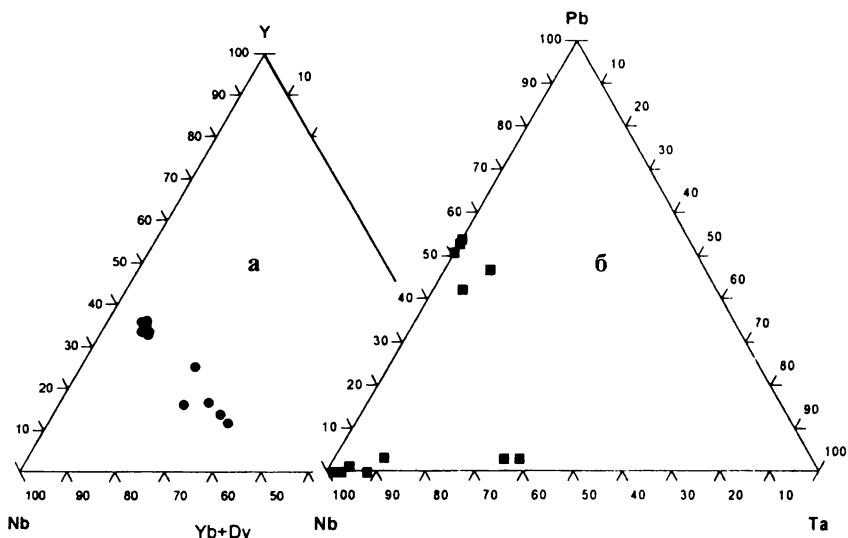


Рис. 3. Диаграммы соотношения компонентов в фергусоните (а) и пирохлоре (б)

характеризуются низким содержанием тантала и присутствием бестанталовых разностей, величина Ta_2O_5/Nb_2O_5 варьирует от 1:50 до 1:10 (и достигает 1:1.5 в обогащенных танталом разностях пирохлора).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 02-05-64413 и № 02-05-64414.

Библиографический список

1. Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Л.Н. Генетические черты редкометалльных гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометалльной металлогенической специализации. М.: Недра, 1967. 202 с.
2. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000, сер. Северо-Уральская. Лист Q-42-1. Объяснительная записка. М., 1984. 107с.
3. Калиновский А.В. Игнатов М.М. Редкометалльные топоминералогические системы района развития щелочных метасоматитов / Минералогия рудоносных территорий Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1987. С.5-17 (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО АН СССР; Вып. 58).
4. Минералогия Урала. Оксиды и гидроксиды: В 2 ч. Миасс–Екатеринбург, 2000. Ч. I. 312 с.
5. Удортатина О.В. Квальмиты Севера Урала // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1997. С. 19-28. (Труды Института геологии Коми научного центра Российской АН; Вып.94).

**Ю.Л. Войтеховский, Д.Г. Степенщиков,
В.Н. Филиппов***

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты

* Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

К МИНЕРАЛОГИИ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Для минералогического исследования были отобраны образцы на участке Ю. Пороярви, где обнажается толща черных углеродистых сланцев, слагающая низы южнопеченгской серии. Их минеральный состав выдержан: кварц, альбит, серицит, углеродистое вещество, редко хлорит и пирит. Порода черная тонкорассланцованный с плойчатой текстурой (рис. 1). Минеральный состав: углеродистое вещество (до 70 об. %), серицит, кварц, альбит и хлорит (в сумме до 25-30 об. %), пирит (до 3 об. %). Распределение углеродистого вещества крайне неоднородно с концентрацией в замках микроплоек. С помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6400 с энергодисперсионным спектрометром и системой анализа химического состава ISIS-300 удалось впервые выяснить ряд новых деталей о минералогии углеродистых сланцев.

Общий вид свежего скола углеродистого сланца дан на рис. 2. При больших увеличениях в нем обнаруживается множество рассеянных мельчайших выделений аксессорных минералов. На рис. 3 показаны субдиоморфные зерна рутила с ксеноморфными зернами высокоотражающей фазы (табл. 1). Она принадлежит к непрерывному ряду твердых растворов троилит-(Ti) – хайдеит $(Fe, Cr)_{1+x}Ti_2S_4$ [1] с примерно равным атомным соотношением Ti и Fe. Ни хайдеит, ни троилит-(Ti) на Кольском п-ове ранее не встречались.

На рис. 4 показаны тесные срастания зерен монацита (табл. 2) и гематита, на рис. 5 – чешуйки ярозита (табл. 3), на рис. 6 – зернистые агрегаты Bi-Nb оксида (табл. 4) с гематитом и силикатами. Поиск по базам данных Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана не позволил его диагностировать.

Даже беглый минералогический анализ показывает обилие редких и потенциально новых минеральных фаз в углеродистых сланцах Ю. зоны Печенги, состав которых ранее считался простым и необходимость дальнейшего изучения которых очевидна.

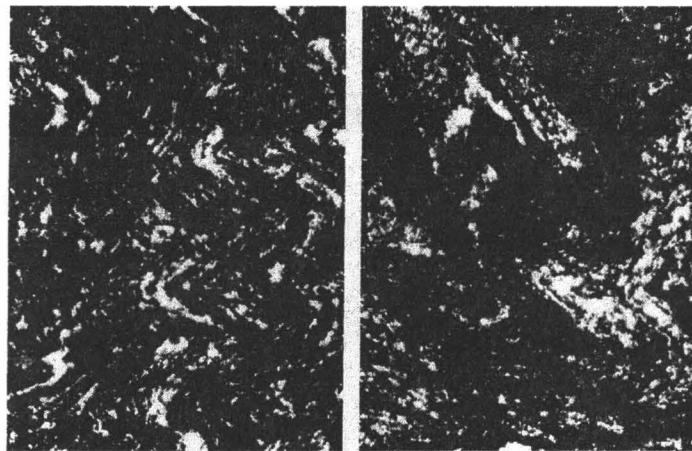


Рис. 1. Микроплойчатая текстура углеродистого сланца.
Проходящий свет, параллельные николи. Размер по вертикали 1 мм

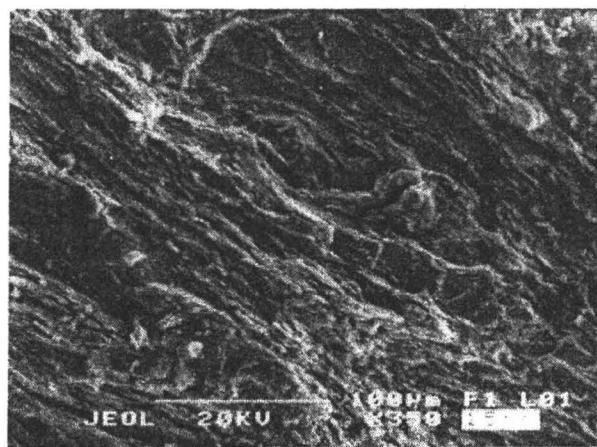


Рис. 2. Свежий скол углеродистого сланца

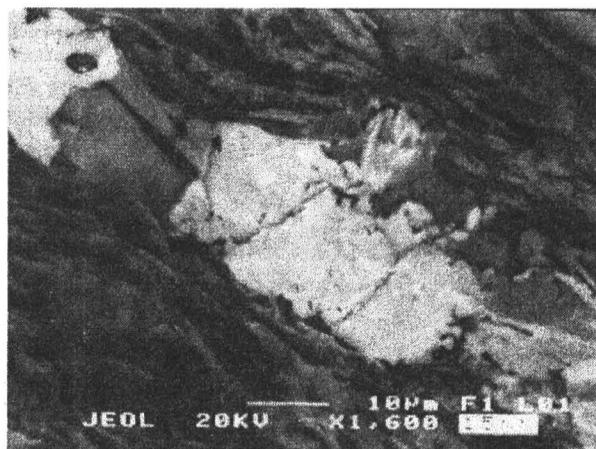


Рис. 3. Рутил (серое) с включениями высокоотражающей фазы



Рис. 4. Монацит (светлое) и гематит (темное)

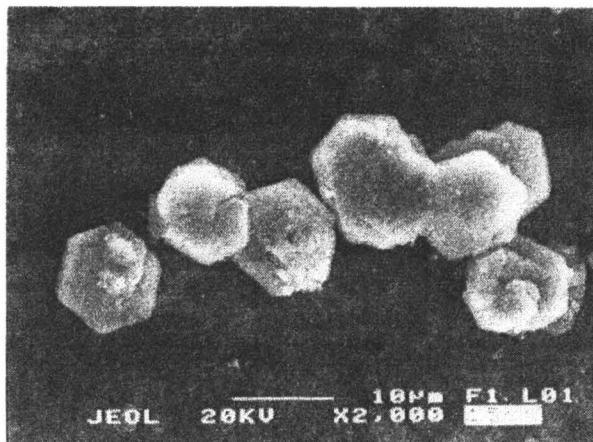


Рис. 5. Ярозит на плоскостях рассланцевания

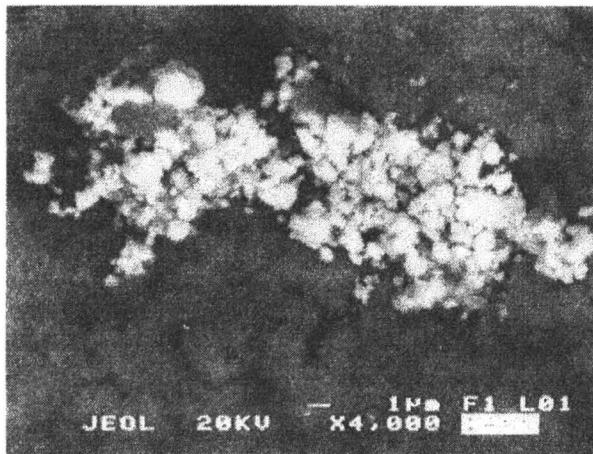


Рис. 6. Bi-Nb оксид (светлое) с силикатами и гематитом (темное)

Таблица 1

*Химический состав двух зерен
высоко отражающей фазы, мас. %*

Элементы	Зерно 1	Зерно 2
Si	1.58	1.18
S	26.22	26.82
Ti	16.06	14.41
V	0.43	0.42
Fe	40.89	41.99
Ni	1.59	1.03
Σ	86.77	85.85

Таблица 2

*Химический состав
монацита, мас. %*

Оксиды	Зерно 1	Зерно 2
SiO ₂	3.76	3.11
P ₂ O ₅	28.33	18.90
CaO	0.22	0.28
Fe ₂ O ₃	0.31	10.00
La ₂ O ₃	18.95	18.05
Ce ₂ O ₃	28.60	25.43
Pr ₂ O ₃	3.80	3.45
Nd ₂ O ₃	11.33	12.27
Σ	95.30	91.49

Примечание: в анализе зерна 2 явно лишнее Fe, захваченное из вмещающего гематита

Таблица 3

*Химический состав
ярозита, мас. %*

Оксиды	Зерно 1	Зерно 2
SiO ₂	1.79	2.36
P ₂ O ₅	2.16	1.52
SO ₃	33.18	31.39
K ₂ O	8.11	7.37
TiO ₂	0.54	0.74
Fe ₂ O ₃	44.21	43.23
Σ	89.99	86.61

Таблица 4

*Химический состав неизвестного
Bi-Nb оксида, мас. %*

Оксиды	Зерно 1	Зерно 2
Fe ₂ O ₃	5.57	1.40
Nb ₂ O ₅	10.81	5.97
Bi ₂ O ₃	79.15	94.54
Σ	95.53	101.91

*Примечание: предположительно Fe
заимствовано из гематита.*

Авторы благодарят В.В. Балаганского и О.А. Беляева (ГИ КНЦ РАН) за предоставление образцов углеродистых сланцев. Работы поддержаны Российским фондом содействия отечественной науке.

Библиографический список

- Keil K., Brett R. Heideite, (Fe,Cr)_{1-x}(Ti,Fe)₂S₄, a new mineral in the Bustee enstatite achondrite // Amer. Miner. 1974. Vol. 59. P. 465-470.

**Ю.Л. Войтеховский, Д.Г. Степенщиков,
А.Д. Фофанов*, Л.А. Алешина****

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты

* Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск

** Петрозаводский госуниверситет, г. Петрозаводск

ФУЛЛЕРЕНОПОДОБНЫЕ СТРУКТУРЫ В УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦАХ ПЕЧЕНГИ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Минералогическое описание образцов дано в другой статье авторов (наст. издание). Поиск фуллеренов в углеродистом сланце выполнялся рентгенографическим методом, вначале – в полированном образце, затем – в порошке. Методика получения углеродистого порошка включала дробление породы до -0.1 мм, отмучивание, сушку, последующее разделение в тяжелых жидкостях (смеси бромоформа со спиртом и ксилолом) и электромагнитную сепарацию (СИМ-1) для отделения тончайших сростков углеродистого вещества с рудными минералами.

Образцы рентгенографировались на отражение дифрактометром ДРОН-2.0 в автоматическом режиме. Стабильность установки контролировалась измерением интенсивности рассеяния эталоном. Использовалось монохроматизированное Си-К α излучение. Монохроматор из пиролитического графита устанавливался в отраженных лучах. Для уменьшения их рассеяния воздухом устанавливался коллиматор с параллельными щелями. Щель перед счетчиком составляла 0.25 или 0.5 мм. Шаг регистрации интенсивности рассеяния составлял для монолитных образцов 0.1°, для порошков – 0.2° в области 2θ от 3 до 140°. Поправки в распределения интенсивностей рассеяния и перевод в электронные единицы выполнялись по стандартным методикам [1-3]. Расчеты проводились с использованием пакета прикладных программ "X-ray" ПетрГУ, реализованного для IBM PC/AT на языке СИ.

Рассчитаны рентгенограммы смесей графита и фуллеритов C₆₀ и C₇₀. При концентрациях 1 % фуллерита и 99 % графита высота линии (111) – самого интенсивного отражения фуллерита C₆₀ – в три раза превышает уровень фона. Для фуллерита C₇₀ при тех же условиях линия (110) на 20 % выше уровня фона. В смеси с графитом фуллерит C₇₀ должен надежно обнаруживаться в количестве 1 %, а C₆₀ – втрое меньших количествах. Столь высокая чувствительность метода вызвана тем, что на рентгенограммах фуллеритов отражения находятся в

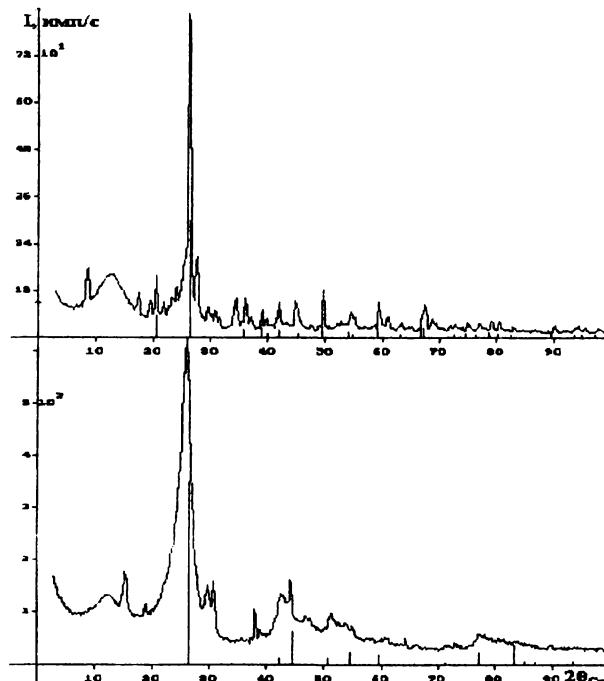


Рис. 3. Рентгенограммы порошка б3741 до (вверху, в сопоставлении со штрихдиаграммой α -кварца) и после травления в HF (внизу, в сопоставлении со штрихдиаграммой гексагонального графита)

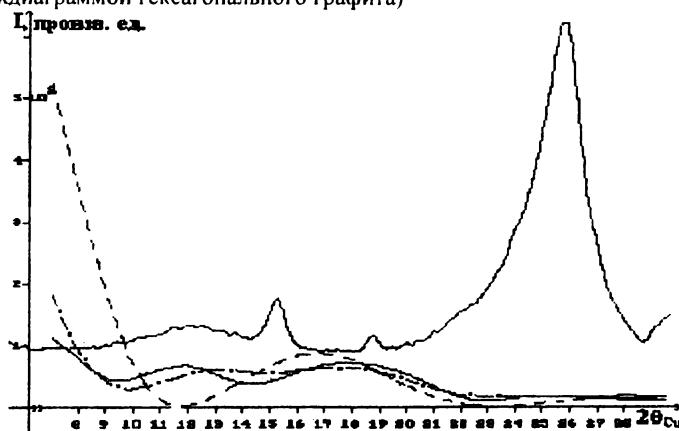


Рис. 4. Фрагмент рентгенограммы порошка после травления в HF (ломаная) в сравнении с расчетными для кластеров углерода на рис. 5: штрих – кластер (а), штрихпунктир – (б), сплошная линия – (в)

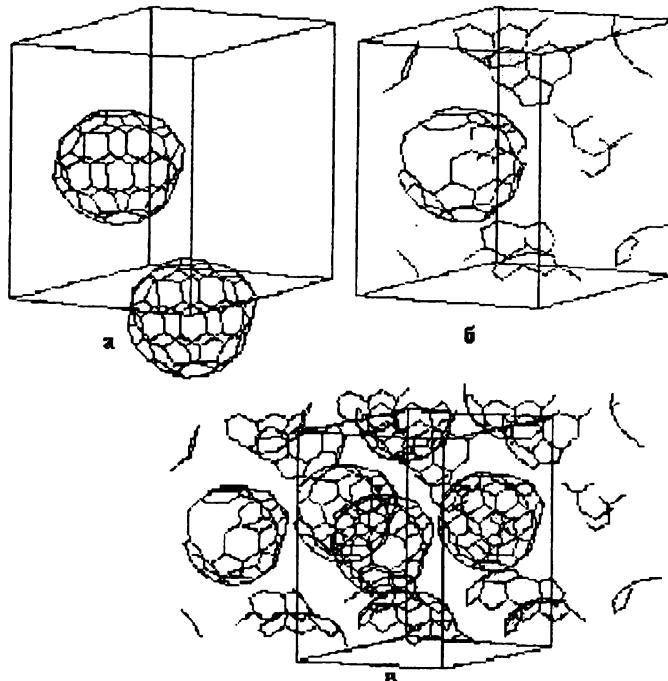


Рис. 5. Кластеры на основе элементарной ячейки фуллерита C_{70} с ГПУ: (а) 1 элементарная ячейка (140 атомов), (б) та же ячейка с координатами атомов, приведенными к интервалу (0, 1), (в) кластер из 560 атомов углерод – 4 элементарные ячейки, транслированные вдоль осей а и б

(пакеты графитоподобных сеток, фуллереноподобные конфигурации и т.д.) необходимы исследования образцов без минеральных включений. Необходим также анализ влияния на атомную структуру углеродной составляющей подготовительных процессов: дробления, травления в HF.

Авторы благодарят В.В. Балаганского и О.А. Беляева за предоставление образцов углеродистых сланцев, а также Л.И. Коваль (ГИ КНЦ РАН) за сепарацию углеродистого вещества. Работы поддержаны Российским фондом содействия отечественной науке.

Библиографический список

1. *Mozzi R. L., Warren B. E.* The Structure of Vitreous SiO_2 // *J. Appl. Cryst.* 1969. Vol. 2. N 1. P 164-170.
2. *Mozzi R. L., Warren B. E.* The Structure of Vitreous Boron Oxide // *I bid.* 1970. Vol. 3. N 2. P. 251-258.
3. *Warren B. E.* X-ray diffraction. New-York: Mass., 1969. 563 p.

А.И. Грабежев, В.И. Сотников*, В.В. Мурzin

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

* Объединенный институт ГГиМ СО РАН, г. Новосибирск

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КАРБОНАТОВ СКАРНОВО-МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Карбонат относится к числу наиболее характерных минералов ретроградного этапа минералообразования на скарново-медно-порфировых месторождениях. Широкое распространение углекислотных метасоматитов и карбонатных жил в пределах рудных полей, характеризующихся присутствием мраморов и сформировавшихся по ним скарнов, позволяет предполагать, что углекислота в значительной степени может иметь местную природу, нежели быть связана с ювелирным источником. Для решения этого вопроса нами изучен изотопный состав углерода и кислорода карбонатов из двух скарново-медно-порфировых месторождений Урала – крупного Гумешевского и меньшего по масштабам Тарутинского, охарактеризованных в [1-4]. На этих месторождениях карбонат наблюдается в серицитизированных гранитоидах, серицит-кварцевых метасоматитах, измененных скарнах и в наиболее поздних безрудных карбонатных и кварц-карбонатных жилах. Кроме того, на Гумешевском месторождении исключительно широким распространением пользуются апоэзоскарновые эпидот-актинолит-магнетит-кальцитовые метасоматиты и апомраморные силикатсодержащие (хлорит, тальк) магнетит-кальцит-анкеритовые метасоматиты. Обычно эти метасоматиты сильно сульфидизированы и представляют основные магнетит-сульфидные рудные тела месторождения.

На диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ анализы карбонатов из скарново-медно-порфировых месторождений образуют достаточно обособленную группу вблизи поля морских известняков (рис. 1). Карбонаты Гумешевского и Тарутинского месторождений содержат, в большинстве случаев, относительно тяжелый углерод – $\delta^{13}\text{C} = -3,4 \dots +1,0 \text{ ‰}$, хотя отдельные анализы немного выпадают из этого интервала. По величине $\delta^{18}\text{O}$ поле карбонатов отвечает $+11,5 \dots +17,4 \text{ ‰}$, частично совпадая с анализами карбонатов из других месторождений. В кальцитах Тарутинского месторождения обычно наблюдается более легкий состав кислорода, чем в карбонатах Гумешевского месторождения. В целом отчетливо видно, что по изотопному составу углерод и кислород кар-

бонатов Гумешевского месторождения варьируют почти от мрамора в сторону магматического кальцита. Это может свидетельствовать о существенной роли мраморов как источника углерода и кислорода при эволюции гидротермального процесса.

Рассмотрим более детально изотопный состав кислорода и углерода карбонатов Гумешевского месторождения. Вмещающий мрамор характеризуется наиболее высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (+2,3 ‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (+22,4 ‰), характерными для морских известняков других регионов (рис. 1, 2). Перекристаллизация этого мрамора в контакте с наиболее поздними зонами сульфидизации обычно сопровождается минимальным облегчением изотопного состава кислорода и углерода (поле I, рис.2), хотя в отдельных случаях происходит сильное понижение только величины $\delta^{18}\text{O}$ (анализ Ia, рис.2). Следовательно, в целом наблюдается либо минимальное участие ювенильной компоненты вследствие низкой величины отношения вода/порода во взаимодействии рудообразующего флюида с мрамором, либо низкая концентрация ювенильных углерода и кислорода во флюиде. Зафиксированное нами сильное уменьшение магнезитового минала в кальците по мере движения от мрамора к его контакту с зоной интенсивной сульфидизации позволяет предполагать достаточно интенсивное взаимодействие флюида с мрамором (отношение вода/порода значительно по величине). Следовательно, наиболее вероятен вариант, что сульфидизирующий флюид был весьма обеднен ювенильным углеродом и кислородом (поле I, рис.2). Однако отдельные порции флюида были сильно обогащены ювенильным кислородом (анализ Ia, рис.2).

Для наиболее раннего этапа ретроградного процесса – замещения андрадитового экзоскарна магнетит-кварц-актинолит-кальцитовой ассоциацией (или только кварц-кальцитовой ассоциацией) – свойственно умеренное понижение $\delta^{18}\text{O}$ (до +17...+20 ‰) и $\delta^{13}\text{C}$ (до +0,5...-1 ‰). Более глубокое преобразование андрадитового экзоскарна в актинолит-магнетит-кварц-кальцитовые метасоматиты (поле III, рис.2), сопровождается понижением величины $\delta^{18}\text{O}$ (до +14...+15,5 ‰) при сохранении достаточно высоких значений $\delta^{13}\text{C}$ (-0,5...-1,5 ‰), что свидетельствует о значительном возрастании роли ювенильного кислорода и сохранении роли тяжелого углерода мрамора (местный источник) во флюиде. В эту же группу попадают агромраморные кальцит-магнетит-тремолитовые и магнетит-тальк-кальцит-анкеритовые метасоматиты. В карбонат-кварцевых и карбонатных безрудных жилах из рудоносных гранитоидов и метаморфического комплекса (поле IV,

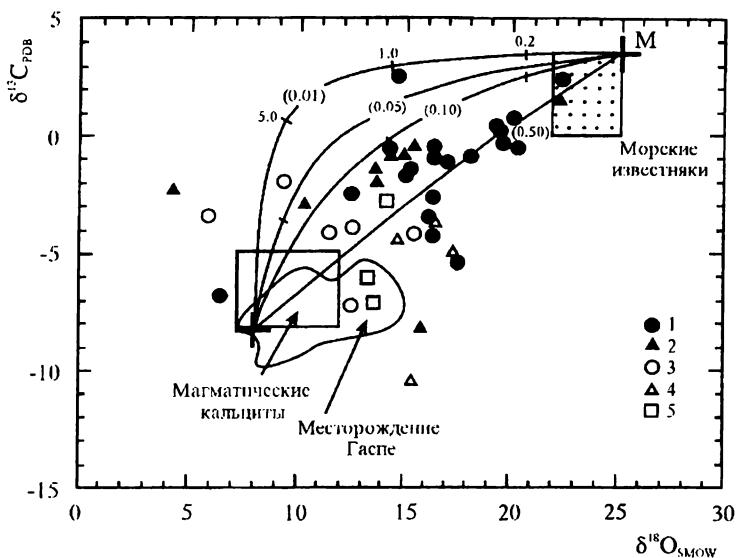


Рис.1. Изотопный состав углерода и кислорода карбоната из медно-порфировых месторождений Урала. Месторождения: 1 – Гумешевское, 2 – Тарутинское, 3 – Михеевское, 4 – Вознесенское, 5 – Медногорское. Сплошные линии отвечают изменению состава карбоната, смоделированному с учетом воздействия магматической воды с известняком при 400°C [5]. Цифры на линиях отвечают значениям w/v взаимодействия и мольной доли углекислоты (в скобках)

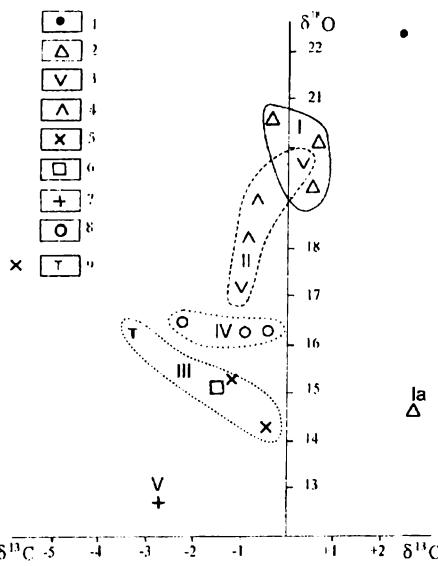


Рис. 2. Изотопный состав карбоната из Гумешевского месторождения: 1 – мрамор; 2 – кварц-пирит-анкерит-кальцитовые метасоматиты по мраморам (анализ внизу справа – перекристаллизованный мрамор около сульфидного тела); 3 – слабо разложенные (кварц-магнетит-актинолит-кальцитовая ассоциация) скарны; 4 – слабо карбонатизированные эпизодиты аподиоритовые; 5 – апоскарновые кварц-актинолит-магнетит-кальцитовые метасоматиты сульфидизированные; 6 – магнезиальный тальк-кальцит-анкеритовый метасоматит сульфидизированный; 7 – албит-кальцитовая жила; 8 – анкерит-кальцитовые жилы в кварцевых диоритах и метаморфитах; 9 – термолитовый метасоматит карбонатизированный

рис.2) сохраняется обычное для гидротермального карбоната повышенное содержание тяжелого углерода (-0,5...-2,5 ‰) при заметно облегченном кислороде $\delta^{18}\text{O}$ (+16,0 ...+16,5 ‰). Это указывает на заметную составляющую ювенильного кислорода и преобладающую роль местного (мраморного) источника углерода. Роль ювенильного кислорода во флюиде значительно усиливается при образовании альбит-кальцитовой безрудной жилы (анализ Y, рис.2). В целом по изотопному составу карбонатов метасоматитов видно, что мрамор играет значительную роль как источник углерода и частично кислорода во флюиде.

Изотопный состав карбоната из прожилков в скарнах и гранитоидах Тарутинского месторождения составляет (5 ан.): $\delta^{18}\text{O}=+10,38\ldots+14,99$ ‰, $\delta^{13}\text{C} = -0,49\ldots-3,00$ ‰ (см. рис.1). Рассчитанные значения $\delta^{18}\text{O}$ флюида для температур гомогенизации флюидных включений в карбонате (170-283°C) отвечают +0,26...+7,71 ‰, т.е. на прожилковом этапе минералообразования во флюиде фиксируется существенная роль метеорной воды.

На многих медно- и магнетит-скарновых месторождениях величины $\delta^{18}\text{O}=+9\ldots+15$ ‰ и $\delta^{13}\text{C} = -1\ldots-4$ ‰ карбоната значительно более приближены к изотопному составу "магматического" карбоната, чем на уральских месторождениях [5]. Карбонаты ряда месторождений, в том числе известного месторождения Гаспе, характеризуются близко-ювенильным составом компонентов ($\delta^{13}\text{C} = -6\ldots-10$ ‰, $\delta^{18}\text{O}=+5\ldots+14$ ‰).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 03-05-64206).

Библиографический список

1. Грабежев А.И. Скарны Гумешевского скарново-медно-порфирового месторождения // Петрология. 2004. № 2. С. 176-190.
2. Грабежев А.И., Белгородский Е.А., Сотников В.И., Гмыра В.Г. Скарны Тарутинского скарново-медно-порфирового месторождения (Южный Урал) // Там же. 2002. № 1. С. 46-59.
3. Грабежев А.И., Мурзин В.В., Молошаг В.И. и др. Тальк-сульфидно-карбонатные метасоматиты Гумешевского месторождения // Ежегодник-2003 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2004. С. 319-324.
4. Грабежев А.И., Сотников В.И., Боровиков А.А., Азовская О.Б. Генетическая типизация Гумешевского медно-скарнового месторождения (Средний Урал) // Докл. РАН. 2001. Т. 380, №.2. С. 242-244.
5. Bowman J. R. Stable-isotope systematics of scarns // Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Vol. 26. Quebec City, Quebec. 1998. P. 99-145.

Г.А. Мизенс, Н.С. Клещенок*

Институт геологии и геохимии УрО РАН. г. Екатеринбург

* Уральский горно-геологический университет. г. Екатеринбург

АУТИГЕННЫЕ ЦЕОЛИТЫ И АЛЬБИТ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБЛОМОЧНЫХ ТОЛЩАХ ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА

В составе средне- и верхнепалеозойских отложений южных районов Урала широко развиты обломочные породы, представленные преимущественно псаммитами. Чаще это разнообразные граувакки, распространены тифроиды, встречаются калькарениты. Среди обломочного материала граувакк главную роль играют компоненты вулканических пород (в том числе кварц и полевые шпаты), осадочных (кремни, аргиллиты, кварцевые песчаники, известняки) и метаморфических пород, серпентинитов. Обломки пород и минералы силикатного состава в том или ином количестве присутствуют и в калькаренитах. Цементом чаще всего служат агрегаты глинистых минералов и/или кальцит, реже кремнистое вещество. Генетически это гравитационные образования – турбидиты и дебриты, встречающиеся в разных структурах (в Предуральском прогибе, Зилаирском синклиниории и Магнитогорской мегазоне) и на всех стратиграфических уровнях.

Упомянутые породы содержат богатый комплекс аутигенных минералов, характерный для отложений, прошедших стадию глубокого катагенеза. Среди них обращают на себя внимание находки цеолитов (анальцима и ломонитита) и альбита – алюмосиликатов, близких по составу и структуре, но формировавшихся в несколько различных условиях. Идеальная формула альбита: $\text{Na}(\text{Ca})\text{AlSi}_3\text{O}_8$, анальцима: $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\times 2\text{H}_2\text{O}$, ломонитита: $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\times 4\text{H}_2\text{O}$.

Новообразованный альбит в верхнепалеозойских песчаниках встречается иногда в виде мелких единичных кристаллов, располагающихся внутри обломочных зерен известняков, вне прямой связи с кластогенными полевыми шпатами. Наиболее интересными в этом отношении являются породы нижнекаменноугольной иткуловской свиты на правобережье р. Большая Сюрень (западный склон Южного Урала). Свита здесь сложена калькаренитами с переменной, но существенной (от нескольких до 40-50%) примесью обломков силикатного состава (кварца, полевых шпатов, фрагментов вулканических пород, кремней). Очень многие зерна известняков в этих породах пронизаны беспорядочно ориентированными идиоморфными кристаллами альби-

та длиной от 0,02-0,03 до 0,15 мм. В некоторых случаях их так много, что зерно известняка становится похожим на вулканическую породу с микролитовой структурой. Кристаллы альбита имеют двойниковое строение, но, как правило, это простые двойники срастания (образованные по альбитовому закону) и прорастания (по карлсбадскому закону). В некоторых кристаллах наблюдается структура песочных часов. Состав минерала по данным микрозондового анализа, выполненного Е.С. Шагаловым (по 6 зернам) в институте геологии и геохимии УрО РАН, следующий: $\text{SiO}_2=68,90-69,10$; $\text{Al}_2\text{O}_3=19,47-19,60$; $\text{FeO}=0,00$; $\text{CaO}=0,09-0,24$; $\text{Na}_2\text{O}=11,06-11,14$; $\text{K}_2\text{O}=0,00-0,07$; Содержание указанных окислов соответствует нормативному альбиту. Рассчитанные формулы $\text{Na}_{0,94}[\text{Al}_{1,00}\text{Si}_{3,01}\text{O}_8]$ и $(\text{Na}_{0,94}\text{Ca}_{0,01})_{0,95}[\text{Al}_{1,00}\text{Si}_{3,01}\text{O}_8]$.

Анальцим давно известен на западном склоне Урала и в Предуралье. Уже стало классическим его местонахождение в верхнепермских песчаниках [1,2]. Нами он был описан в составе граувакк среднего-верхнего карбона и нижней перми [8,9]. Это хорошо образованные кристаллы тетрагон-триоктаздрического габитуса, растущие на стенках пор, и сплошные массы, заполняющие пустоты и поры. В каменноугольных и нижнепермских песчаниках кристаллы анальцима чаще всего выглядят как правильные восьмиугольники размером от 0,02 до 0,2 мм, редко до 1 мм. Этот минерал здесь почти всегда связан с зернами известняков, в том числе иногда встречается в калькаренах. Он нарастает на зерна известняков или находится в непосредственной близости от этих зерен, встречается в полостях карбонатных раковин. Кроме того, в окружении пор, содержащих анальцим, всегда есть кварц, реже кремень, зерна вулканических пород и плагиоклазов, нередко имеет место срастание анальцима и кварца. Цеолит интенсивно замещается кальцитом. Почти все кристаллы в той или иной степени изменены. Многие замещены полностью, но, несмотря на это, их контуры в шлифах хорошо видны. Химический анализ описываемого минерала дал следующие результаты (вес.%): $\text{SiO}_2=64,83$; $\text{TiO}_2=0,16$; $\text{Al}_2\text{O}_3=13,84$; $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}=1,19$; $\text{CaO}=0,28$; $\text{MgO}=1,09$; $\text{MnO}=0,03$; $\text{Na}_2\text{O}=7,19$; $\text{K}_2\text{O}=0,64$; $\text{CO}_2=2,06$; $\text{H}_2\text{O}=8,95$. Рассчитанная формула $(\text{Na}_{0,51}\text{K}_{0,03})_{0,54}[\text{Al}_{0,58}\text{Fe}_{0,03}\text{Si}_{2,36}\text{O}_6]x6\text{H}_2\text{O}$. Полученные цифры несколько отличаются от нормативного состава анальцима, что, вероятно, связано с загрязнением пробы кварцем, с которым анальцим часто встречается в сростках. Рентгеновская дифрактограмма, полученная в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик Г.В. Пальгуева), соответствует эталонному анальциму.

Ломонит встречается на восточном склоне Урала (Магнитогорская мегазона) среди отложений зилаирской серии. Это разрезы вдоль правого берега Ириклинского водохранилища, а также по речкам Ху-

долаз, Малая и Большая Уртазымка. Цеолиты здесь приурочены к карбонатным породам – калькаренитам и известняковым конкрециям. Отдельные кристаллы ломонитта имеют форму прямоугольных белых (под микроскопом водяно-прозрачных) табличек с шелковистым и перламутровым блеском размером до 4-5 мм по длинной оси, внешне напоминающих листы полевых шпатов. Как правило, наибольшие скопления этого минерала (нередко в виде сплошных масс) приурочены к пограничным зонам пластов и конкреций карбонатов, в центральной части встречаются только рассеянные кристаллы, больших скоплений нет. Внутри этих кристаллов нередко видны реликтовые включения известняков (в том числе органических остатков – раковин форамиинифер и остракод, спикул губок), обломков вулканических пород, кварца, плагиоклазов, биотита, агрегатов хлорита и др. В калькаренах, содержащих существенную примесь силикатных зерен, кристаллы цеолитов играют местами роль вторичного пойкилитового цемента, замещая при этом зерна карбонатов. В известняковых же конкрециях, где наблюдаются наиболее хорошо оформленные идиоморфные кристаллы, они замещают микритовый и микспаритовый известняк. В некоторых случаях в таких кристаллах сохранились тени раковин, замещенных цеолитом. Последний, в свою очередь, активно замещается мозаичным кальцитом более поздней генерации. Кроме ломонитта и кальцита во вмещающих породах встречаются аутигенные хлорит, пирит, лейкоксен, кварц, пренит, всегда присутствует небольшая примесь тонкого растительного детрита, а также бурого и черного битумного вещества (в виде примазок и заполнения микротрещинок).

Описываемый минерал двусный, оптически отрицательный, моноклинной сингонии, его показатели преломления по оси Ng (определенные в иммерсионных препаратах) составляют 1,520-1,522, двупреломление (Ng-Np) 0,007-0,008, максимальный угол погасания (с Ng) 32°, спайность совершенная по двум направлениям, образующим почти прямой угол (86°). Часто встречаются сростки таблитчатых кристаллов. Рентгеновская дифрактограмма, полученная на ДРОН-3 в Институте геологии и геохимии УрО РАН Т.Я. Гуляевой, отвечает эталонному ломонитту. Идентичная дифрактограмма была получена и в рентгеновской лаборатории Горно-геологического университета Екатеринбурга. Состав цеолита по данным микрозондового анализа, выполненного Е.С. Шагаловым (по 3 зернам) в Институте геологии и геохимии УрО РАН следующий: SiO₂=53,95-55,37; Al₂O₃=25,88-26,53; CaO=9,71-11,66; Na₂O=0,01-0,06; K₂O=0,04-0,24; Полученные данные очень близки к нормативному составу ломонитта, но обращает на себя внимание крайне низкое содержание щелочей. Рассчитанная формула Ca_{0,88}(Na_{0,01}K_{0,00})_{0,01}Al_{2,20}Si_{3,91}O₁₂х4H₂O.

Описанные аутигенные минералы (анальцим, ломонит и альбит) считаются индикаторными для соответствующих зон регионального катагенеза. В классических схемах, отражающих зональность постседиментационного преобразования осадочных пород, наиболее низкотемпературное положение из рассматриваемых минералов занимает анальцим (или – в других обстановках – гейланит, клиноптилит). Далее вниз по разрезу его сменяет ломонит, а потом альбит [5,6,11,12]. Такой ряд был получен в основном на основе изучения мезозойского угленосного разреза Приверхоянского прогиба. Сходные результаты приведены в другой классической схеме, установленной еще ранее в Новой Зеландии [14]. Здесь в мощном (12 км) комплексе вулканогенных граувакк триасового возраста до глубины 6 км распространены анальцим, гейланит и клиноптилит. Вниз по разрезу анальцим замещается альбитом, а гейланит – ломонитом. Однако при этом надо иметь в виду [10], что упомянутые цеолитовые фации свойственны лишь осадочно-породным бассейнам активных окраин континентов, где много реакционноспособного вулканокластического материала.

Названные зоны в принципе могут быть очерчены и в палеозойских обломочных толщах Урала. Так, степень катагенеза отложений, выполняющих Предуральский прогиб (средний карбон-пермь), приблизительно соответствует зоне анальцима. Девонские породы Магнитогорской структуры изменены сильнее. Здесь прослеживаются зоны ломонита, пренита-пумпелиита и альбита-эпилита. Однако описанные нами случаи не совсем укладываются в эту схему, в первую очередь это относится к альбиту.

Аутигенный альбит в граувакках распространен достаточно широко. Чаще всего он развивается по обломочным плагиоклазам, постепенно замещая последние на стадии глубокого катагенеза, особенно в пределах нижней зоны этой стадии, зоны альбита-эпидота. Однако катагенез калькаренитов иткуловской свиты не достиг уровня упомянутой зоны. Терригенные плагиоклазы здесь относительно свежие, неизмененные, в то время как новообразованный альбит приурочен к обломочным зернам известняков, он не связан непосредственно с аллотигенными полевыми шпатами.

Известно [4], что альбит может кристаллизоваться в широком диапазоне температур и давления, в том числе уже на стадии диагенеза. Наличие низкотемпературного альбита в известняках и доломитах – явление довольно распространенное. Случаи находок этого минерала многократно описаны, начиная со второй половины 19 столетия (в Западной Европе) и начала 20 столетия (в России). При этом альбит, кри-

сталлизовавшийся при температурах поверхности Земли и на небольшой глубине, как правило, значительно чище натриевых полевых шпатов магматических и метаморфических пород [13], а также чище относительно высокотемпературных альбитов зоны глубокого катагенеза. Именно таким является описанный нами минерал. Содержания K_2O и CaO в нем исключительно низкие (соответственно 0,00-0,07 и 0,09-0,24 %).

Предполагается [13], что источником вещества при кристаллизации полевых шпатов в карбонатных толщах служили глинистые минералы, но какие условия обуславливали этот процесс, пока не ясно. К тому же маловероятно, что альбит, распространенный в зернах известняков в составе иткуловской свиты, кристаллизовался еще в материнской карбонатной толще. Кристаллы этого минерала находятся внутри, в глубине карбонатных обломков, нет ни одного случая, когда границы зерен известняков пересекали бы кристаллы альбита. Последний явно кристаллизовался уже после образования песчаника, на стадии литогенеза. Но какие условия приводили к этому процессу, пока не ясно.

О связи цеолитов с карбонатными породами и карбонатными обломками, по-видимому, известно еще меньше. При исследовании условий образования этих минералов в обломочных комплексах также анализируются в основном возможные источники вещества. В то же время в изученных нами отложениях наблюдается отчетливая зависимость двух видов цеолитов от наличия карбонатов.

Известно, что кристаллизации анальцима и альбита из системы $Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ способствует высокая щелочность среды [3]. По данным этих авторов, при комнатной температуре кристаллизуется анальцим, а при более высокой – альбит. Однако можно предположить, что это не всегда справедливо. При определенных условиях альбит, скорее всего, может кристаллизоваться одновременно с анальцимом или даже раньше последнего. Об этом свидетельствуют его находки в слабо измененных карбонатах. Вероятно, именно растворение известняков создает необходимую щелочность поровых вод, способствующую формированию указанных минералов. Следы растворения карбонатных зерен в окружении пор с анальцимом хорошо видны в шлифах. Кристаллизация альбита также, по-видимому, происходила в микроскопических пустотках, образующихся при растворении известняка. Возможно, для кристаллизации альбита щелочность среды должна была быть более высокой, что достигалось непосредственно внутри карбонатной породы. В качестве источника кремнезема и окислов алюминия могли служить обломочные зерна кварца, плагиоклазов, вулканических пород, носивших явные следы растворения, а также

глинистые минералы. Прямые признаки наличия свежего пирокластического материала во вмещающих породах отсутствуют.

Наиболее благоприятная обстановка для кристаллизации ломонтита, очевидно, создавалась в зоне контакта карбонатов и силикатных компонентов породы, в первую очередь глинистых. Об этом свидетельствуют сплошные массы этого цеолита на границе аргиллитов с кальцитовыми конкрециями и пластами калькаренитов. На глубине карбонатных образований количество и размеры кристаллов ломонтита постепенно уменьшаются. Таким образом, можно предположить, что на контактах карбонатных тел создавалась необходимая среда, а глинистые минералы и другие алюмосиликаты служили источником вещества. Причем обломочные зерна плагиоклазов, слюд, вулканических пород нередко сохранились внутри кристаллов ломонтита в виде включений. Интересно, что в песчаниках Западного Верхоянья «ломонит и кальцит встречаются в цементе совместно очень редко» [5, с. 73]. А.Г. Коссовская объясняет упомянутый факт тем, что тот и другой минерал образовались за счет разрушения Са-плагиоклазов. Следовательно, если кристаллизовался кальцит, то не оставалось материала для ломонтита, и наоборот. Уральские ломониты, очевидно, формировались в несколько других условиях. Здесь кальцит (известняк) является необходимым компонентом для образования этого цеолита, в породе они тесно связаны. Здесь так же, как и в случае с анальцином, отсутствуют признаки пирокластики. Это заставляет усомниться в утверждении [6,7], что наличие цеолитов в осадочных отложениях однозначно свидетельствует о присутствии пирокластического материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 02-05-64479).

Библиографический список

1. Болдырева А.М. Аутигенный анальцим верхнепермских отложений Чкаловской и Актюбинской областей // Записки ВМО. 2 сер. 1953. Ч. 82. Вып. 4. С. 291-296.
2. Бурьяннова Е.З., Kochin Г.Г., Трифонов Н.П. О распределении анальцима в верхнепермских мелестых отложениях Приуралья // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 5. С. 147-153.
3. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
4. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. М.: Мир, 1966. 482 с.
5. Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. М.:Изд-во АН СССР, 1962. 204 с.

6. Она же. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полезные ископаемые. 1975. № 2. С. 23-44.
7. Котельников Д.Д., Зинчук И.Н. Условия образования и эволюция цеолитов в осадочном чехле Земной коры // Известия вузов. Геология и разведка. 2004. № 4. С. 19-24.
8. Мизенс Г.А. Аналитик в нижнепермских терригенных отложениях западного склона Среднего Урала // Литология и условия образования докембрийских и палеозойских отложений Урала / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1981. С. 71-78.
9. Он же. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала / УрО РАН. Екатеринбург, 1997. 230 с.
10. Симанович И.М., Яласкуорт О.В. Геодинамические типы постседиментационных литогенетических процессов // Вестник МГУ. Сер.4. Геология. 2002. № 6. С. 20-31.
11. Яласкуорт О.В. Стадиальный анализ литогенеза. М.: Изд-во МГУ, 1995. 142 с.
12. Он же. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере: Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 259 с.
13. Baskin Y. A study of authigenic feldspars. J. Geol. Vol. 64. N2. 1956. P. 132-155.
14. Coombs D.S. Lower grade mineral facies in New Zealand // Internat. Geol. Congress. 21-st Sess. Rep. Part 13. Copenhagen, 1960. P. 339-351.

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

К МИНЕРАЛОГИИ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ ПРИКАМЬЯ

Введение

Медистые песчаники Приуралья протягиваются от Оренбурга до Соликамска и до середины XVIII столетия являлись главным источником добычи меди в России. По подсчетам Н. Разумовского в 1925 г., за весь период разработки было разведано не менее 7,5 тыс. медных месторождений, из них 4 тыс. – на территории нынешней Пермской области. Пермские песчаники Приуралья дали не только много меди, но и четыре новых минерала [1]: волконскоит (1830), фольбортит (1838), палыгорскит (1860) и везиньеит (1955), что свидетельствует об их уникальности.

Считается общепринятым, что медь поступала из разрушающихся колчеданных месторождений, связанных с породами спилит-

кератофировой формации Урала. Залегающие среди верхнепермских отложений руды сложены как первичными (борнит, тенорит, халькоzin), так и вторичными (куприт, ковеллин, малахит, азурит) минералами. Отмечено возрастное "скольжение" оруденения с востока на запад от нижних горизонтов (уфимского яруса) на территории Пермской области к верхним (татарский ярус) в Кировской области, что объясняется характером миграции седиментационного бассейна. Основной причиной выпадения меди называют электролитическое и биохимическое осаждение из речных вод при взаимодействии с морской и лагунной водой.

Материалом для исследования послужили образцы медистых песчаников с Усовского (близ г. Березники), Богословского (Александровский р-н) и Межевского (Рыжевского) рудников и из коллекции минералогического музея ПГУ (сборы В.К. Воскресенского, без точной привязки). Они были переданы нам учителем и руководителем кружка "Юный геолог" С.А. Самодуровым, геологами С.А. Пушкиным (ФГУПП "Пермгеолнеруд") и Т.В. Харитоновым (ПГГСП "Геокарта"). Изучение химического состава минералов проводилось в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионной приставкой Linc (оператор В.Н. Филиппов).

Материал с рудников представлен песчаниками, гравелитами и конгломератами, музейный образец – бурым железняком. Во всех штуфах наряду с малахитом и другими медистыми минералами присутствуют выделения фольбортита. В песчаниках и гравелитах содержатся обломки преимущественно кремней голубовато-серого цвета, реже аргиллита, белого и углистого кварцита, мрамора, андезитового порфириита и микрогранита.

Морфология минералов и характер их распределения в породе позволяет выделить две ассоциации: первичную и вторичную.

Первичная ассоциация

Первичные минералы на разных месторождениях были различными. Так, в образце бурого железняка с малахитовыми прожилками и фольбортитом, для которого характерно полиэдрическое строение, сохранились единичные зерна незамещенного пирита. Это дает основание связывать образование бурого железняка с окислением сульфидных руд пиритового или халькопирит-пиритового состава. Пирит имеет следующий состав: Fe – 47,37; S – 54,84 мас.%, – что отвечает почти идеальной формуле ($\text{Fe}_{0,99}\text{S}_{2,01}$). Внутри проанализированного зерна отмечены микровключения золота с незначительной (4,64-6,79 мас.%) примесью серебра.

В алевропесчаниках и песчаниках, обогащенных растительным детритом, наиболее ранней фазой являлись рассеянные тонкодисперсные (менее 0.05 мм) красные выделения куприта(?). Цепочки подобных обособлений зафиксированы вдоль волокон углефицированной древесины (рис. 1а) и в гальках кварцита, окрашенного в черный цвет органическим веществом. Возможно, к этой же ассоциации относятся встречающийся с купритом фольбортит, слагающий остроугольные выделения. Размер и неокатанная форма этих зерен, аналогичных другим псаммитовым частицам, позволяют предполагать их образование в результате замещения, вероятно, карбонатных обломков. Участки, обогащенные углистым веществом, купритом и фольбортитом (рис. 1б), пространственно "замещаются" осветленными малахитовыми, вероятно, вторичными.

Таким образом, даже недостаточно представительная коллекция образцов позволяет говорить о различных механизмах осаждения меди: сульфатредукция бактериями в зоне смешения речных вод с морскими, на растительном детrite и за счет замещения химически активных (карбонатных?) обломков. Последние два механизма, вероятно, происходили в аллювиальной обстановке.

Вторичная ассоциация

Вторичная медная минерализация связана с переотложением и преобразованием первичных минералов. Можно выделить несколько обстановок их формирования.

Минерализация литогенетических трещин, которые обычно формируются после отжима раствора из осадка на заключительных этапах диагенеза [8], характерна для редкогравийных песчаников и прослоев, обогащенных глинистым материалом. В полостях, развивающихся на поверхности и в трещинах аргиллититовых и кремневых галек, происходит отложение корочек малахита и чешуйчатых кристаллов фольбортита. Реже подобные явления наблюдаются в основной массе песчаников. В одной из полостей зафиксировано последовательное нарастание радиальных агрегатов пластинчатых кристаллов фольбортита, пленки малахита, корочки хризоколлы с мелкобугорчатой поверхностью и глобулей битумов (рис. 2). Отложение этих минералов происходит уже после частичного (диагенетического) преобразования органического вещества с образованием подвижных соединений. Медь при этом последовательно осаждается в виде различных соединений: ванадаты (кристаллы) → карбонаты → силикаты (гель), что свидетельствует о постепенном преобразовании истинного раствора в перенасыщенный коллоидный. Близкая ассоциация отмечается в

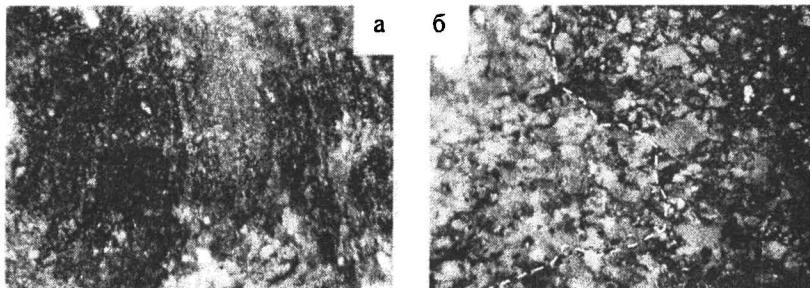


Рис. 1. Морфология первичных выделений медиистых минералов: а – цепочки изометричных выделений куприта вдоль волокон углефицированной древесины; б – развитие вторичных участков малахитизации и осветления (слева) по первичной породе, обогащенной купритом, фольборбитом и органическим веществом (косое освещение, увеличение 10 раз)

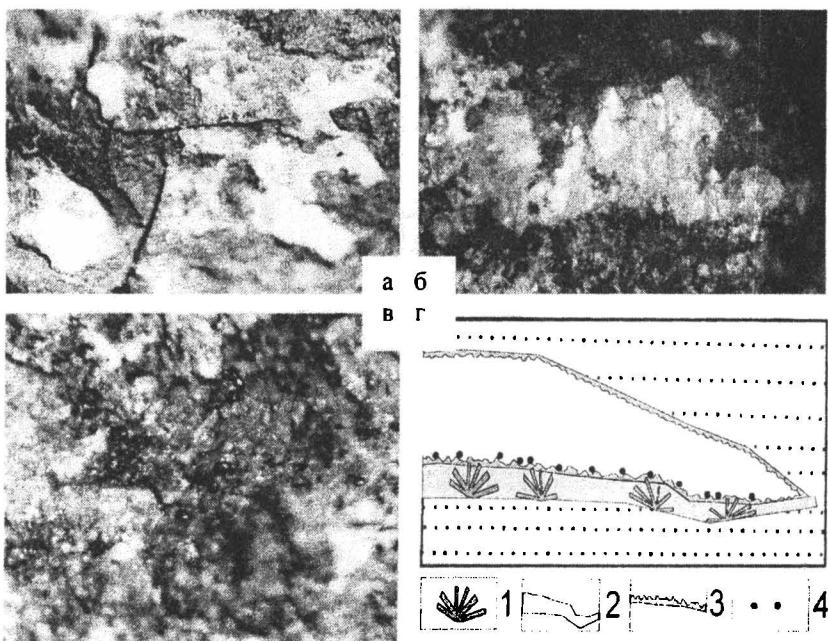


Рис. 2. Морфология минералов в литогенетических трещинах: а – пленка малахита в крупном обломке алевролита; б – пластиничатые кристаллы фольборита на поверхности гальки кварцита; в – глобулы битума на мелкобугорчатой корочке хризоколлы; г – взаимоотношение розеток фольборита (1), корочек малахита (2) и хризоколлы (3) и глобулей битума в полости медиистых песчаников

полостях и прожилках, связанных с окисленными сульфидными рудами, где фольбортит представлен сростками чешуйчатых кристаллов, на которые нарастают почковидные сферолиты малахита.

Фольбортит был открыт российским палеонтологом А.Ф. Фольбортом в 1837 г. в образце из медистых песчаников Приуралья. В последние 150 лет на территории Прикамья он практически не изучался. Полученный нами химический анализ фольбортита с Усовского рудника (табл. 1, рис. 3) близок к его теоретическому составу [5, 9, 11]. Само появление на месторождениях Прикамья фольбортита, который характерен для континентальных ураноносных красноцветов, ставит под сомнение корректность их отнесения к формации медистых песчаников.

Минерализация в гравийных прослоях формируется как в полостях, так и за счет замещения химически активных обломков. Отмечено, что цемент гравелитов и конгломератов может быть как контактовым, так и базальным. Минералогически он представлен анальцином, анальцином с кальцитом или кальцитом. Причем первый минерал кристаллизовался раньше и характеризуется тетрагонотриоктаэдрическим габитусом (рис. 4) кристаллов (до 1 мм). Кальцит, обычно крупнозернистый, чаще заполняет центральные части пор.

Анальцим характеризуется повышенным относительно стехиометрии содержанием кремния и пониженным – алюминия (табл. 2). Подобное отклонение является типоморфным. А.А. Годовиков [4] отмечает, что отношение Si/Al для анальцима из осадочных толщ составляет 2,2-2,9, тогда как для гидротермального оно меньше (1,8-2,2). Полученные нами значения варьируют в пределах 2,12-2,7, свидетельствуя об аутигенном, а не наложенном характере образования анальцима в медистых песчаниках.

По данным Е.З. Бурьяновой и др. [3], анальцим присутствует в цементе всех литологических разностей верхнепермских медистых отложений Приуралья совместно с кальцитом, реже монтмориллонитом и коренситом. Его образование связывают с гидролизным разложением терригенных полевых шпатов. Сонахождение анальцима, (натриевого) монтмориллонита и кальцита объясняют щелочным составом поровых (гидрокарбонатно-натриево-кальциевых) растворов. По данным А.Г. Коссовской [7], анальцим является типоморфным минералом зон начального эпигенеза осадочных формаций с замаскированной "камуфлированной" пирокластикой. К ним она относит и пермские красноцветы Предуральского прогиба, где на основе высокого содержания в тяжелой фракции пироксенов и амфиболов допускается

Таблица 1

Химический состав фольбортита из различных месторождений, мас. %

Элемент	1	2	3	4	5	6
CuO	50,29	44,59	48,4	34,04	54,09	51,56
V ₂ O ₅	38,32	37,71	30,6	13,62	32,33	37,62
CaO		0,31	3,9	4,29		
BaO			2,7	4,29		
SiO ₂		1,17	0,6	1,38	1,12	0,99
MgO			0,03	3,01		
Fe ₂ O ₃		1,4	0,8	1,77	0,51	0
Al ₂ O ₃				4,45		
NiO		0,9				
(K,Na) ₂ O			0,07			
P ₂ O ₅			0,3			
As ₂ O ₅			1,1			
CO ₂			2,4			
H ₂ O+	11,39	12,82	6,4	33,15	н.о.	н.о.
H ₂ O-		0,53	1,8			
Прочие		2,3	5,6	9,23		
Сумма	100	99,53	100	100	88,05	90,17

1 – искусственный Cu₃(VO₄)₂*3H₂O (Дана и др., 1954); 2 – Фергана, Тюя-Муон (Ненадкевич, 1927); 3 – ванадиевые песчаники Юта, США (Ричардсон, 1913); 4 – Воскресенский рудник (Пермская губерния). с примесью (Гентх, 1877); 5, 6 – Усовский рудник

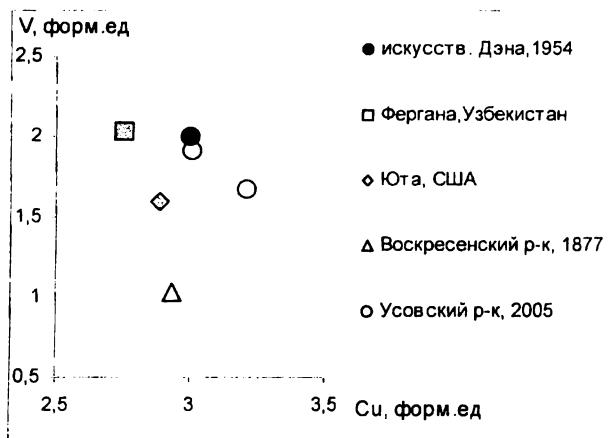


Рис. 3. Соотношение Cu-V в фольбортите различных месторождений

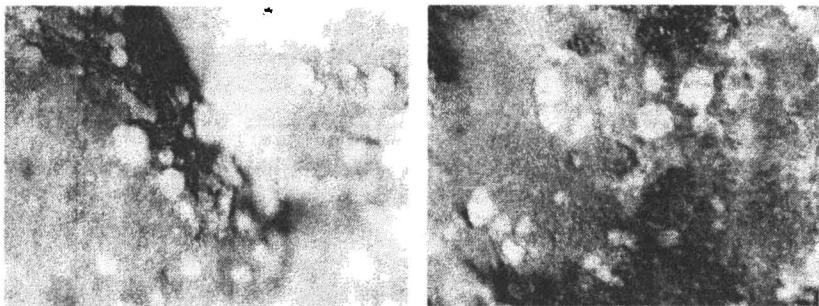


Рис. 4. Кристаллы анальцима на поверхности галек в гравелите (косое освещение, увеличение 5 раз)

Таблица 2
Состав анальцима из медистых песчаников (мас.%, форм.ед)

	Рыжевской рудник			Богословский рудник		
SiO ₂	60,47	58,86	61,47	58,46	58,25	59,44
Al ₂ O ₃	19,64	22,89	19,34	22,86	23,28	19,60
Na ₂ O	11,25	10,41	11,09	10,09	10,52	12,43
сумма	91,36	92,16	91,90	91,41	92,04	91,47
Si	2,29	2,22	2,33	2,23	2,20	2,23
Al	0,88	1,02	0,86	1,03	1,03	0,87
Na	0,83	0,76	0,81	0,74	0,77	0,90
Si/Al	2,61	2,18	2,70	2,17	2,12	2,57

формирование цеолитов за счет ранее там присутствующей легкоразлагаемой алюмосиликатной пирокластики.

Во всех изученных нами образцах с цеолитами (Богословский, Усовский и Рыжевский рудники) присутствуют своеобразные "глинистые обломки". На границе с соседними гальками их поверхность вогнута, что говорит о пластичности. Аналцим врастает в них с периферии во внутреннюю часть. "Глинистые обломки" представлены высококремнистым хлоритом (табл. 3, рис. 5) с железистостью 0,30-0,56, который по составу отвечает диабантиту. Повышенное содержание в хлорите кремнезема (два анализа перенасыщены SiO₂), а также присутствие калия может говорить о его принадлежности к коренситу (упорядоченное переслаивание хлорита и вермикулита или смектита), однако это нуждается в рентгеноструктурном подтверждении.

Таблица 3

Состав основной хлоритовой массы и включений полевого шпата в "глинистых" обломках, мас.%

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	33,54	46,64	46,87	41,79	42,26	43,16	43,90	65,95	69,81	69,10	70,91
TiO ₂	0,00	0,00	1,40	15,08	0,00	1,05	0,43	0	0	0	
Al ₂ O ₃	19,99	18,65	25,75	13,37	19,25	18,15	20,03	20,30	16,90	18,19	16,91
FeO	31,54	14,75	12,04	7,80	20,32	20,62	15,90	0	0,98	0	1,44
MgO	13,89	19,52	8,72	7,25	15,59	14,50	18,67	0	0	0	0,88
MnO	0,64	0,00	0,00	0,00	0,88	0,56	0,00	0	0	0	0
CaO	0,40	0,44	1,53	14,02	0,70	1,61	1,07	4,11	0,42	0,60	0,52
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	9,64	11,89	12,11	0
K ₂ O	0,00	0,00	3,68	0,70	1,00	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	9,34
f	0,56	0,30	0,44	0,38	0,42	0,44	0,32				
An								19,06	1,93	2,68	

Примечание. 1-7 – хлоритовая масса; 8-10 – плагиоклазы; 11 – калиевый полевой шпат (1, 2, 8, 11 – Усовский рудник; 3-7, 9, 10 – Рыжевской). Составы хлорита приведены на безводный состав. Некоторое отклонение состава полевых шпатов от стехиометрии связано с дисперсностью их выделений.

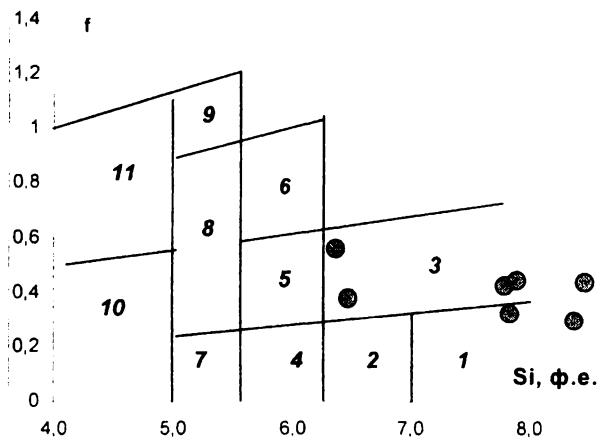


Рис. 5. Положение состава хлоритов медиистых песчаников на диаграмме М. Хея (1954). Поля хлоритов: 1 – тальк-хлорита; 2 – пеннинита; 3 – диабантита; 4 – клинохлора; 5 – пикнохлорита; 6 – брунсвигита; 7 – шериллита; 8 – рипидолита; 9 – дафнита; 10 – корундофиллита; 11 – псевдотюрингита

В хлоритовой тонкодисперсной массе (рис. 6) зафиксированы включения плагиоклаза (An_{2-19}), калиевого полевого шпата и пироксена. На отдельных участках базис существенно обогащен титаном (TiO_2 -15,08 мас.%) и кальцием (CaO -14,02), что может говорить о тонкодисперсности (меньше разрешения электронного пучка), содержащейся в хлорите минеральной фазы, вероятно, сфена. Это дает основание считать "глинистые обломки" продуктами девитрификации стекла основного состава, т.е. пирокластами. Таким образом, "глинистые обломки" и представляют собой тот самый "камуфлированный" реакционноспособный алюмосиликатный материал, разложение которого и дает необходимый для цеолитообразования алюмокремниевый гель. О правомерности этих выводов может свидетельствовать широкое развитие псевдоморфоз хризоколлы, являющейся апоколлоидным минералом, по этим глинистым обломкам (лапиллям).

Задокументировано несколько различных вариантов замещения.

В частичных псевдоморфозах сохраняются реликты исходного субстрата, а сам силикат меди характеризуется ритмичной зональностью, центрами которой выступают недозамещенные обломки (рис. 7). Хризоколла характеризуется преимущественно голубой окраской. Под сканирующим микроскопом в пределах основной массы выделяются более светлые участки, которые различаются и по химическому составу (табл. 4). Соотношения между различными элементами (рис. 8, 9) позволяют предполагать, что основная масса представлена псевдорасствором хризоколлы ($CuSiO_3 \cdot xH_2O$) с аллофаном, отвечающем формуле $AlSi_2O_6(OH)$, а светлые участки – смесь глиноземистой хризоколлы ($Cu_3(Si,Al)_4O_{11} \cdot xH_2O$) и кредитнераита ($CuMnO_2$).

Полные псевдоморфы имеют голубовато-зеленую окраску и содержат Ba и SO_3 . Соотношение основных компонентов (рис. 10) свидетельствует о практически двукратном насыщении медью (Cu_2SiO_4 x nH_2O против $CuSiO_3 \cdot xH_2O$ в хризоколле) и присутствии двух нормативных фаз: барита (0,62-19,52 мол. %) и халькантита (2,86-42,24). В прицентральной части полных псевдоморф визуально фиксируются участки, обогащенные тонкодисперсными черными включениями. Они представлены находящимся в графическом срастании с "хризоколлой" сульфидом меди (табл. 5), который занимает промежуточное положение между ярроуитом (Cu_9S_x) и спионкопитом ($Cu_{3,9}S_{28}$), тяготея к первому (рис. 11). Он представлен игольчатыми субиндивидами длиной до 20 мкм и толщиной 1-1,5 мкм. Сульфиды в значительно меньшем количестве выявлены и в периферической части зерна, где образуют "субграфический" агрегат. От периферии к центру через пограничную зону в "хризоколле" основной массы возрастает количество

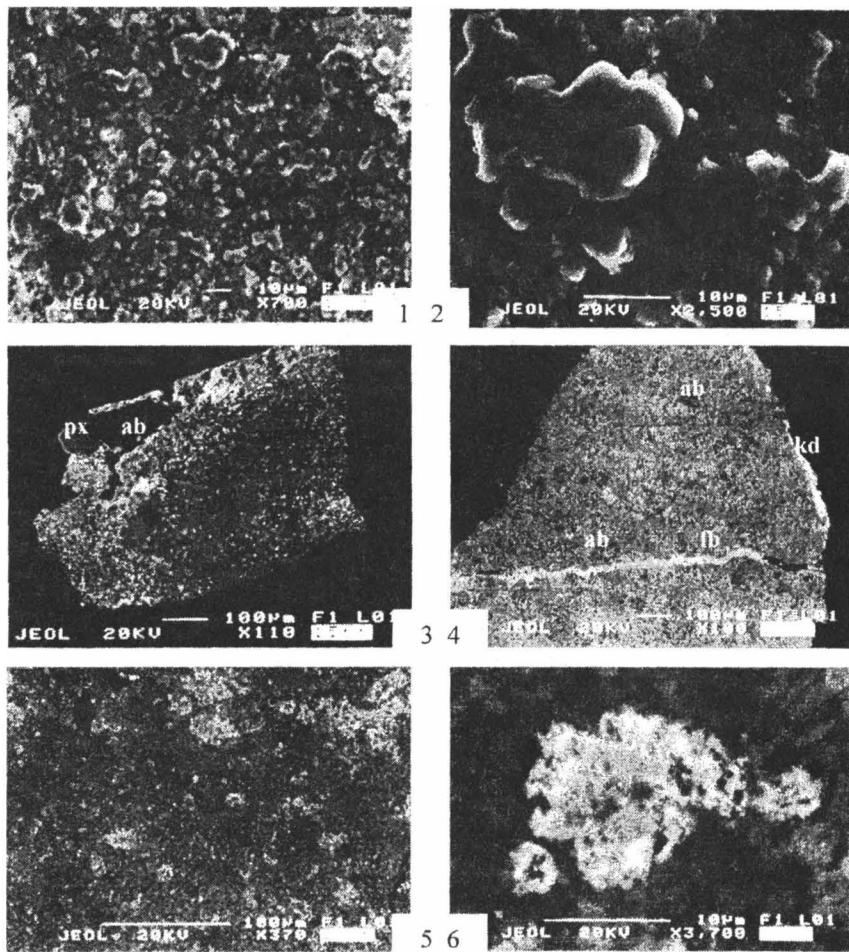


Рис. 6. Строение "глинистых" обломков: 1,2 – апостекловатый хлорит (диабантит); 3 – хризоколла с реликтами пироксена (px) и альбита (ab), и белыми выделениями оксидов Cu-Ti-V; 4 – тонкодисперсный хлоритовый агрегат с включениями альбита, прожилком фольборита (fb) и каймой креднерита (kd); 5, 6 – выделения медно-железного оксида в основной массе обломков (трахи)андезита

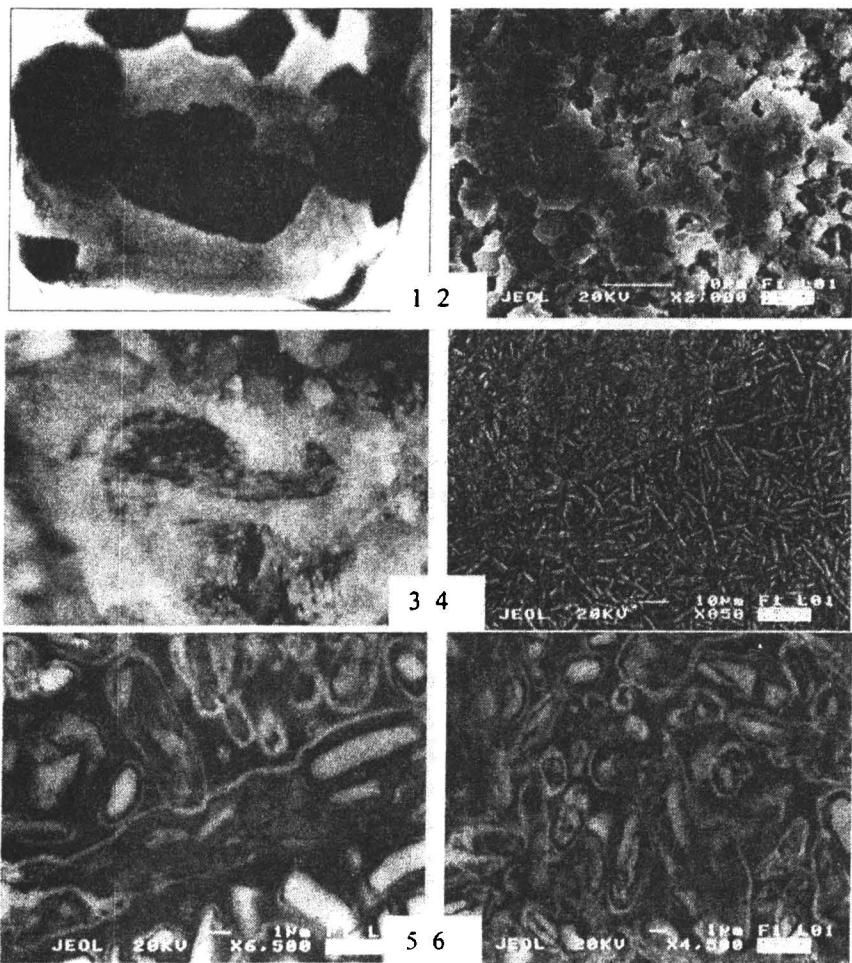


Рис. 7. Строение агрегатов хризоколлы: 1 – ритмически-зональная с ксенолитами хлоритовых агрегатов (проходящий свет. увеличение 50 раз); 2 – строение основной массы глиноземистой хризоколлы; 3 – скопление тонкодисперсных сульфидов меди в центральной части хризоколловой псевдоморфозы (косое освещение, увеличение 50); 4-6 – морфология выделений сульфида меди в зеленой и черной прицентralной части (4, 5 – контактовая часть; 6 – внешняя зеленая зона)

Таблица 4

Химический состав различных разностей "хризоколлы", мас. %

	Основная масса, псевдораствор $\text{CuSi}_3\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O} - \text{AlSi}_2\text{O}_6(\text{OH})$							
SiO_2	32,26	40,53	34,32	39,03	49,15	49,97	42,67	44,84
Al_2O_3	2,92	2,58	0,00	0,00	6,88	10,60	7,23	4,64
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	1,76	3,07	2,72	0,50
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,47	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	1,46	2,05	1,88	0,00
CaO	2,23	1,52	0,46	0,87	0,43	0,41	0,76	0,29
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,91	0,63	0,00
CuO	62,58	55,37	64,54	59,51	39,20	30,33	42,38	49,72
V_2O_5	0,00	0,00	0,68	0,59	0,79	2,67	1,25	0,00
	Марганецодержащие (CuMnO_2) участки		Барит- и хальконтитсодержащая					
			1 *		2	3		
SiO_2	27,98	21,17	20,98	20,07	15,93	18,34		
Al_2O_3	5,49	4,95	0,00	0,00	0,00	0,00		
MnO	16,37	22,43	0,00	0,00	0,00	0,00		
CaO	1,57	1,97	0,00	0,00	0,00	0,32		
BaO	0,00	0,00	14,02	12,89	0,44	4,70		
CuO	48,58	49,49	51,53	59,32	67,70	71,70		
SO_2	-	-	13,47	7,72	15,93	4,95		
BaSO_4			17,66	19,52	0,62	8,22		
CuSO_4			14,85	2,86	42,24	8,37		

Примечание. Анализы приведены на сухой остаток. Курсивом выделено нормативное содержание барита и халькантита (мас. %). Цифрами показаны зоны в псевдоморфозе с сульфидом меди: 1 – периферическая субграфическая часть; 2 – граница между зонами; 3 – центральная графическая зона.

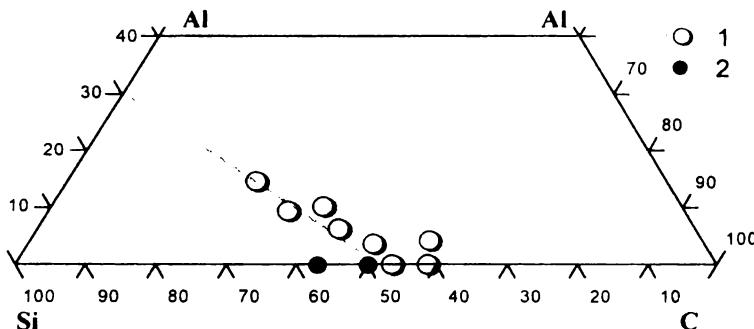


Рис. 8. Соотношение Si-Al-Cu в хризоколле, обогащенной глиноземом (1); 2 – положение теоретического состава хризоколлы ($\text{Cu}_3\text{Si}_4\text{O}_{11} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ или $\text{CuSiO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$); пунктиром показано направление образования псевдораствора хризоколлы и аллофана

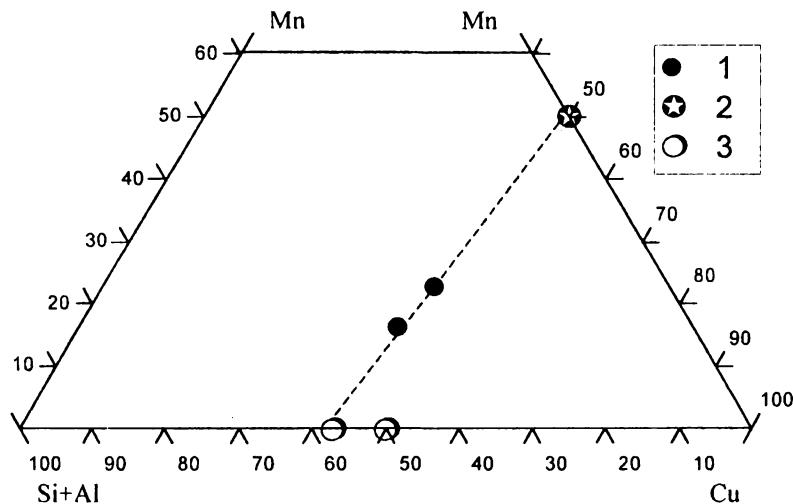


Рис. 9. Соотношение (Si+Al)-Mn-Cu в марганецсодержащей хризоколле (1); 2 - креднерит; 3 - положение теоретического состава хризоколлы ($\text{Cu}_3\text{Si}_4\text{O}_{11}\text{xH}_2\text{O}$ и $\text{CuSiO}_3\text{xH}_2\text{O}$). Пунктиром показано возможное смещение фаз $\text{Cu}_3(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{11}\text{xH}_2\text{O}$ и MnCuO_2

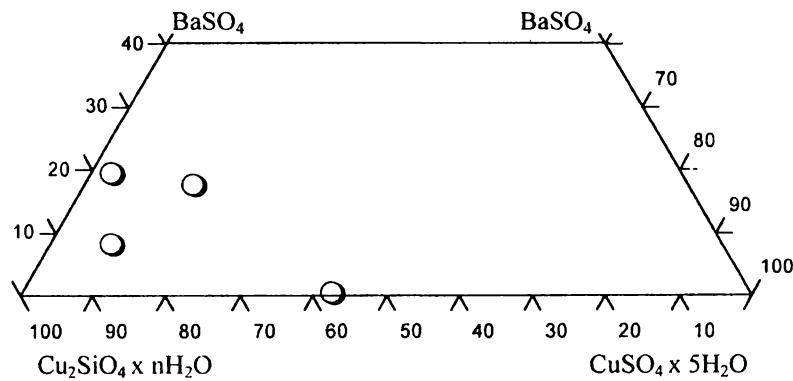


Рис. 10. Соотношение "хризоколлы", барита и халькантита в хризоколлоподобной фазе, содержащей включения сульфида меди

Таблица 5

Химический состав сульфида меди из включений в хризоколле

	Мас. %			Форм. сд. (на формулу ковеллина)		
	1	2	3	1	2	3
Cu	70,27	70,25	71,63	1,09	1,09	1,12
S	29,73	29,75	28,37	0,91	0,91	0,88
сумма	100	100	100	2,00	2,00	2,00

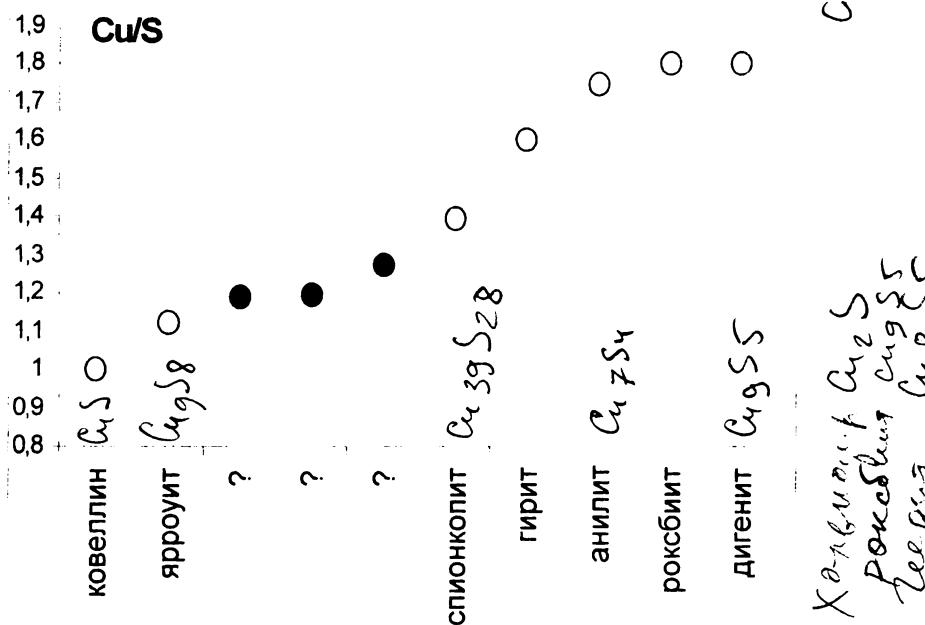


Рис. 11. Стхиометрический состав сульфида меди из включений в хризоколле

меди по отношению к кремнию ($\text{Cu}_{1,86-2,06} : \text{Si}_{1,14-0,94} \rightarrow \text{Cu}_{2,14} : \text{Si}_{0,86} \rightarrow \text{Cu}_{2,22} : \text{Si}_{0,78}$), а также изменяется содержание нормативных халькантита и барита (рис. 12). Можно предложить следующий механизм формирования наблюдаемой зональности. Гидролизующийся алюмосиликатный материал служил геохимическом барьером для меди, осаждаемой из сероводородсодержащих растворов. Вероятно, присутствие в них серы было обусловлено жизнедеятельностью бактерий, связанной с диагенетическим преобразованием органического вещества. При перенасыщении медью этот гель распался на силикатную и сульфидную фазы, или произошла его собирательная перекристаллизация. Присутствие сульфатов в краевой и пограничной частях отражает смену состава циркулирующих растворов на окислительные. При этом сульфидная медь преобразуется в сульфатную и выносится из периферической зоны. Ранее существовавшая графическая структура сменяется теневой субграфической. Сернокислая среда, установившаяся в краевой части зерен хризоколлы, служит барьером для осаждения и накопления бария (до 20 мол.%).

Таким образом, подверженные эпигенетическому изменению лапиллы замещаются не только анальцином, но и хризоколлой, вероятно, вначале глиноземистой, а затем высокомедистой.

Наряду с хризоколлой в алюмокремнистом субстрате формируются кубооктаэдрические кристаллы самородной меди (рис. 13), достигающие 2-3 мм. Они тоже подвергаются дальнейшему изменению с образованием зональных псевдоморфоз (от центра к краю: самородная медь \rightarrow черный оксид или сульфид меди \rightarrow хризоколла \rightarrow фольбортит). Вероятно, самородная медь формировалась и в центре кальцитовых гнезд, где впоследствии частично заместились купритом. Более поздние изменения приводят к формированию малахита по плоскостям спайности кальцита в ореоле выделений куприта и меди.

Кроме "глинистых обломов" в изученных образцах нами были отмечены светлые гальки афанитового строения, которые содержали тонкие рассеянные включения красного цвета. Визуально они были диагностированы как микрокварциты с наложенной купритовой вкрапленностью. Основная их масса представлена алюмосиликатным тонкодисперсным однородным материалом, состав которого наиболее близок к андезиту-трахиандезиту с калиево-натриевым типом щелочности (рис. 6, табл. 6). В качестве первичных включений зафиксированы альбит и сфеин, а в качестве наложенных -- гидроксиды железа с высоким содержанием кремнезема и оксида меди и единичное выделение хризоколлы. Это может говорить о том, что окатанные обломки

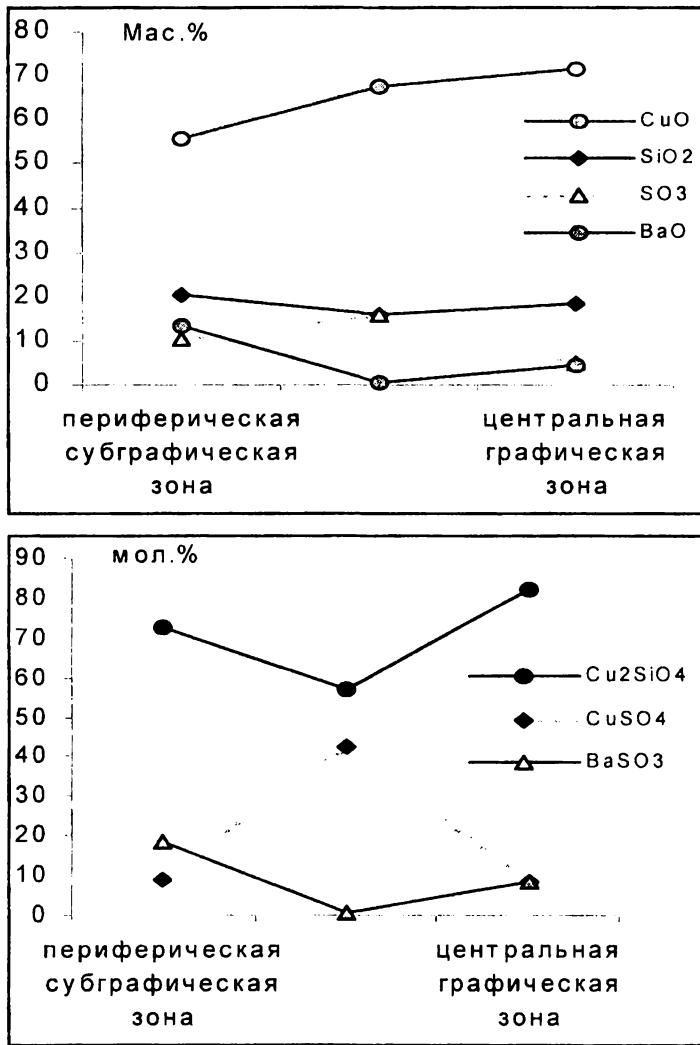


Рис. 12. Распределение оксидов и нормативных минеральных фаз в краевой, граничной и центральной частях хризоколловой псевдоморфозы

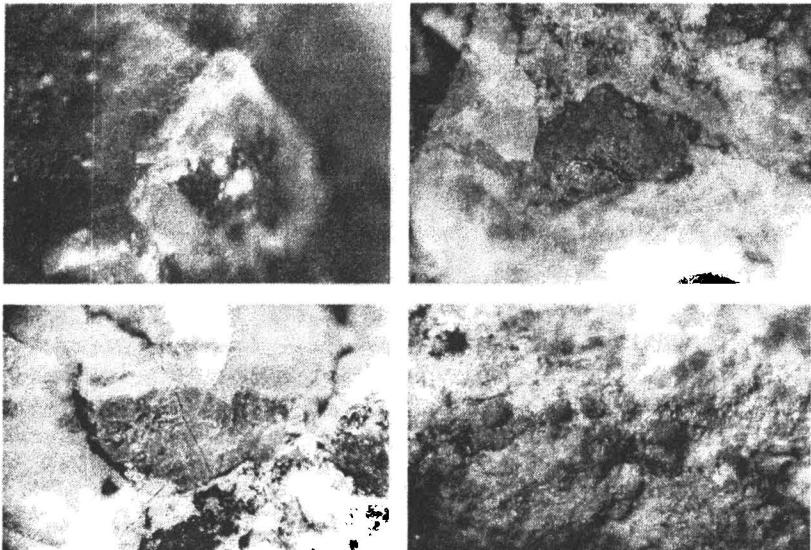


Рис. 13. Морфология выделений медистых и медисто-ванадиевых минералов: 1 – зональная псевдоморфоза по кубооктаэдрическому кристаллу меди (в центре светлая медь, далее черное – оксид или сульфид, затем хризоколла и по периферии светлая оторочка фольбортита); 2 – выделение куприта с включениями меди в центре кальцитового гнезда; 3 – пленка фольбортита и хризоколлы в трещине усыхания "глинистого обломка"; 4 – мелкочешуйчатая корочка фольбортита с почковидными сферолитами малахита

Таблица 6
Состав кварцитовидных обломков и включений в них, мас.%

	Основная масса (по площади)	Альбит	Сфен	Оксиды	
SiO ₂	58,04	60,31	69,02	37,3	10,58
TiO ₂	0,91	1,14		28	0,52
Al ₂ O ₃	15,16	16,35	18,28	5,06	1,82
FeO	13,61	9,73	1,13	2,91	61,18
MgO	3,79	4,95	0,68	0	0
CaO	2,53	1,99	0,8	27,02	0,36
Na ₂ O	3,62	3,36	8,68	0	0
K ₂ O	2,34	2,17	1,4	0	0
CuO	-	-	-	-	6,53
V ₂ O ₅				4,24	1,35
Сумма	100,00	100,00	99,99	100,29	78,29
					81,25

вулканических пород являются относительно проницаемыми для эпигенетических растворов и тоже выступают в качестве среды минералообразования, хотя не столь активной, как вулканокластика.

Заключение

Изучение данной коллекции, хотя и недостаточно представительной, позволяет говорить о том, что медистые песчаники Прикамья, послужившие в свое время эталоном данного формационного типа, представляют собой весьма сложные объекты не совсем ясного генезиса. Основные результаты можно свести к двум выводам.

1. Общепринятый механизм осаждения меди в виде сульфидов на материале трех рудников не подтвердился. Медь здесь сорбировалась органическим веществом и обломками химически активных пород (карбонатов).

2. Важную роль в перераспределении и накоплении меди имели эпигенетические процессы и взаимодействие рудоносных растворов с реакционноспособным алюмосиликатным пирокластическим материалом.

Появление этого легко разрушающегося материала в осадочных разрезах юга Приуралья А.Г. Коссовская связывает с позднепермской вулканической деятельностью. Однако в схеме магматизма Пермской области [6] такого комплекса нет. Вероятным источником пирокластики могут служить местные источники, которые описываются для Вятко-Камской межрифтовой зоны В.Г. Чайкиным и А.М. Месхи [12]. Наряду с окатанными обломками вулканитов уральского происхождения они указывают на наличие в меденоносных позднепермских песчаниках вулканического материала, который попадал в терригенные комплексы в незастывшем пластичном состоянии из местных очагов. Возникают две проблемы: какова формационная природа этого магматического источника и какое отношение (барьер или источник) имеет пирокластический материал к медному оруденению?

Таким образом, стратиформное медно-ванадиевое оруденение Прикамья имеет гораздо более сложное происхождение, чем принято считать. Вероятно, стоит согласиться с заключениями У.А. Асаналиева и др. [10], показавших, что для стратиформных месторождений не существует универсального источника руд (их всегда несколько), нет всеобщей формы миграции, единых мест локализации и механизмов формирования.

Библиографический список

1. Абдонин В.Н., Поленов Ю.А. Очерки об уральских минералах. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2002. 412 с.
2. Бетехтин А.Г. Минералогия. М.: Госгеолиздат, 1950. 956 с.
3. Бурьяннова Е.З., Kochin Г.Г., Трифонов Н.П. О распространении анальцима в верхнепермских медистых отложениях Приуралья // Литология. 1975. № 5. С. 147-153.
4. Годовиков А. А. Минералогия. М.: Недра, 1983. 647 с.
5. Джэна Дж. Д. и др. Система минералогии. М.: Изд-во ин. лит., 1954. Т. II, полутом 2-й. С. 224-228.
6. Зильберман А.М., Морозов Г.Г., Корелин Г.П. Магматические комплексы Пермской серии листов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Сб. науч. ст. / Перм. ун-т. Пермь, 2004. С. 124-146.
7. Коссовская А.Г. Генетические типы цсольитов стратифицированных формаций // Литология и полезные ископаемые. 1975. № 2. С. 23-40.
8. Махнач А.А. Стадиальный анализ литогенеза. Минск: Изд-во Белорус. ун-та, 2000. 255 с.
9. Семенов Е.И. Систематика минералов: Справочник. М.: Недра, 1991. 334 с.
10. Справочное пособие по стратиграфическим месторождениям / У.А. Асаналиев и др. М.: Недра, 1990. 391 с.
11. Флейшер М. Словарь минеральных видов. М.: Мир, 1990. 206 с.
12. Чайкин В.Г., Месхи А.М. Позднепермский вулканализм Вятско-Камской межрифтовой зоны // Вулканализм и геодинамика: Матер. II Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии / ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург, 2003. С. 130-134.

**ПРОБЛЕМЫ
ЛИТОЛОГИИ**



А.В. Маслов, М.В. Ишерская*, М.Т. Крупенин,

Н.П. Горбунова, Т.Я. Гуляева, Г.М. Ятлук

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

* Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АРГИЛЛИТОВ ВЕРХНЕГО ВЕНДА ШКАПОВСКО-ШИХАНСКОЙ ВПАДИНЫ

На востоке Восточно-Европейской платформы вендинские отложения выполняют Верхнекамскую и Шкаповско-Шиханскую впадины, разделенные Сарапульско-Яндыбаевской седловиной [1, 4, 5]. В Верхнекамской впадине известны отложения как нижнего, так и верхнего венда, тогда как в Шкаповско-Шиханской впадине присутствуют только верхневендские образования, принадлежащие каировской и шкаповской сериям. Каировская серия объединяет байкиашевскую и старопетровскую свиты, шкаповская – салиховскую и карлинскую.

Байкиашевская свита представлена светлыми зеленовато-серыми и серыми песчаниками с прослойями гравелитов и иногда глинистых алевролитов и аргиллитов. Ее максимальная мощность составляет примерно 80-85 м. Старопетровская свита сложена в основании темными зеленовато-серыми и в средней части вишнево-красными аргиллитами и глинистыми алевролитами. В верхней части свиты преобладают глинистые алевролиты с прослойями мелкозернистых песчаников. Мощность старопетровской свиты составляет более 300 м. Салиховская свита объединяет розовато- и зеленовато-серые мелко- и среднезернистые песчаники и алевролиты, среди которых присутствуют прослои красноцветных мелкозернистых алевролитов и аргиллитов. В ряде западных разрезов свиты присутствуют прослои мелкогалечниковых конгломератов. Максимальная мощность ее достигает 320 м. Карлинская свита сложена темно- и зеленовато-серыми полевошпато-кварцевыми мелкозернистыми алевролитами и пестроцветными, в том числе красно-коричневыми аргиллитами с маломощными прослойями крупнозернистых алевролитов. Мощность карлинской свиты достигает в наиболее полных разрезах 650 м. Байкиашевская свита сопоставляется с урюкской свитой ашинской серии Башкирского мегантиклиниория, старопетровская – с басинской, салиховской свите отвечает куккарауская, а карлинской – зиганская [4, 5].

По данным рентгенографических исследований (дифрактометр ДРОН-3, Си_{ka}) аргиллиты всех литостратиграфических подразделений каировской и шкаповской серий содержат примесь обломочных мелкоалевитовых зерен кварца, плагиоклаза и микроклина. В некоторых пробах из байкиашевской, салиховской и карлинской свит присутствует рутил. Глинистые минералы представлены гидрослюдой (смесь модификаций 2M₁ и 1M), а также смешанослойным минералом типа иллит-монтмориллонит, железисто-магнезиальным хлоритом и каолинитом¹. Количество гидрослюдистой и хлорит-каолинитовой фаз, судя по интенсивности рефлексов 10 и 7.1-7.15 Å, является примерно одинаковым, однако в некоторых образцах гидрослюда преобладает. В некоторых пробах по слабому рефлексу 7.5 Å можно предполагать присутствие галлуазита. Он наиболее характерен для аргиллитов карлинской свиты.

Присутствие в составе аргиллитов каолинита и смешанослойного минерала типа иллит-монтмориллонит может указывать на формирование верхневендских отложений Шкаповско-Шиханской впадины в зоне прибрежного морского мелководья, куда из кор выветривания поступал еще слабо преобразованный в морской воде каолинит.

Состав глинистых минералов позволяет предполагать, что степень преобразования отложений постседиментационными процессами была относительно невелика (начальный катагенез); общее погружение отложений верхнего венда не превышало 1-2 км.

Содержания петrogenных окислов в представительных пробах аргиллитов байкиашевской, старопетровской, салиховской и карлинской свит приведены в таблице.

Для характеристики общих особенностей состава аргиллитов верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины нами использованы классификационные диаграммы Р. Гарриелса, Ф. Маккензи [2] и М. Херрона [8], а также методические подходы, разработанные Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [6].

¹ Наличие фазы 2M₁ (мусковит) подтверждается присутствием на дифрактограммах, кроме рефлексов 10 и 4.48 Å, также триплета 2.98, 2.86 и 2.78 Å. Смешанослойный минерал типа иллит-монтмориллонит диагностируется присутствием на дифрактограммах ориентированных образцов широкого рефлекса в области 10-12 Å, а также асимметричностью рефлекса 10 Å со стороны малых углов. При отжиге до 600°C все эти рефлексы исчезают, а симметричность рефлекса 10 Å возрастает. Каолинит имеет ряд рефлексов, наиболее значимые из которых совпадают с рефлексами хлорита (7.1 и 3.56 Å) или слюды (4.44 Å). Отжиг ориентированных образцов до 600°C показал почти полное исчезновение рефлекса 14.2 Å.

Химический состав представительных проб аргиллитов верхнего яруса Шкаповско-Шиханской трападины

Образец / окисел	Карлинская свита				Салиховская свита				Старопетровская свита				Байкиашевская свита	
	ИМ-8	ИМ-17	ИМ-38	ИМ-46	ИМ-26	ИМ-21	ИМ-6	ИМ-31	ИМ-42	ИМ-22	ИМ-32			
SiO ₂	65,65	59,58	64,43	60,76	57,10	63,72	59,19	53,58	62,74	54,94	56,12			
TiO ₂	0,558	0,753	0,869	0,775	0,732	0,682	0,725	0,684	0,684	0,835	0,828			
Al ₂ O ₃	13,75	17,01	14,71	15,67	16,71	14,75	16,20	18,45	13,36	16,47	17,55			
Fe ₂ O ₃ тн	5,64	6,72	6,42	7,82	6,29	6,85	8,58	9,22	7,50	8,80	6,79			
MnO	0,105	0,117	0,082	0,115	0,109	0,125	0,074	0,283	0,071	0,078	0,060			
MgO	2,58	2,62	2,26	2,86	2,78	2,88	2,79	2,67	2,64	4,40	3,28			
CaO	0,44	0,81	0,55	0,29	2,18	0,80	1,36	1,13	0,97	0,77	1,00			
K ₂ O	3,28	5,51	3,57	3,93	4,81	3,36	2,97	4,34	2,40	4,48	5,33			
Na ₂ O	2,2	2,15	2,71	3,08	2,71	2,8	2,8	1,72	2,83	2,2	1,36			
P ₂ O ₅	0,12	0,11	0,12	0,11	1,22	0,16	0,18	0,47	0,15	0,15	0,08			
ппп	4,04	3,51	3,21	3,14	4,35	2,57	3,59	7,87	7,18	5,10	6,37			
Сумма	98,35	98,90	98,94	98,55	99,00	98,69	98,47	100,42	100,53	98,22	98,76			

На диаграмме Р. Гарриелса и Ф. Маккензи [2] практически все фигуративные точки составов аргиллитов локализованы в области морских глин (рис. 1, а). Сравнение с составами некоторых современных осадков, приведенными на этой же диаграмме, показывает, что поле аргиллитов каировской и шкаповской серий расположено в области терригенных глин и частично заходит в область кремнистых илов.

На диаграмме М. Херрона [8] подавляющее большинство точек составов аргиллитов верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины расположено в области собственно глинистых пород, не содержащих ощутимого количества терригенной примеси (рис. 1, б).

На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{ГМ}$ [6] подавляющее большинство точек составов аргиллитов каировской и шкаповской серий локализовано в области значений ГМ, типичных для нормосиаллитов (рис. 2, а). Существенно меньше их в областях гипо- и суперсиаллитов; единичные точки аргиллитов карлинской свиты и 1 образец аргиллитов байкибашевской свиты попали в область силитов, что позволяет предполагать присутствие в них существенной доли алевритового или песчано-алевритового материала. По одному образцу аргиллитов старопетровской и салиховской свит принадлежит гипогидролизатам. Сумма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в рассматриваемых нами тонкозернистых терригенных породах варьирует от 4 до 8%. На модульной диаграмме НКМ-ФМ подавляющая часть фигуративных точек аргиллитов локализована в поле VI, отвечающем глинистым породам преимущественно гидрослюдистого состава; имеющим значительную примесь тонкозернистых обломков полевых шпатов (рис. 2, б). По мнению Я.Э. Юдовича и его соавторов [7], такие породы типичны для аридных кор выветривания и наиболее широко развиты среди рифейских осадочных образований. Наряду с указанными аргиллитами в разрезе венда Шкаповско-Шиханской впадины присутствуют глинистые породы, принадлежащие типу V, отвечающему «стандартной трехкомпонентной системе хлорит + монтморилюнит + гидрослюд». По данным Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [6, стр. 131], подобного типа отложения «... не связаны с корами выветривания». На диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{TM}$ (рис. 2, в) примерно половина точек аргиллитов локализована в поле составов гидрослюдистых глин, тогда как остальные попадают в область перекрытия составов гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин.

Анализ соотношений в аргиллитах всех четырех свит модулей ТМ и ЖМ, а также НКМ и ГМ показал, что между титанистостью и железистостью имеет место положительная корреляция ($r=0,30$), тогда как корреляция между щелочностью пород и их гидролизатностью

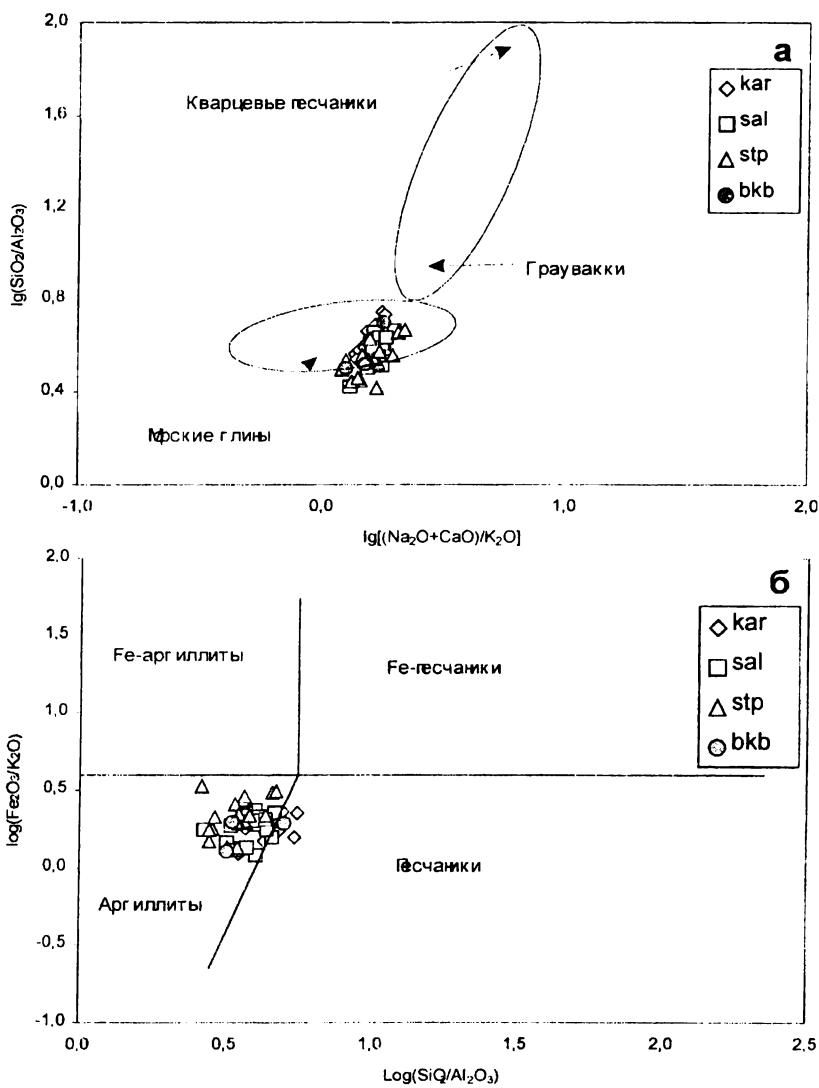


Рис. 1. Положение фигуративных точек составов аргиллитов каровской и шкаповской серий верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины на классификационных диаграммах Р. Гарриелса и Ф. Маккензи (а) и М. Херрона (б). Свиты: bkb – байкибашевская; stp – старопетровская; sal – салиховская; kar – карлинская

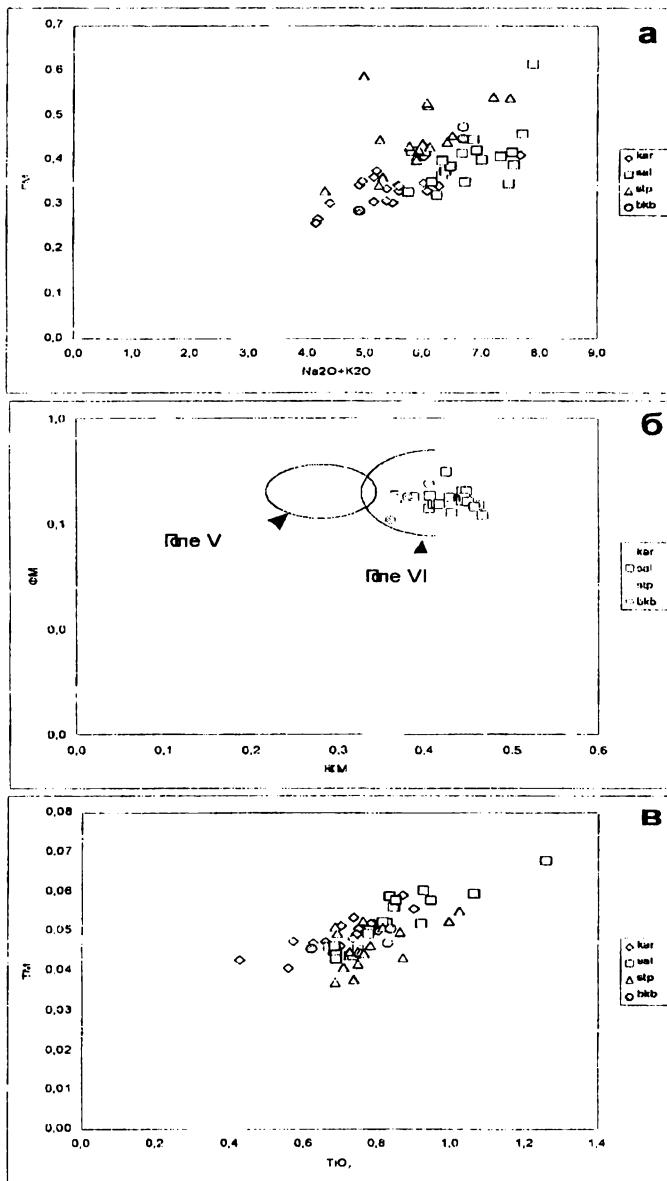


Рис. 2. Положение figurативных точек составов аргиллитов карловской и шкаповской серий на диаграммах $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ -ГМ (а), НКМ-ФМ (б) и TiO_2 -ТМ (в). Условные обозначения см. на рис. 1

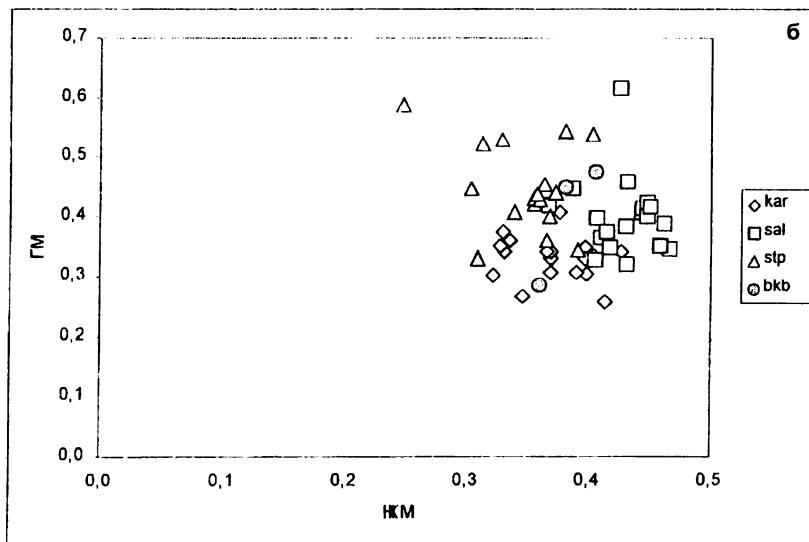
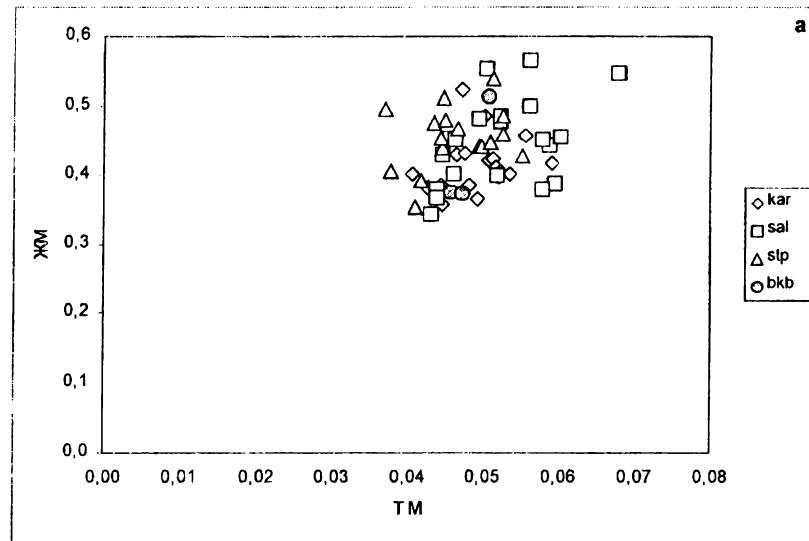


Рис. 3. Соотношение между модулями ТМ и ЖМ (а) и НКМ и ГМ (б) в аргиллитах верхнего венда Шкаловско-Шиханской впадины. Условные обозначения см. на рис. 1

отрицательная ($r=-0,14$) (рис. 3). С учетом данных приведенных в работе [6], это позволяет сделать принципиальный вывод о том, что рассматриваемые нами породы являются породами петрогенными, т.е. прошли при своем формировании только один цикл «выветривание \Rightarrow перенос \Rightarrow седиментация \Rightarrow диагенез \Rightarrow катагенез» и их литогеохимические особенности могут быть использованы без каких-либо серьезных оговорок для реконструкции состава палеоводосборов, характера процессов выветривания и палеогеографических построений.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 03-05-64121).

Библиографический список

1. Аксенов Е.М. История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук в форме научного доклада / ИГГД РАН. СПб., 1998. 106 с.
2. Гарриэлс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 270 с.
3. Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области / Е.М. Аксенов, В.И. Козлов. Объяснительная записка / ИГ УНЦ РАН, ИНИГеолнеруд, БашНИПИНефть. Уфа, 2000. 81 с.
4. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) / Роскомнедра, ИГ УрО РАН. Екатеринбург, 1993. 156 л.
5. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 1983. 184 с.
6. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб., 2000. 479 с.
7. Юдович Я.Э., Гареев Э.З., Кетрис М.П. Природа аномальных накоплений калия в глинистых породах // Геохимия. 1991. № 5. С. 689-700.
8. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. Vol. 58. P. 820-829.

А.В. Маслов, М.Т. Крупенин, А.Ю. Корнилова
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛИТОКРИСТАЛЛОКЛАСТИЧЕСКИХ ТУФОВ ИЗ ЧЕРНОКАМЕНСКОЙ СВИТЫ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ ВЕНДА: предварительные данные

При проведении полевых работ в 2002 и 2003 гг. среди красно-цветных глинистых толщ, присутствующих на ряде уровней в разрезах

старопечнинской и чернокаменской свит в бассейнах рек Сылвица и Усьва Д.В. Гражданкиным (ПИН РАН, г. Москва), были найдены породы, похожие по внешнему облику на пепловые прослои, известные среди верхневендских отложений Волго-Уральской области и побережья Белого моря [5 и др.]. Для изучения вещественного состава из указанных прослоев были отобраны пробы: из-25 и из-27 (несколько прослоев, хорошо выдержаных по простиранию или линзовидной формы (мощность от 0.01-0.02 до 0.06 м или от 0.02 до 0.44 м при протяженности по простиранию до 0.4-0.7 м), светло-серых или почти белых с легким розоватым или зеленоватым оттенком и побежалостью, мягких, легко крошащихся в руках неслоистых мергелисто-глинистых пород (встречаются в толще шоколадно-коричневых аргиллитов) из нижней части чернокаменской свиты в разрезе по правому берегу р. Усьва несколько выше урочища Вилуха, и из-31 (светлые мергелистые глинистые сланцы среди шоколадно-коричневых аргиллитов) из верхней части старопечнинской свиты на левом берегу той же реки, примерно в 150 м ниже устья первого левого ручья выше р. Коневка. Кроме того, был проанализирован один образец пеплов (*syl-11*), отобранный из толщи красноцветных аргиллитов, известной в основании чернокаменской свиты в бассейне р. Сылвица [9].

Микроскопическое изучение этих пород показало следующее. Образец из-31 примерно на 80-85 % представлен обломками плагиоклазов, размер которых варьирует от 0.02 до 0.12 мм. В настоящее время большая часть обломков и матрикс замещены тонкочешуйчатым агрегатом смектита и иллита. Примерно 5 % от объема породы составляет рудный минерал, встречающийся как в тонкодисперсном виде, так и в виде округлых выделений размером до 0.1 мм. Вся порода пропитана гидроокислами железа; наблюдаются также микрочешуйчатые агрегаты Fe-Mg-хлорита размером до 0.12 мм и микрозернистого кварца. Максимальный размер обломков плагиоклазов в образцах из-25 и из-27 составляет 0.2 мм; существенную роль наряду с ними здесь играют также фрагменты эфузивных пород (порфиры с хорошо выраженным лейстами плагиоклазов) размером до 0.3 мм, имеющие близкую к изометричной форму. Примерно такими же особенностями характеризуется и образец *syl-11*.

На приборе ДРОН-2.0 выполнен рентгеноструктурный анализ² образцов из-25, из-27 и из-31 в исходном, прокаленном при 600°C и насыщенном этиленгликолем состояниях (УГГУ, аналитик Н.Г. Сапожникова). В результате установлено, что глинистая фракция всех

² Условия съемки: анод Cu, фильтр Ni, J = 25 mA, U = 35 kV, V = 1°/мин.

образцов представлена преимущественно смешанослойными образованиями типа смектит-иллит (50-80 %), при подчиненной роли хлорита, кальцита и талька (?).

Таким образом, по сумме данных, полученных при микроскопическом и рентгеноструктурном изучении, исследуемые нами породы можно рассматривать как литокристаллокластические туфы.

Пепловые прослои имеют широкое распространение среди верхневенденских отложений Восточно-Европейской платформы [7, 1, 10, 8, 4 и др.]. В отложениях редкинского уровня здесь известно от одного до трех вулканогенно-осадочных горизонтов, сложенных пелитовыми туффитами и туфоаргиллитами с шоколадно-коричневой или пятнистой зеленой окраской, среди которых наблюдаются маломощные прослои светло-серых, светло-, розовато- и/или зеленовато-серых литокристалловитрокластических и витрокристаллокластических туфов. По мнению Е.М. Аксенова и С.А. Волковой [1], присутствие пепловых туфов среди верхневенденских отложений – результат влияния на процессы седиментации орогенного вулканизма, имевшего место на территории Уральской геосинклинали. Такого же мнения придерживаются авторы работы [6] и ряд других исследователей. Следует однако подчеркнуть, что до находки Д.В. Гражданкиным пепловых прослоев в чернокаменской свите указания на их наличие в разрезах сыльвицкой серии верхнего венда Кваркушко-Каменногорского мегантиклиниория отсутствовали (2003 г., устные сообщения Ф.А. Курбацкой и В.В. Шалагинова).

Было высказано также предположение, что источники пеплового материала могли располагаться на западе или юго-западе Восточно-Европейской платформы [3 и др.], однако, как отмечает С.Б. Фелицын [11], со временем выяснилось, что объяснить формирование поздневенденских туфов Подолии и прилежащих к ней районов за счет эксплозивного надсубдукционного вулканизма в каких-то из рядом расположенных зон достаточно трудно.

Изучение геохимических особенностей прослоев пеплов из редкинского горизонта [2, 11 и др.] позволило С.Б. Фелицыну выделить два их типа. К первому отнесены пеплы с высокими (7.8-9.6) значениями отношения Ce_N/Yb_N и величиной отношения $\text{Ni}/\text{Cr} > 1.0$. Формирование их связывается С.Б. Фелицыным с процессами траппового вулканизма, имевшего место в раннем венде в пределах Брестской впадины. Вторую группу представляют пеплы со значениями Ce_N/Yb_N от 1.7 до 5.7 и отношением $\text{Ni}/\text{Cr} < 1.0$. Источником их являлся эксплозивный вулканизм в зоне субдукции, существовавшей в позднем венде в Тимано-Печорской области на стыке Ижма-Печорского и Денисов-

ско-Хорейверского блоков [13 и др.]. По геохимическим особенностям пеплы этого типа похожи на андезит-риолитовые пеплы современных островных дуг.

Нами также проведено имеющее, правда, пока предварительный характер изучение РЗЭ-систематики и геохимических особенностей пеплов (лито-кристаллокластических туфов), присутствующих в разрезах старопеччинской и чернокаменской свит.

В результате установлено, что эти туфы по величине отношений Ce_N/Yb_N и Ni/Cr принадлежат ко второй группе пеплов С.Б. Фелицини. Величина Ce_N/Yb_N в них варьирует от 4.86 до 6.25, а никель-хромовое отношение составляет порядка 0.64 (образец *Syl-11*). На основании этого можно с определенной долей уверенности считать, что пеплы, присутствующие в разрезе сывицкой серии, сформированы за счет эксплозивных извержений в Тимано-Печорской области.

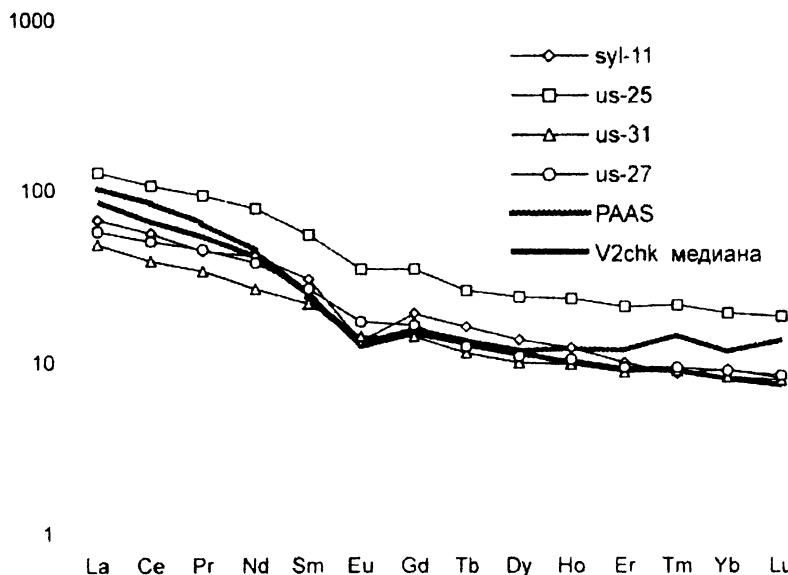
Величина отношения LREE/HREE в пеплах варьирует от 5.94 до 6.92, а величина отношения La_N/Yb_N изменяется от 5.97 до 7.47 (таблица), что указывает, скорее всего, на андезитовый состав исходной пирокластики. Стоит напомнить, что в PAAS эти параметры составляют соответственно 9.43 и 9.2, а медианные их значения для вмещающих прослои пеплов аргиллитов чернокаменской свиты равны 9.13 и 10.8. Из сказанного хорошо виден контраст между составом источников основной массы тонкой алюмосиликосластики, поступавшей в область осадконакопления за счет размыва достаточно зрелой континентальной коры, и составом материала, слагающего пепловые прослои.

Пеплы из старопеччинской свиты имеют весьма ярко выраженную европиевую аномалию ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.54$); доминирование кристаллокластов плагиоклаза в их составе – яркое тому подтверждение. Пеплы чернокаменского уровня характеризуются существенно меньшей величиной Eu аномалии (0.80-0.81). Варьирует в них и степень деглекции тяжелых РЗЭ. Так, в пеплах старопеччинской свиты величина Gd_N/Yb_N составляет 2.12 (и это, возможно, следствие присутствия в их составе определенной доли достаточно древнего компонента), тогда как в пеплах из более высоких горизонтов сывицкой серии она находится в пределах 1.75-1.88.

По общему облику спектров РЗЭ среди изученных нами четырех образцов пеплов можно наметить три группы (рисунок). К первой принадлежит проба *iz-25*. Для слагающего ее вещества типична очень слабо выраженная европиевая аномалия и относительно пологий наклон спектра в области тяжелых РЗЭ. Ко второй группе принадлежит проба *syl-11*, для которой типична хорошо выраженная европиевая

Некоторые геохимические параметры пеплов из разрезов старопечинской и чернокаменской свит сывлицкой серии

Образцы	La _N /Yb _N	LREE/HREE	Gd _N /Yb _N	Eu/Eu*	Ce _N /Yb _N
syl-11	7.47	6.7	2.12	0.54	6.25
us-25	6.68	6.71	1.79	0.80	5.49
us-31	5.97	5.94	1.75	0.81	4.86
us-27	6.57	6.92	1.88	0.81	5.73
PAAS	9.2	9.43	1.36	0.66	1.19
V ₂ chk медиана	10.8	9.13	1.83	0.64	1.17



Спектр распределения редких земель в пеплов из разрезов старопечинской и чернокаменской свит сывлицкой серии

аномалия и достаточно крутой наклон правой ветви спектра. Наконец, к третьей группе принадлежат пробы *us-31* и *us-27*. Пеплы этой группы характеризуются весьма ясным и достаточно крутым наклоном спектра в правой его части, однако европиевая аномалия выражена здесь нечетко.

Из всего сказанного выше можно сделать вывод о том, что формирование пеплов (литокристаллокластических туфов), присутствующих в разрезах старопечинской и чернокаменской свит верхнего венда Кваркушско-Каменногогорского мегантиклиниория, происходило вероятнее всего за счет вулканических извержений, имевших место в Тимано-Печорской зоне. С этими же извержениями, по всей видимости, связано формирование пепловых прослоев, известных в разрезах верхнего венда Зимнего берега Белого моря [12, 5]. По геохимическим особенностям среди изученных нами пеплов намечается присутствие нескольких групп, однако характерные для каждой из этих групп параметры нуждаются в уточнении на более представительном материале. Такой материал был собран нами во время полевых работ 2004 г. и в настоящее время находится в работе.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ 03-05-64121 и «Ведущие научные школы» НШ-85.2003.5, а также в рамках Программы ОНЗ РАН № 7.

Библиографический список

1. Аксенов Е.М., Волкова С.А. Вулканогенно-осадочные горизонты редкинской свиты валдайской серии // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188. № 3. С. 635-638.
2. Борхвардт Д.В., Фелицын С.Б. Геохимия вулканических туфов редкинского горизонта верхнего венда Русской платформы // Вулканология и сейсмология. 1992. № 1. С. 33-45.
3. Брунс Е.П. Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части Русской платформы // Советская геология. 1957. № 59. С. 3-24.
4. Вендинская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Отв. ред. Б.С. Соколов и М.А. Федонкин. М.: Наука, 1985. 236 с.
5. Гражданкин Д.В. Строение и условия осадконакопления вендинского комплекса в юго-восточном Беломорье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 4. С. 3-23.
6. Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями) / Ред. Ю.Р. Беккер. М-б 1 : 2500 000. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.
7. Лагутенкова Н.С. Следы вулканической деятельности в отложениях верхнебавлинской серии Пермской области и Башкирской АССР // Докл. АН СССР. 1963. Т. 150. № 6. С. 1352-1355.

8. Лагутенкова Н.С., Чепикова И.К. Верхнедокембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. М.: Наука, 1982. 110 с.
9. Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т. Седиментационные особенности пород и условия формирования осадочных последовательностей нижней подсвиты чернокаменской свиты венда в бассейне р. Сылвица // Ежегодник-2002 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2003. С. 70-82.
10. Постникова И.Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. М.: Недра, 1977. 222 с.
11. Фелицын С.Б. Вулканизм, выветривание и вариации цикла фосфора в венде на Восточно-Европейской платформе // Лигиология и полезные ископаемые. 2004. № 4. С. 375-386.
12. Martin M.W., Grazhdankin D.V., Bowring S.A. et al. Age of Neoproterozoic bilaterian body and trace fossils, White Sea, Russia: implications for Metazoan evolution // Science. 2000. Vol. 288. P. 841-845.
13. Pease V., Dovshikova E., Beliakova L., Gee D.G. Late Neoproterozoic granitoid magmatism in the Pechora Basin basement to, NW Russia: geochemical constraints indicate westward subduction beneath NE Baltica // Gee D.G. & Pease V.L. (Eds) 2004. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London, Memories, 30. P. 75-87.

Ф.А. Курбацкая
Пермский университет

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ

Карттирование палеонтологически немых осадочных отложений представляет собой весьма сложную задачу и требует применения разнообразных методов исследования, в числе которых литологические методы имеют первостепенное значение. При этом необходимо выявить комплекс методов, позволяющих наиболее эффективно и целесообразно решать поставленные задачи. Следует заметить, что речь идет об осадочных породах, измененных не более чем до стадии позднего метагенеза. На примере изучения отложений верхнего докембрая Западного Урала нами разработан метод комплексного применения литологических исследований при составлении карт в масштабах 1:50000 и 1:200000.

Все методы подразделены на полевые, лабораторные и камеральные. Главной задачей полевого исследования является, как из-

вестно, макроскопическое описание пород и выяснение особенностей строения разрезов. Характерные особенности внешнего вида пород позволяют в ряде случаев выделять литологические маркеры, которые могут прослеживаться от разреза к разрезу на сотни километров. Так, например, среди отложений верхнего докембрия Среднего Урала установлено несколько подобных маркирующих горизонтов, протягивающихся вдоль западного склона от Северного до Южного Урала. К ним относятся горизонты светлых кварцитопесчаников с черными бляшками фосфоритов кернсской свиты нижнего венда, икряноподобные с прозрачными песчинками кварца песчаники осянской свиты верхнего рифея, гравийные похожие на арахисовые орешки конгломераты в сочетании с характерно окрашенными цвета «хаки» алевроаргиллитами старопечинской свиты нижнего венда и т.д.

Далее следует циклический анализ разрезов, помогающий расчленить и сопоставить толщи осадочных пород, выделить крупные структурно-вещественные комплексы, глубже понять историю и условия формирования отложений. На Среднем Урале в составе отложений верхнего рифея и венда выделено 4 циклокомплекса (в понимании Н.Б. Вассоевича), отвечающие стратиграфическим сериям. Два нижних циклокомплекса имеют трангрессивное строение. Они начинаются с грубозернистых кварцитов, которые постепенно переходят в сланцы, а затем в карбонатные породы, нередко со строматолитами. По составу и строению они тождественны всем рифейским циклам Урала. Два верхних циклокомплекса относятся по возрасту к венду и резко отличаются как от нижележащих, так и друг от друга. Нижневендинский циклокомплекс состоит из трех однотипных соподчиненных циклов, каждый из которых начинается с флишоидных толщ, постепенно переходящих в тиллитовидные конгломераты, в ассоциации с глинисто-карбонатными и вулканогенными породами, и завершается песчано-глинистыми в разной степени фосфатоносными породами. Верхневендинский циклокомплекс имеет монотонное флишоидное строение и регressiveный характер. Это чередующиеся слои полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, завершающиеся прослойями конгломератов.

Дальнейшим этапом изучения выявленных циклокомплексов является парагенетический анализ, преследующий цель – объяснить взаимосвязь составляющих циклокомплексы пород. Примером может послужить нижневендинский циклокомплекс. Породные ассоциации, установленные первоначально эмпирическим путем, отражают общую генетическую природу, связанную с активизацией тектонических движений, сопровождавшихся локальным вулканизмом, подводно-

оползневыми явлениями и перемещением масс ледникового материала временными потоками. Вулканическая деятельность способствовала выносу железа, в ряде случаев фосфора, кальция и магния, что приводило к появлению красноцветных окрасок пород, хемогенных карбонатов и фосфоритов. Причем, если два первых члена осаждаются почти синхронно с вулканитами, то фосфор, пройдя более сложный путь осаждения, тяготеет к завершению циклокомплекса.

Установленный парагенез пород позволил уточнить объемы стратиграфических серий по смене различных парагенетических ассоциаций. В соответствии с ними нижняя граница нижнего венда проведена в основании усьвинской свиты, а верхняя – по границе перевалокской и чернокаменской свит. Парагенетический анализ, позволяющий вскрыть закономерности строения разрезов, не ограничивается уточнением объемов серий, как показано на конкретном примере, но может также в значительной степени ускорить решение вопросов межрегиональной корреляции отложений, послужить основой для палеогеографических реконструкций и выделения геологических формаций.

В период лабораторных исследований к наиболее эффективным относятся *кристаллооптический, минералогический, стадиальный и геохимический методы*.

Результаты проведенных исследований сводятся к следующему:

- по минералого-петрографическим особенностям прослежены на сотни километров по простирианию вдоль Западного Урала несколько маркирующих свит,
- при выявлении коррелятивных признаков по тяжелым минералам на первое место выступают не количественные, а качественные различия в виде морфологических особенностей таких минералов, как циркон, турмалин, рутил,
- исходя из морфологии легких и тяжелых минералов установлено, что все терригенные породы верхнего докембра Западного Урала образовались за счет разрушения кристаллических пород фундамента Восточно-Европейской платформы,
- эволюция вещественного состава терригенных пород резким скачком меняется на границе серебрянской и сильвицкой серий, т.е. на границе раннего и позднего венда,
- весь терригенный комплекс верхнего докембра Западного Урала характеризуется низким содержанием малых элементов, обычно ниже кларковых,
- изменение отношения стронция к барнию указывает на образование большей части осадков в условиях опресненной мелководной среды, корреляционное значение имеют не количественные различия,

а соотношения отдельных пар малых элементов и характер распределения малых элементов по геохимическому профилю.

по интенсивности вторичных изменений пород с запада на восток вкрест простирации прослеживаются зоны позднего катагенеза, раннего-позднего метагенеза и позднего метагенеза, обнаруживая взаимосвязь с глубинным строением земной коры, которая проявляется в совпадении верхней границы позднего метагенеза с границей непереработанного фундамента. Конечным результатом проведенных литологических исследований в камеральный этап является *формационный метод*, который позволяет воссоздать тип геологической структуры, историю ее развития и выявить закономерности размещения полезных ископаемых.

Рифейский ряд формаций на Западном Урале отражает грабеновый режим, а данные формационного анализа ранневендских отложений с учетом глубинного строения по геофизическим данным, доказывают существование в это время на Урале внутрикратонного рифта, заполнившегося отложениями спарагмитовой формации, и расколотого Евроазиатскую континентальную плиту. В позднем венде происходит существенная палеогеографическая и палеотектоническая перестройка с формированием синеклиз и накоплением флишоидно-молассоидной формации, что совпадает по времени с переходным между грабеновым и синеклизным этапами в развитии соседней с Уралом Восточно-Европейской платформы.

Формационный анализ дает теоретические предпосылки к поискам полезных ископаемых. На Западном Урале, в частности, в отложениях спарагмитовой формации содержатся железные руды и фосфориты. Для поисков железных руд наиболее перспективной оказывается зона с рифтогенным подтипов земной коры, развитием зеленоцветной субформации и проявлениями трахибазальтового вулканизма трещинного типа, а фосфоритов (а также коренных источников алмазов) – внешняя зона с внутри- и перикратонным подтипов земной коры, развитием красно- и сероцветной субформаций спарагмитовой формации и щелочно-ультраосновным магматизмом центрального типа извержений.

Таким образом, из приведенных примеров очевидно, что комплексное применение литологических методов позволило надежно скоррелировать разрезы, уточнить объемы стратиграфических серий, выяснить особенности условий осадконакопления, установить типы геологических структур и прогнозировать поиски полезных ископаемых.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ И МАГМАТИЗМУ
ДОКЕМБРИЯ СРЕДНЕГО УРАЛА:
ДОПОЛНЕНИЯ И ИЗМЕНЕНИЯ В ЛЕГЕНДУ
ПЕРМСКОЙ СЕРИИ ЛИСТОВ ГОСГЕОЛКАРТЫ-200**

В результате проведения работ по геологическому доизучению масштаба 1:200 000 возникла необходимость введения изменений и дополнений в Легенду Пермской серии листов. Изменения коснулись в основном рифейско-венских образований.

Вместо Кваркушско-Каменногорского и Усьвинско-Синегорского районов, отвечающих рангу подзон, вводятся соответственно Кваркушско-Каменногорская и Усьвинско-Синегорская подзоны, что более логично и целесообразно. В дальнейшем для рифейских отложений возможна отмена деления на подзоны из-за одинакового набора свит и сходного литологического состава.

В Усьвинско-Синегорской подзоне вместо ранее выделенной кырминской свиты (R_3km) показана федотовская (R_3fd). Обе названные свиты являются полными аналогами как по литологии, так и по мощностям, что подтверждено, помимо геологических наблюдений и взаимоотношений с вмещающими породами, результатами факторного анализа, корреляционными схемами и геохимическими показателями (рис. 1). Б.Д. Аблизин [1] при составлении стратиграфических схем рифейских отложений также в обеих подзонах показывал только федотовскую свиту.

Как в Кваркушско-Каменногорской, так и в Усьвинско-Синегорской подзонах, в составе федотовской свиты преимущественным развитием пользуются углисто-кварцевые сланцы и маломощные прослои кварцитопесчаников. В средней части бывшей кырминской свиты встречается прослой базальтов. Аналогичный прослой базальтов закартирован и при проведении ГДП-200 в стратотипическом разрезе федотовской свиты в урочище «Федотовка» на р. Койва (рис. 2). В верхней части разреза федотовской и бывшей кырминской свит встречаются карбонатные породы и известковистые сланцы. Таким образом, литология федотовской свиты (R_3fd) представлена для обеих подзон

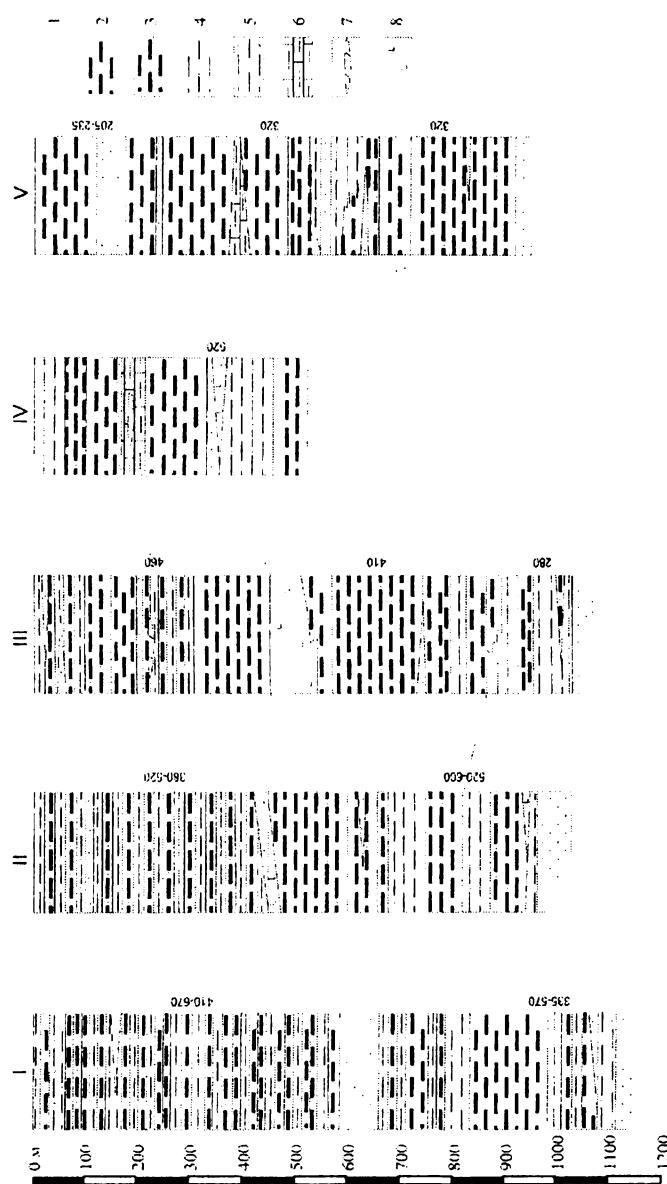


Рис. 1. Схема сопоставления разрезов Федотовской и Кырминской свит: I – сводная колонка Кырминской свиты (район р. Серебрянки) по данным ГДП-50 (С.Б. Суслов, 1996), II – сводная колонка федотовской свиты (район п. Бисер), (Б.К. Ушков, 1987); III – стратотипическая колонка Кырминской свиты (р. Кырма) по данным С.В. Младших, с учетом данных ГДП-50 (Б.К. Ушков, 1987); IV – стратотипическая колонка федотовской свиты (р. Койва, п. Федотовка) по данным ГДП-200 листа О-40-XVII; V – сланцы улгисто-сернист-кварцевый (р. Койва, п. Федотовка) по данным С.В. Младших, 1966. 1 – кварцитопесчаник, 2 – сланец улгисто-сернист-кварцевый, 3 – сланец углисто-сернист-кварцевый, 4 – сланец сернист-кварцевый, 5 – сланец хлорит-сернист-кварцевый, 6 – сланец известковистый, 7 – линзы доломитов, 8 – базальтовый порфирит

следующим образом: сланцы углисто-слюдисто-кварцевые, реже серицит-кварцевые и кварцитопесчаники; в средней части с прослойями базальтов, в верхней -- с линзами доломитов и известковистых сланцев (мощность 850-1000 м).

Частично изменена литология и мощность Усьвинской свиты, которая представлена следующим образом: для Кваркушско-Каменногорской подзоны – сланцы серицит-кварцевые, кварцитопесчаники, в верхней части с прослойями доломитов; для Усьвинско-Синегорской подзоны – сланцы серицит-кварцевые, кварцитопесчаники, в средней части с прослойями магнетит-гематитовых сланцев, в верхней части с прослойми доломитов. Мощность свиты 800-1200 м. В состав верхней части усьвинской свиты включены сланцы и карбонаты, входившие в состав нижней пачки танинской (Кваркушско-Каменногорская подзона) и вильвенской (Усьвинско-Синегорская подзона) свит. Входившие в эту же пачку вулканиты отнесены к щегровитской свите. Эта пачка мощностью 70-90 м прослежена Б.Д. Аблизинным [1] по рекам Межевая Утка, Серебряная, Сылвица, а также С.В. Младших [2] на р. Койва в 5 км ниже пос. Федотовка в составе стратотипа койвинской свиты, где в результате проведения ГДП-200 установлено четырехкратное повторение разреза за счет системы со-пряженных разломов (рис. 3). В результате мощность конгломератовой части разреза уменьшилась до 70-80 м. Данный разрез представлен буровато-серыми песчанистыми сланцами, в которых вверх по разрезу появляются маломощные (1-2 см) карбонатизированные прослои песчаников, сменяющиеся тонкими (1-2 см) прослойми известняков, выше по разрезу – кварцитопесчаники, иногда карбонатизированные, далее пачка переслаивающихся сланцев (0,4-0,5 м) и доломитов (0,4-0,5 м) с постепенным исчезновением карбонатных прослоев вверх по разрезу, далее пачка пестроокрашенных сланцев, перекрываемых редкогалечными конгломератами, залегающими на разных уровнях вышеописанной пачки. Учитывая несогласное залегание конгломератов, отнесенных к танинской свите, нижняя граница танинской свиты так же, как и венда, проводится по подошве конгломератов. При этом глубина предтанинского размыва едва ли превышает первые сотни метров, т.к. вышеописанная пачка («нижнетанинская» в прошлой редакции) встречается как во всех южных разрезах (реки Межевая Утка, Серебряная, Сылвица), так и в условиях плохой обнаженности по рекам Койва, Вижай, Вильва. Карбонаты в верхней части усьвинской свиты выделял С.В. Младших. Им же закартирован перерыв в подошве танинских конгломератов.



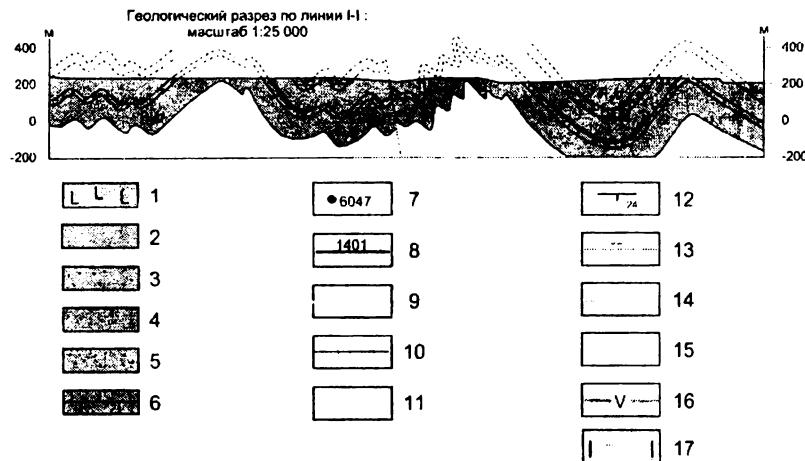
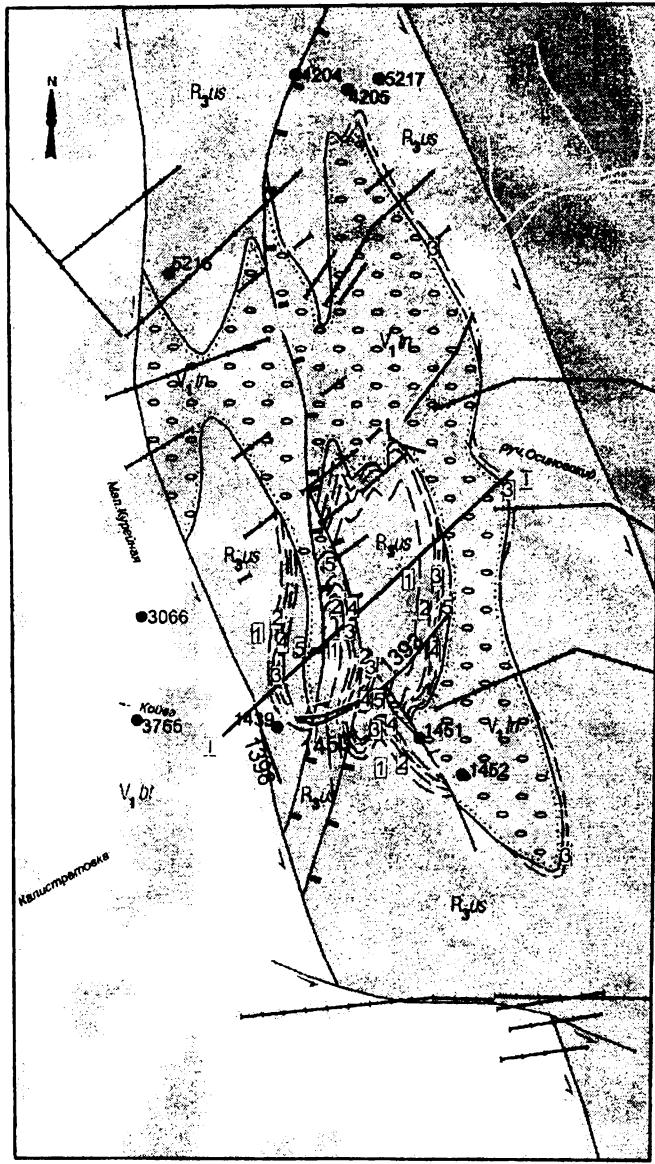


Рис. 2. Участок "Федотовский".

1 – щегровитская свита (R_{3sg}): базальты; 2-3 – усьвинская свита (R_{3us}): сланцы слюдисто-кварцевые зеленовато-серые, песчанистые (2), кварцитопесчаники (3); 4-6 – федотовская свита (R_{3fd}): сланцы углисто-кварцевые темно-серые, редко слюдисто-кварцевые зеленовато-серые (4), кварцитопесчаники (5), сланцы известковистые с линзами и прослоями доломитов (6); 7-8 – коренные выходы и их номера, описанные при ГДП-200: протяженностью менее 100 м (7), протяженностью более 100 м (8); 9 – коренные выходы, задокументированные предшественниками (А.М. Чумаков, 1979; С.В. Младших, 1966); 10 – линии шурfov, пройденные при ГДП-200; 11 – линии шурfov предшественников (А.М. Чумаков, 1979; С.В. Младших, 1966); 12 – элементы залегания слоистости; 13 – сдвиги; 14-15 – геологические границы: установленные (14), предполагаемые (15); 16 – внemасштабный горизонт базальтов; 17 – линия разреза



Геологический разрез по линии I-I :
масштаб 1:25 000

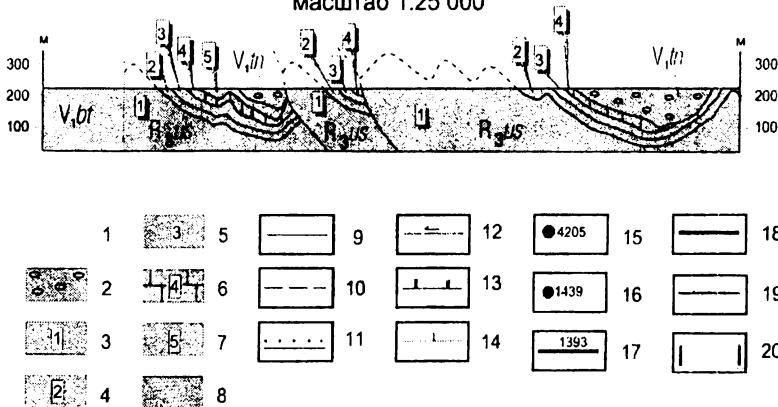


Рис. 3. Участок "Койвинский".

1 - бутонская свита (V_{1b}): алевролиты углистые с редкими прослойками песчаников; 2 – танинская свита (V_{1n}): конгломераты редкогалечные зеленовато-серые до вишнево-серых с галькой кварцитопесчаников, сланцев, карбонатов, реже эфузивов; 3 - 7 – усьвинская свита (R_{3us}): первая пачка – сланцы слюдисто-кварцевые буровато-серые иногда с вишневым оттенком, песчанистые (3), вторая пачка – сланцы слюдисто-кварцевые буровато-серые до вишневых с прослойками (1-2 см) известняков, количество последних постепенно возрастает к верхней части (4), третья пачка – кварцитопесчаники светло-серые слабо карбонатизированные (5), четвертая пачка (карбонатная) – переслаивание доломитов, реже известняков и пестроцветных сланцев слюдисто-кварцевых, алевритовых, мощность и количество карбонатных прослоев постепенно уменьшается к верхней части разреза (6), пятая пачка – сланцы слюдисто-кварцевые зеленовато-серые, алевропесчанистые (7); 8 – федотовская свита (R_{3fd}): сланцы углисто-кварцевые с редкими прослойками кварцитопесчаников; 9, 10 – геологические границы: установленные (9), предполагаемы (10); 11 – несогласные залегания; 12 – сдвиги левые; 13 – надвиги левые; 14 - сброс; 15 – элювиальные точки наблюдения и их номера; 16-17 – коренные выходы и их номера, описанные при ГДП-200: протяженностью менее 100 м (16), протяженностью более 100 м (17); 18 – коренные выходы, задокументированные предшественниками; 19 – линии шурfov предшественников (А.М. Чумаков, 1979; С.В. Младших, 1966); 20 –линии разреза

В Усьвинско-Синегорской подзоне вышеописанная пачка совместно с трахибазальтами (отнесенными к щегровитской свите) ранее описывалась в составе верхневильвенской подсвиты в подошве конгломератов в разных частях разреза, при этом мощность подсвиты составляла 1900-2000 м. В результате проведения работ по ГДП-200 установлено единое стратиграфическое положение данной пачки, подстилающей конгломераты. Таким образом, и здесь нижняя граница венда проводится по несогласию в подошве вильвенских конгломератов. Вся нижележащая часть разреза (бывшая вильвенская подсвита) отнесена к усьвинской свите, имеющей полной сходство с усьвинской свитой Кваркушко-Каменногорской подзоны.

Изменено стратиграфическое положение щегровитской свиты. Она помещена выше усьвинской под танинскими (вильвенскими) конгломератами. По геологическим наблюдениям щегровитские отложения повсеместно контактируют с усьвинскими, что подтверждается хорошо обнаженными пересечениями (трассы газопроводов, автодорога Горнозаводск – Т. Гора). Отложения федотовской свиты, в подошве которой ранее показывались щегровитские вулканиты, в непосредственном контакте с щегровитскими не встречены, за исключением разреза по р. Вижай, выше рек Бол. и Мал. Пестерек, где контакт носит тектонический характер, что подтверждается интенсивным окварцеванием и результатами дешифрирования аэро- и космоснимков. Щегровитские образования встречаются в синклиналях, на крыльях которых развиты усьвинские породы, что подтверждается элементами залегания как щегровитских, так и усьвинских отложений. На восточном контакте самого крупного выхода щегровитской свиты, на левобережье р. Вижай в 5,5 км ниже устья р. Песчанка, зафиксировано восточное падение слоистости. Но пологий кливаж свидетельствует об опрокинутом залегании. Таким образом, используя наблюдения по участку «Вижайский» (рис. 4), можно сделать вывод о залегании наиболее крупного тела вулканитов в виде синклинали с нормальным западным и опрокинутым восточным крыльями. На этом же участке отмечены горячие контакты щегровитских эфузивов с подстилающими усьвинскими породами. В основании разреза щегровитских образований встречены ксенолиты ороговикованных усьвинских сланцев. На участке «Федотовка» (рис. 2) щегровитская свита находится на северном погружении крупной антиклинальной структуры, где последовательно снизу вверх обнажаются углистые сланцы федотовской свиты, слюдисто-кварцевые сланцы усьвинской и вулканиты щегровитской свиты. Щегровитские образования несогласно перекрываются конгломерата-

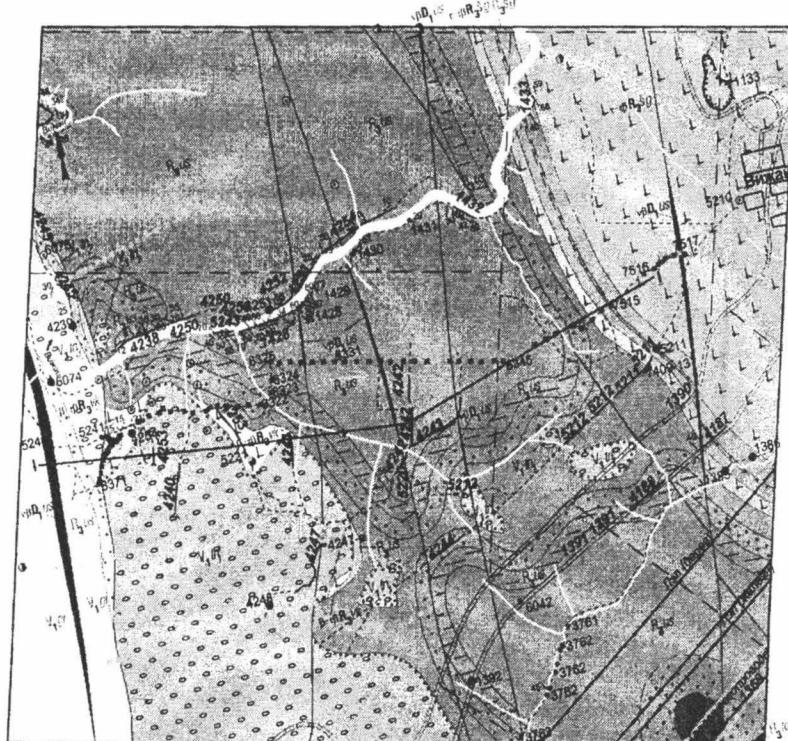
ми танинской и вильвенской свит с галькой щегровитских вулканитов. Это отмечал еще и С.В. Младших в 1982 г.

В результате проведенных работ щегровитская свита разделена на две подсвиты: нижняя (R_3sg_1) представлена породами нормального ряда: лавами, редко туфами базальтов, реже андезибазальтов, андезитов, оливиновых базальтов. В нижней части отмечаются прослои сланцев серicit-хлорит-кварцевых и кварцитопесчаников (мощность 0-900 м). Верхняя подсвита (R_3sg_2) представлена породами умеренно-щелочного ряда: лавами (в основании потоков – лавобрекчиями и кластолавами) трахибазальтов, трахиандезибазальтов, реже трахиандезитов и латитов (мощность 30-80 м). Выделены щегровитские субвулканические образования, представленные штоками трахитов и трахириодазитов. С верхней подсвитой и субвулканическими образованиями связаны проявления медной минерализации (самородная медь, халькоzin).

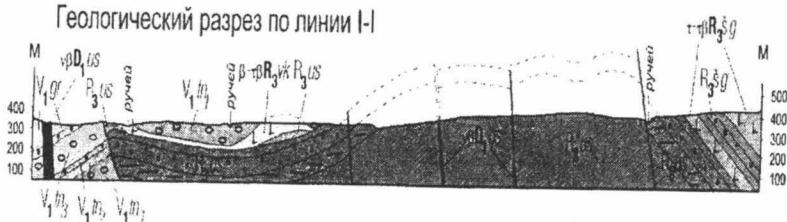
Все вулканические образования щегровитской свиты, а также верхнекусынского и вильвенского комплекса объединены в щегровитскую вулканическую ассоциацию. Верхнекусынский комплекс включает вулканиты, ранее описываемые в составе танинской свиты, а также «танинские» субвулканические образования. Предложенное название верхнекусынские жерловые и субвулканические образования отвечает петротипу комплекса в верхнем течении р. Кусья, тогда как в стратотипе танинской свиты вулканиты не описаны. Верхнекусынские жерловые и субвулканические образования, представленные эруптивными брекчиями трахибазальтов и дайками кварцевых монцонитов распространены в Кваркушско-Каменногорской подзоне. В Усьвинско-Синегорской подзоне все вулканиты, ранее выделявшиеся как вильвенский комплекс в составе вильвенской свиты, закартированы в качестве щегровитской свиты, а гипабиссальные образования на основании геологических наблюдений включены в кусынский пикрит-эсекситовый комплекс (ω -ев V_{1ks}).

Сравнение химических и геохимических показателей и результаты факторного анализа (рис.5-6) показывают сходство вулканитов, вошедших в щегровитскую ассоциацию (щегровитский, верхнекусынский и бывший вильвенский комплексы).

Сарановский габбро-анартозит-дунит-гарцбургитовый комплекс ($v\eta$ - $\psi\sigma$ $R_3 sg$) помещен на уровень предвенского перерыва на основании геологических наблюдений и отнесения нижневильвенских отложений к усьвинской свите. Сарановские образования имеют секущие контакты с отложениями федотовской, усьвинской и щегровитской



Геологический разрез по линии I-I



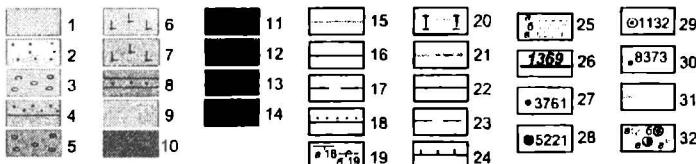


Рис. 4. Участок "Вижайский".)

1,2 – гаревская свита(V_{1g}): углистые сланцы с прослойями песчаников (1), песчаники (2); 3-5 – танинская свита: верхнетанинская подсвита (V_{1tn3}) тиллитовидные конгломераты (3), среднетанинская подсвита (V_{1tn2}) песчаники, углистые сланцы (4), нижнетанинская подсвита (V_{1tn1}) тиллитовидные конгломераты (5); 6-8 – щегровитская свита (щегровитская вулканическая ассоциация): верхнекусьинский комплекс (β - τ βR_{3vk}): базальты, трахибазальты (6), щегровитский комплекс(β - τ βR_{3sg}): базальты, трахибазальты (7), сланцы слюдисто-кварцевые с прослоем кварцитопесчаника (R_{3sg}) (8); 9-12 – усьвинская свита (R_{3us}): доломиты (9), сланцы слюдисто-кварцевые вишневые, лиловые с прослойями зеленовато-серых (10), кварцитопесчаники (11), сланцы слюдисто-кварцевые зеленовато-серые (12); 13 – федотовская свита (R_{3fd}): углистые сланцы с прослойями кварцитопесчаников; 14 – усьвинский комплекс ($v\beta D_{1us}$): дайки долеритов и габбродолеритов; 15 – разрывные нарушения; 16-18 – геологические границы: установленные (16). Предполагаемые (17) несогласные (18); 19 – элементы залегания слоистости: а – нормальные, б – опрокинутые; 20 – линия геологического разреза; 21 – трасса газопровода "Уренгой-Центр"; 22 – ЛЭП; 23 – просеки; 24 – карьеры; 25 – дороги: а – грунтовые, б – асфальтированные, в – железная дорога; 26-30 – точки наблюдения и их номера по материалам ГДП-200: коренные выходы протяженностью менее 100 м (27), элювиальные точки наблюдения (28), делювиальные точки наблюдения (29), шурфы (30); 31, 32 – точки наблюдения по материалам С.В. Младших (1966); разрезы (31), обнажения (32а) делювий (32б), элювий (32в), шурфы (32г)

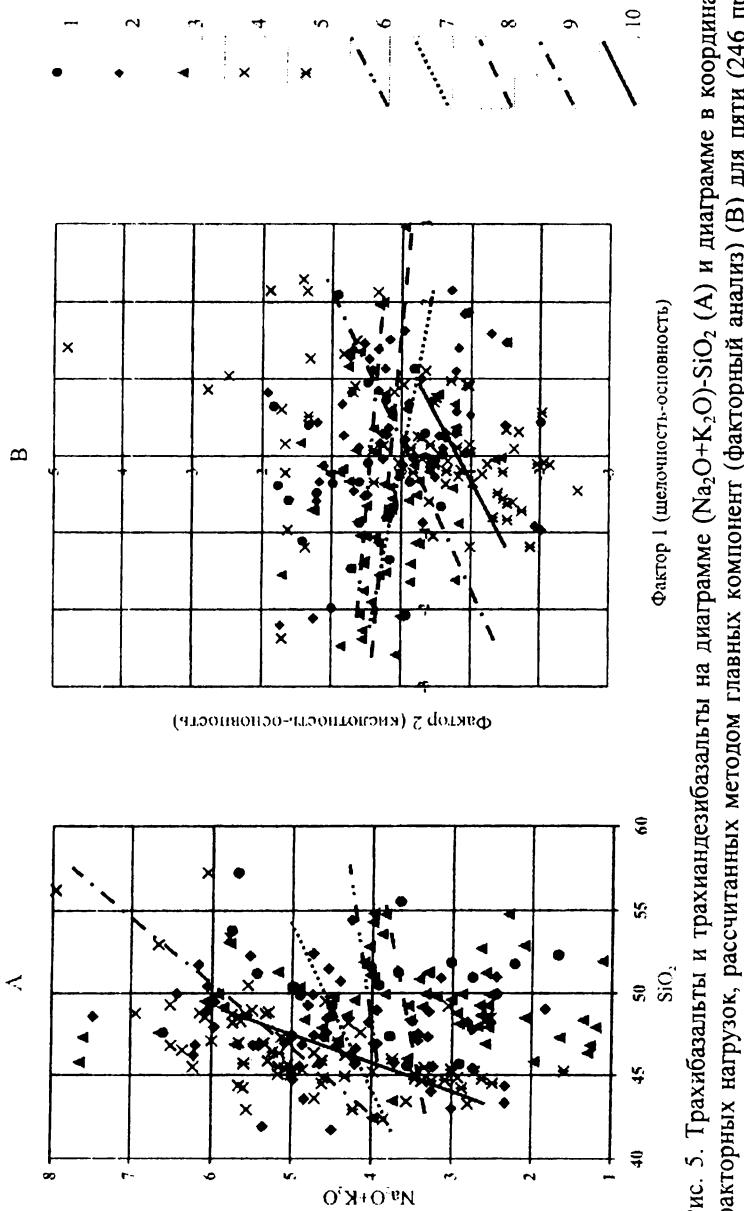


Рис. 5. Трахибазальты и трахиандезибазальты на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ (А) и диаграмме в координатах факторных нагрузок, рассчитанных методом главных компонент (факторный анализ) (В) для пяти (246 проб) вулканических комплексов: верхнекусинского (1); щегловитского (2); вильвенского (3); дворецкого (4); верхнесеребрянского (5); 6-10 – линейные тренды, рассчитанные для верхнекусинского (6); щегловитского (7); вильвенского (8), дворецкого (9); верхнесеребрянского (10) комплексов

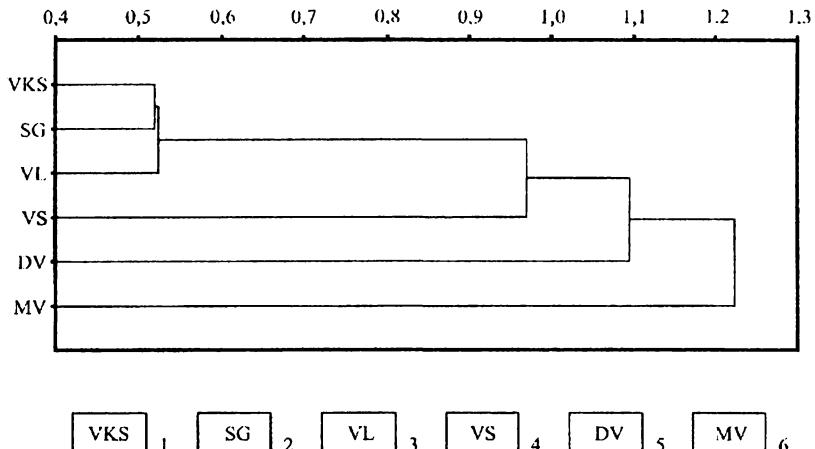


Рис. 6. Дендрограмма меры сходства-различия (клusterный анализ) характера изменений содержаний TiO_2 , Na_2O+K_2O в трахибазальтах и трахиандезибазальтах верхнекусынского (1); щегровитского (2); вильвенского (3); верхнесеребрянского (4); дворецкого (5); марииинско-выйского (6) комплексов

свит и перекрыты конгломератами вильвенской свиты с гальками сарановских серпентинитов и хромититов.

Журавликский габбро-гранитовый комплекс ($v\text{-}\gamma R_3 zr$), представленный габбро, пироксенитами, верлитами, вебстеритами (первая фаза), гранит-порфирами, плагиогранитами, кварцевыми сиенитами (вторая фаза), также помещен на уровень предвендинского перерыва. Интрузии перекрываются конгломератами танинской и вильвенской свит с гальками плагиогранитов, кварцевых сиенитов, габброидов.

Таким образом, все верхнерифейские проявления магматической деятельности привязаны к одному этапу на границе верхнего рифея и венда и связаны с начальным этапом континентального рифтогенеза.

Следующая вспышка магматической деятельности на границе нижнего и верхнего венда связана с ранними провальными стадиями континентального рифтогенеза и представлена Дворецко-Кусынской вулкано-плутонической ассоциацией, объединившей вулканиты верхнекернсской подсвиты (дворецкая толща), дворецкие жерловые и

суббулканические образования, а также массивы, силлы и дайки эссе-ситов и дайки пикротов кусыннского пикрит-эссе-ситового комплекса ω - ϵ V₁ks. Породы кусыннского комплекса сходны по составу и, как правило, сопровождают проявления дворецких вулканитов. Близки и изотопные определения абсолютного возраста (для дворецкой толщи – Rb-Sr - 559 ± 16 млн. лет; Sm-Nd - 569 ± 12 млн. лет [3], для кусынского комплекса - Rb-Sr - 608 ± 3 млн. лет; более ранние K-Ag определения – 540 млн. лет.

На основании детального картирования и изучения всех материалов предшественников (А.М. Зильберман, А.М. Чумаков и др.) дворецкий комплекс включен в состав верхнекерносской подсвиты (ранее он был в составе койвинской свиты). Кроме того, к дворецкому комплексу отнесены вулканические образования на участке «Светлый» («Танчихинский»), ранее относимые к благодатскому комплексу. Разрез верхнекерносской подсвиты следующий: вторая фаза – лавы, туфы гиаломеланефелинитов, оливиновых гиаломеланефелинитов, щелочных базальтов, основных фонолитов, щелочных трахитов; первая фаза – лавы, лавобрекции и туфы трахибазальтов, реже трахиандезибазальтов, трахитов. В основании потоков – лавобрекции пикротов. Тифроиды. В основании подсвиты – доломиты, алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников. Мощность подсвиты – 200-300 м.

К дворецким суббулканическим и жерловым образованиям отнесены аппараты центрального типа, закартированные по рекам Вильва, Кусья, Мал. Кедровка и представленные вулканитами второй фазы: лавобрекциями и эруптивными брекциями гиаломеланефелинитов, реже оливиновых гиаломеланефелинитов, щелочных базальтов, мелафонолитов, фонолитов, щелочных трахитов, штоки эруптивных брекций щелочных базальтов, основных и ультраосновных фонидитов, трахибазальтов, штоки туфов основных фонолитов.

Дворецкие и кусынские образования перекрываются конгломератами старопеччинской свиты верхнего венда с галькой дворецких и кусынских пород.

В результате проведенных работ по ГДП-200 уточнен литологический состав и мощность практических всех рифейских и вендских свит.

В составе нижнепермских отложений в западном районе Кизеловско-Дружининской структуры выделена шариповская свита ($P_1\#p$), представленная аргиллитами, алевролитами и песчаниками с тонкими прослоями известняков. Мощность 220-400 м. Нижняя граница свиты с дуванскими рифами – скользящая справа налево от кровли шиханского горизонта до бурцевского горизонта.

Все дополнения и изменения утверждены протоколом №17 НРС
МПР России от 21.04.2004 г.

Библиографический список

1. Аблизин Б.Д., Клюжина М.Л., Курбацкая Ф.А. и др. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала / АН СССР. М.: Наука, 1982. 135 с.
2. Младших С.В., Аблизин Б.Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала // Изв. . АН СССР. Сер. геол. 1967. №2. С. 67-89.
3. Карпухина Е.В. Петрология и геохронология ультрамафитовых и мафитовых пород западного склона Урала (Пермский регион): Автореф. ... канд. геол.-мин. наук / РАН. М., 2000.

А.Н. Угрюмов, Ю.А. Ехлаков, С.С. Санфирова
КамНИИКИГС, г. Пермь

К ВОПРОСУ О РАСЧЛЕНЕНИИ НИЖНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА УРАЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

К настоящему моменту Уральская сверхглубокая скважина (СГ-4) достигла глубины 6015 м. На забое вскрыты афировые гиалобазальты и жильные интрузивные породы типа одиннитов. До глубины 5070 м в интерпретации вскрытого разреза у разных авторов особых различий не имеется. Широко принимается схема работников Уральской ГРЭ СГБ [1], привязанная к утвержденной Схеме стратиграфического расчленения Урала. С этим делением можно согласиться, несколько уточнив номенклатуру частей разреза. Для глубин же от 5070 м и до забоя старая схема, по мнению авторов настоящей работы, неверна и требует изменения. Это вызвано особой, ни на что не похожей макро-структурой так называемой, кабанской свиты, которая интерпретируется неверно (как слоистая толща), из чего следуют важные заключения о ее генезисе, структуре Тагильского синклиниория, строении Урала и о ходе выполнения геологического задания скважины. Как известно, СГ-4 была заложена у г. Верхняя Тура, в западном борту Гарильского прогиба, с целью изучения глубинного строения этой структуры и, в частности, возраста и природы ее фундамента. Предполага-

лось, что последний должен быть достигнут на глубине 7,1 км, где будет представлен байкалидами.

Фактически вскрытый к настоящему времени разрез интерпретируется [1, 3] как наслойение двух мощнейших свит, снизу кабанской (со вскрытой мощностью 945 м) и именновской мощностью 5070 м рассеченных пологими дайками более молодых диоритов и одинитов. Обе свиты при этом рассматриваются как составные части комплекса – выполнителя Тагильского прогиба и согласно Стратиграфической схеме Урала [5] относятся к лландовери (кабанская) и лландовери-венлок-лудлову силура (именновская свита). Фундамент прогиба подразумевается на больших глубинах. Выходы обеих свит можно наблюдать на поверхности, к западу от устья скважины, что породило определенное разочарование в результатах бурения столь глубокой скважины, падение интереса к ней и, как следствие, сокращение финансирования на бурение и исследование. Однако, по нашему мнению, дело заключается в недостаточной изученности керна скважины, одной из немногих, где он отбирался непрерывно, от самого ее устья.

Авторы настоящей работы в течение последних 17 лет принимали участие в изучении керна СГ-4, включавшем документацию, литотого-петрографические исследования пород и составление коллекций основных литотипов разреза для интервала от устья до забоя скважины. В ходе детальных петрографических исследований сложилось свое представление о разрезе СГ-4, что хотелось бы обсудить в открытой печати.

Что касается интервала от 0 до 5070 м, то, как сказано ранее, принципиальных возражений нет. Расчленение разреза произведено в соответствии с принятой стратиграфической схемой Урала, где именновская свита представлена в том же составе. Однако материалы, полученные в ходе изучения многочисленного керна из интервала от 0 до 5070 м, дают основание для ее более дробного деления, более точного определения соотношения ее частей и их генезиса. Из данных исследования керна, прежде всего, вытекает, что именновская свита включает несколько генетически разнородных, разновозрастных и разобщенных перерывами горизонтов и уже в этом качестве не может считаться свитой. Это, очевидно, серия свит, связанных между собой во времени и вместе представляющих закономерно построенный комплекс, комплекс выполнения Тагильского синклиниория. Как следует из деления именновской свиты по К.Г. Баште [1], в ее составе имеют место несколько толщ (снизу): «флишиоидная» (3500-5070 м), «переходная» (3001-3500 м), «вулканокластическая» (429-3001 м), «эффузивная» (0-429 м). На отметках 429, 3001, 3500 м отмечаются перерывы в

накоплении осадков. Нижняя из перечисленных толщ («флишоидная») по данным наших исследований представляет собой наслойение силицитов, в разной степени насыщенных кислой и среднекислой пирокластикой (с частицами разной величины). Пирокластика в бассейн накопления кремнистых илов попадала непосредственно из вулканических выбросов. В образцах керна можно видеть как обломки лав или кристаллы (их обломки) погружены в тонкослоистую кремнистую (или глинисто-кремнистую) породу, и при этом сминают и прогибают под себя тонкие слойки кремнистого состава. В зависимости от объема пирокластики, смешивающейся с субстратом, можно выделить: «чистые» силициты, фтаниты, кремнистые алевропелиты, алевритистые, песчанистые силициты, туффиты и, наконец, вулканические туфы, где кремнистое вещество или резко подавлено, или полностью отсутствует. Толща имеет ритмично-слоистое строение. В кровле ее ритмы становятся все более мелкими, а породы приобретают темно-серую до черной окраску. Породы толщи накапливались очень медленно и прогиб был резко недокомпенсирован. Условия накопления осадков глубоководные.

«Переходная толща» представляет собой наслойение переотложенной тефры вулканов. Это вулканотерригенные алевролиты и песчаники с прослойями лав. В породах видны признаки водной обработки обломков и их переотложения, однако совершенно отсутствует материал каких-либо осадочных или метаморфических пород (гнейсов, гранитов, терригенного кварца и т.п.), который мог бы свидетельствовать о размыве каких-либо островов или континентов. Появление толщи означает начало эпохи мощной вулканической деятельности на бортах синклиниория. Прогиб не был компенсирован, отложение осадков шло в мелководной обстановке.

«Вулканокластическая толща» сложена вулканическими туфами, варьирующими по размерам обломков от алевро-пелитовых до агломератовых. Часть этой толщи сложена сваренными туфами явно наземного накопления, несомненно, формировавшими настоящие острова. При максимуме вулканической деятельности происходила пере-компенсация прогиба и возникали участки суши.

Самая верхняя («эффузивная») толща сложена лавами базальтов подводных извержений. Мощность толщи невелика, вулканическая деятельность слабела и перекомпенсации уже не было.

Таким образом, видно, что все перечисленные толщи представляют собой свиты пород определенного генезиса и состава. Вместе с этим они связаны единством состава вулканического материала, выраженного в закономерной смене (снизу вверх) дацитов и андезито-да-

цитов «флишоидной» и «переходной» толщ, андезитами и андезитобазальтами «вулканокластической» и далее базальтами «эффузивной». Антидромный характер вулканитов именновской свиты и их принадлежность к островодужным сериям вулканитов показана в работах Ю.С. Каретина [3]. Из всего сказанного выше видно, что «толщи» (свиты) именновской серии составляют стройную серию свит, единый, генетически объединенный комплекс, который мы предлагаем определить как комплекс выполнения Тагильского прогиба. Он делится нами на два подкомплекса – нижний, объединяющий «флишоидную» и «переходную» толщи, это подкомплекс основания островной дуги, и верхний – это собственно островодужный подкомплекс, т.к. часть его формировала надводные сооружения – острова. В печатных публикациях по СГ-4 [3] утверждается, что к комплексам выполнения Тагильского прогиба (к «островодужной серии») принадлежат и более глубокие части разреза СГ-4, а именно – кабанская свита. При этом предполагается, что основание синклиниория располагается где-то глубже.

Наши исследования показали, что кабанская свита и является основанием Тагильского синклиниория и соответственно Уральской геосинклинали (рисунок). К этому имеются следующие основания. Скважина СГ-4 прошла по образованиям кабанской свиты 945 м. Разрез ее представал в виде больших интервалов (в сотни метров), сложенных либо афировыми базальтами, андезитами, андезитобазальтами, либо риолитами, риодакитами и дацитами, имеющими крутопадающие текстуры течения лав. Контакты между телами разного петрографического состава наблюдаются редко, но те, что были встречены в керне, имели краткое падение ($45\text{--}60^\circ$ к горизонту). В кровле свиты, на ее контакте с именновскими образованиями, встречены слоистые породы (яшмы и тефроиды) с углами падения слойчатости $20\text{--}45^\circ$ [1]. В яшмах из линз среди базальтов кровли кабанской свиты, в 7 км к западу от СГ-4, определен комплекс конодонтов как раннесилурский [2]. В нижней части именновского комплекса, в силицатах (на глубинах 3718–3885 м), определен комплекс конодонт и хитинозой нижнего силура, пограничных слоев лландовери и венлоха [2].

Как отмечает М.В. Шурыгина [4], на хребте Шемур (Сев. Урал), где выступает шемурская свита по составу и геологической позиции близкая к кабанской свите (аналоги по Стратиграфической схеме Урала 1993 г.) в составе яшм обнаружены конодонты верхнего ордовика. Таким образом, граничные слои кабанского и именновского комплексов, которые точно не датированы, могут относиться к широкому интервалу, от ордовика до нижнего силура. Мощность этого неохарактеризованного находками фауны интервала очень велика и составляет

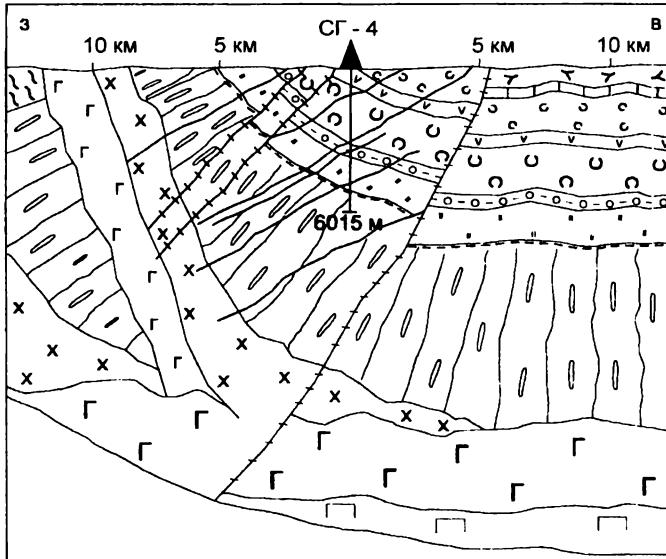


Схема строения западного борта Тагильского прогиба
Условные обозначения

	комплекс секущих даек диоритов и одинитов (D?)
	трапхиты туринской свиты
	известняки исовской свиты
	туфы гороблагодатской толщи
	базальты
	агломератовые туфы
	толща тефроидов
	силициты
	сланцы бортовой зоны прогиба ($O_{1,2}$)
	яшмы, тефроиды
	базальты, риолиты
	гранодиориты
	габброиды
	габбрво
	перидотиты
	тектонические нарушения

именновская серия

комплекс выполнения прогиба (S_1-S_2)

кабанский комплекс (O_3-S_1, I)
(основание прогиба)

Арбатский массив

глубинный магматический очаг

1145 м. Здесь сосредоточены в основном кремнистые отложения в смеси с пирокластикой. Кремнистые породы накапливаются очень медленно и широкий временной интервал их формирования вполне может иметь место. Как в кровле кабанской свиты, так и в низах именновской, отмечаются одни и те же фации глубоководных силицитов. Следов перерыва и размыва нет. Получается, что после становления кабанских базальтов и риолитов сформировалась верхнекабанская маломощная толща тефроидов и яшм, которые непосредственно перекрылись силицитами и фтанитами именновской свиты.

Наши наблюдения над текстурами и структурами базальтов и риолитов кабанской свиты показывают, что они представляют собой не наслойние покровов и потоков, а огромное скопление крутопадающих даек, типа параллельных даек океанических хребтов. Только этим можно объяснить повсеместное, на всех уровнях и во всех образцах наблюдающееся очень крутое падение текстур течения лав (0° - 20° , редко 45° к оси керна) и крутые контакты пород. Осадочных пород глубже отметок 5079 м по скважине не встречено. Кабанский комплекс даек, по-видимому, формировался в ходе осевого растяжения днища Тагильского прогиба, когда дайки внедрялись в трещины раздвига и последовательно заполняли зону шириной 30 км. Во время становления кабанских даек прогиб представлял из себя глубокий водоем, о чем свидетельствуют находки яшм с остатками радиолярий среди торцов базальтовых даек. Дайки достигали днища и мгновенно кристаллизовались. Об этом говорят стекловатые афировые структуры пород на всех глубинах и форма кристаллов плагиоклазов в микролитах, имеющихся «кусики». Кристаллы выглядят незавершенными. По размерам они мелкие и количественно резко уступают стекловатой фазе. Породы даек имеют миндалекаменные текстуры, что тоже необычно и истолковывается как признак эфузивов. Миндалины в них мелкие, уплощенные, вытянутые по вертикали. Часто они формируют цепочки, соединяясь прожилками – продушинами оттока газов (тоже вытянуты по вертикали). Реагируя с водой, торцы даек рассыпались на подушки, мелкие глыбы и песок, формируя слой тефроидов.

В настоящее время дайки имеют наклон к горизонту, зависящий от степени деформации днища Тагильского прогиба. Положение днища можно определить по наклону слоистости в породах именновского комплекса. В районе ствола скважины все слоистые породы падают на восток под углами около 70° (к оси керна), ближе к западному борту синклиниория слоистость падает круче (до 50° к горизонту). Дайки кабанской свиты падают на запад, и в районе ствола СГ-4 углы падения (это видно по следам течения лав в образцах) крутые (0° - 45° к оси кер-

на), но ближе к борту прогиба, в обнажениях базальтов, можно видеть падение текстур течения на запад с более пологими углами ($50\text{--}55^\circ$ к горизонту). При крутом падении дайки пересекаются вертикальным стволов скважины, производят впечатление мощных слоев и за такие принимаются.

Система крутопадающих даек должна распространяться на большую глубину, до промежуточного или основного магматического очагов (рисунок). По-видимому, нет оснований ожидать под кабанскими образованиями каких-либо осадочных пород. Те углисто-кремнистые сланцы и филлиты, относимые к ордовику, встречающиеся к западу от Арбатского массива, не должны подстилать Тагильский синклиниорий, а слагают его дальний борт, представляя фацию перехода к прибрежным песчаникам западного склона Урала.

Таким образом Уральская сверхглубокая скважина выполнила свою задачу и вскрыла основание Уральской геосинклинали.

* * *

1. Кабанская свита представляет собой комплекс крутопадающих даек базальтов и риолитов, сформированных при осевом растяжении днища глубоководного Тагильского прогиба.

2. Именновскую свиту в объеме, вскрытом СГ-4, следует рассматривать как серию в составе 4 самостоятельных толщ или свит, разделенных перерывами в накоплении осадков (снизу – вверх): а) ритмично-слоистых силицитов (м – 1570 м); б) слоистых вулканотерригенных алевролитов и песчаников (м – 489 м); в) агломератовых туфов (2572 м) и г) свиту базальтовых лавовых покровов (м – 429 м). Необходимо найти соответствующие наименования свит.

3. Именновская серия представляет собой совокупность толщ, выполнивших глубоководный прогиб в условиях от резкой недокомпенсации (внизу) до перекомпенсации вплоть до образования островов (вверху). Конечная стадия выполнения проходила уже в мелководном морском бассейне, где происходило подводное излияние базальтовых лав.

4. Залегающую в верхах именновской серии гороблагодатскую толщу впредь, до специального изучения, следует оставить в ранге самостоятельной толщи.

Библиографический список

1. Башта К.Г., Шахторина Л.Н., Кускова В.Н. Геологический разрез Уральской СГ-4 (0-5354 м) // Результаты бурения и исследований Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4). Научнос бурение в России: Сб. науч. тр. / ФГУП НПЦ «Недра». Ярославль, 1999. Вып. 5. С. 25-36.

2. Иванов К.С., Снегирева М.П., Карстен Л.А., Бикбаев А.З. Биостратиграфия и конодонты вулканогенно-осадочных комплексов силура, вскрытых Уральской сверхглубокой скважиной // Там же. С. 169-184.
3. Каретин Ю.С. Уральская сверхглубокая скважина: геолого-петрологическая и формационная характеристика вулканогенного разреза, вскрытого до глубины 5350 м // Там же. С. 110-112.
4. Шурыгина М.В. Проблемы стратиграфии силура // Проблемы стратиграфии Урала: Ордовикская и силурийская системы: Науч. докл. / УрО АН СССР. Ин-т геологии и геохимии. Свердловск, 1990. С. 20-27.
5. Стратиграфические схемы Урала. Докембрий, палеозой / Межведомственный стратиграфический комитет России. Екатеринбург, 1993.

А.П. Бирюзова, Е.В. Пушкарев
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

**ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД
СРЕДНЕГО И КИСЛОГО СОСТАВА В ПОДОШВЕ
ХАБАРНИНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО АЛЛОХТОНА**

В подошве многих офиолитовых аллохтонов Урала отмечаются метаморфические породы, преимущественно представленные амфиболитами, образованными по интрузивным или вулканогенным породам основного состава [8, 6, 9, 10; 3 и др.]. Весьма редко среди амфиболитов залегают породы кислого состава. Наиболее полно они были охарактеризованы в западном блоке метаморфических пород на ВойкароСынинском офиолитовом массиве на Полярном Урале (метаацидиты). Первичная природа этих пород трактовалась по-разному: осадочные песчаники, плагиогнейсы, метаморфизованные гранитоиды [5]. По данным А.А. Ефимова и Т.А. Потаповой, наиболее детально изучивших минеральный и химический состав этих пород, субстратом для них послужили вулканогенные породы кислого состава – дациты и риолиты, которые совместно с амфиболитами представляют собой метаморфизованный фрагмент контрастной базальт-риолитовой серии [3].

В подошве Хабарнинского офиолитового аллохтона, расположенного на Южном Урале в 30 км западнее Орска, среди амфиболитов и гранулитов также встречаются кислые и средние породы [2, 6], однако они не были изучены, и в литературе отсутствуют какие-либо данные об их минеральном и химическом составе и генезисе.

Метаморфические породы восточного блока прослеживаются узкой полосой видимой мощностью 0.5-2 км практически вдоль всего восточного контакта массива на протяжении 20 км. Они подстилают габбро-нориты восточно-хабаринского габбро-ультрамафитового комплекса и падают на запад и юго-запад, под массив под углом, изменяющимся от 5-10° до 40-45°. Комплекс метаморфических пород имеет двучленное строение [7]. В восточной, преобладающей по объему части зоны, видимой мощностью до 700-800 м, залегают однородные апобазальтовые мелковезернистые рассланцованные амфиболиты с нематогранобластовой структурой. К западу они резко сменяются неоднородной толщей, состоящей из массивных или сильно деформированных амфиболитов, которые в контакте с габбро-норитами сменяются пироксеновыми роговиками, иногда гранулитами, среди которых встречаются прослои, линзы и будины светлых пород, богатых кварцем и полевыми шпатами. Суммарная мощность этой пачки составляет около 200 м. Мощность прослоев и линз кислых пород варьирует от первых сантиметров до метров. Доля этих пород в разрезе в верхней части амфиболитовой зоны составляет 5-10%.

Текстура светлых пород полосчатая, гнейсовидная, милонитизированная. Полосчатость обусловлена чередованием слоев разной зернистости, обогащенных различными минералами: амфиболом, гранатом, пироксеном, полевыми шпатами и кварцем. Состав таких слоев соответствует чисто кварцевым, аркозовым и граувакковым песчаникам с переменной долей кварца. Переход между амфиболитами и породами, богатыми кварцем, постепенный, хотя происходит в узких зонах. Несмотря на высокую степень деформированности и милонитизации пород, иногда можно различить сохранившиеся фрагменты колой слоистости. По минеральному составу условно можно выделить следующие типы пород: кварциты, кварцито-гнейсы, плагиогнейсы, гранат-фенгит-кварц-полевошпатовые сланцы и др. [1].

Микроструктура кислых пород гранобластовая и лепидогранобластовая, характерно сохранение реликтовых, псаммитовых (обломочных) структур. Кварц разлистоан и обладает «брюсчатой» формой. Содержание его варьирует от 50 до 90%. Плагиоклаз представлен олигоклазом An_{25-30} . Во многих породах присутствует глиноземистый амфибол – ферроэденит ($Al_2O_3=13-14\%$), реже встречаются железистый куммингтонит и грюнерит. Светлые слюды представлены фенгитом, а темные – высокотитанистым биотитом темно-красного цвета. Иногда отмечаются железистые клинопироксен и ортопироксен, которые являются индикаторами гранулитовой фации метаморфизма. Сквозным типоморфным минералом кислых пород является гранат сиреневого,

светло-розового, светло-оранжевого цвета, образующий мелкие идиоморфные кристаллы в кварц-полевошпатовой матрице. Содержание граната достигает первых процентов. Состав граната соответствует пиральцитам с переменно высоким содержанием кальциевого компонента (15-25%). В отдельных, даже пространственно сближенных телях состав граната может сильно меняться, например, по пироповому компоненту вариации достигают 10-40 мол.%. Часто в породах присутствуют графит (до 5 %), сфен, апатит, циркон, рудный минерал.

В зависимости от количества кварца в породах содержание SiO_2 варьирует от 55 до 95%. Очевидно, что пород магматического генезиса с содержаниями SiO_2 выше 75% и соответственно модального кварца более 60% не бывает. Они имеют первично осадочное происхождение. Состав кварцита-гнейсов с содержанием SiO_2 в интервале 57-75% также указывает на их первично осадочное происхождение. Они отличаются от средних и кислых магматических пород повышенными содержаниями CaO , $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ и MgO и низкими Al_2O_3 (таблица). В целом породы не соответствуют котектическим составам средних и кислых магматических пород. На диаграмме $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO})/\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, которая применяется для отличия метаосадков от метариолитов, все наши пробы попадают в поле метаграувакк [4]. При расчете нормативного состава пород выявляется отсутствие прямой корреляции между суммой фемических минералов и основностью нормативного плагиоклаза, что является характерной особенностью магматических пород. Отсутствует также какая-либо корреляция между железистостью породы и составом плагиоклаза, также типичная для магматитов. Петрохимические данные свидетельствуют о первично осадочном происхождении субстрата кислых и средних метаморфических пород, переслаивающихся с амфиболитами в подошве Хабарнинского аллохтона.

Это предположение подтверждается изотопным составом углерода в графите, часто присутствующем в кислых породах, в количестве до 5 %. Форма выделения минерала пластинчатая. Изотопный состав углерода из графита был проанализирован на масс-спектрометре VARIAN MAT 230 с точностью 0,1‰ в ГЕОХИ РАН (Москва). Полученные данные $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от -34,8 до -27,8 ‰ и соответствуют осадочному органическому углероду.

Установлено, что первичным субстратом для метаморфических пород среднего и кислого состава, переслаивающихся с амфиболитами в подошве Хабарнинского офиолитового аллохтона на Южном Урале послужили осадочные метатерригенные породы, источником материала для которых могли быть размываемые средние и кислые породы

Химический состав метаморфизованных осадочных пород (мас. %)

	1	2	3	4	5	6
Проба	X61238	X61830	X6-1778	X61776	X6-1837	X61782
SiO ₂	91.00	78.10	72.59	73.51	71.64	57.25
TiO ₂	0.07	0.50	0.63	0.528	0.61	1.11
Al ₂ O ₃	1.14	7.31	10.41	9.34	8.35	17.36
Fe ₂ O ₃	0.62	1.14	3.96	3.89	3.67	5.55
FeO	1.40	3.4	2.1	2.20	3.0	5.30
MnO	0.06	0.11	0.23	0.33	0.25	1.50
MgO	2.27	1.79	2.48	2.30	5.13	2.85
CaO	3.22	2.58	2.50	1.99	1.55	1.50
K ₂ O	0.00	1.01	0.8	0.70	1.65	2.95
Na ₂ O	0.30	1.8	2.6	2.7	1.5	2.20
P ₂ O ₅	0.15	0.61	0.17	0.38	0.42	0.11
ппп	0.36	1.00	1.96	2.46	2.37	3.20
Сумма	100.64	99.41	100.46	100.37	100.18	100.94
Fe/(Fe+Mg)	0.33	0.58	0.56	0.58	0.41	0.67
Rb. г/т	не обн.	12	не обн.	не обн.	36	93
Sr. г/т	не обн.	146	224	200	126	146

1-5 – кварциты и кварцито-гнейсы: 1 – клинопироксеновый, 2 – амфибол-биотитовый, 3, 4 – гранатовые, 5 – биотит-гранатовый, 6 – гранат-фенит-кварц-полевошпатовый сланец. Анализы выполнены рентгенфлюоресцентным методом на VRA-30 в Институте геологии и геохимии УрО РАН (Аналитики: Н.П.Горбунова, Г.М.Ятлуг)

континентальной коры. Поскольку эти породы в разрезах перемежаются с вулканогенным материалом (возможно, туфовым) основного состава, то следует предполагать близость активных вулканических центров. Таким образом, местом формирования такого рода отложений мог быть склон активной континентальной окраины или островной дуги с гранитогнейсовым основанием.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ «Поддержка ведущих научных школ»: НШ-85.2003.5 и гранта Президиума УрО РАН 2003 по поддержке исследований молодых ученых и аспирантов.

Библиографический список

1. Бирюзова А.П., Пушкиров Е.В. Гранатовые амфиболиты в обрамлении Хабаринского массива на южном Урале (первые данные) // Ежегодник-2003 / ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург, 2004. С. 141-144.
2. Варлаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 238 с.
3. Ефимов А.А., Потапова Т.А. Высокобарические метагабброидные комплексы в оphiолитах Полярного Урала: Метаморфизм «против часовой стрелки» в связи с зоной палеозойской субдукции // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогенния / Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 2000. С. 233-268.
4. Ингерепретация геохимических данных / Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская и др. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
5. Лениных В.И., Вализер П.М., Пучков В.Н. Глаукофановые сланцы и амфиболиты в северо-западном контакте Войкаро-сынинского гипербазитового массива (Полярный Урал) // Метаморфические породы в оphiолитовых комплексах Урала. Свердловск, 1979. Вып. XXVI. С. 3-31.
6. Зверев А. Т., Лобanova Г.М. Природа габбро-амфиболитов Главного гипербазитового пояса Урала (на примере Кемпирсайского и Хабаринского массивов) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1973. № 9. С. 53-67.
7. Пушкиров Е.В., Готтман И.А., Бирюзова А.Н. Особенности геологического строения комплекса метаморфических пород в восточном экзоконтакте Хабаринского массива на Южном Урале // Ежегодник-2003 / Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 2004. С. 189-193.
8. Руженцев С.В. Краевые оphiолитовые альтохтоны (Тектоническая природа и структурное положение) // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 283. 173 с.
9. Соболев С.Ф., Панеях Н.А. Приконтактовый метаморфизм оphiолитовых массивов Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1992. №1. С. 22.
10. Соболев С.Ф., Панеях Н.А. Природа зеленосланцево-амфиболитовых ассоциаций экзоконтактовых зон Хабаринского оphiолитового массива // Там же. 1983. № 9. С. 53-68.

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

МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОБЛОМКОВ ПОРОД СРЕДНЕКАМСКОЙ ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Около 500 обломков аллювия были изучены под микроскопом. При этом выделено 24 группы пород. В каждую группу вошли породы,

имеющие более или менее сходный состав, структуру и текстуру. Ниже дано описание пород по группам.

1. Кварциты, кварцитопесчаники и песчаникокварциты по величине слагающих породу обломков разделены на три подгруппы: А) крупно-, Б) средне- и В) мелкозернистые породы.

А) Крупнозернистые кварциты, кварцитопесчаники и песчаникокварциты имеют всевозможные взаимные переходы, а потому подчас трудно дать точное название породе. Они состоят в основном из зерен кварца. Кварц часто трещиноватый и по трещинам заметно скопление гидроокислов железа и глинистых частиц. Обломки кварца имеют изометричную и вытянутую форму. Окатанность их разнообразна: от окатанных до угловатых (последние преобладают). Встречаются регенерированные обломки кварца. Структура породы равномерно- и неравномерно-зернистая (преобладает последняя).

Цемент по относительному количеству зерен и цемента: а) поровый и б) соприкосновения; по характеру выполнения – обычно пленочный; по структуре самого цемента: а) аморфный, б) беспорядочно-зернистый, в) механического заполнения пор и г) пойкилокластический. Цемент механического заполнения пор представлен обломками кварца, алевритовыми и глинистыми частицами, пеннином и циозитом. Беспорядочно-зернистый цемент состоит главным образом из отдельных обломков кварца различной формы и величины.

Структура породы зубчатая и мозаичная (преобладает последняя). В одном и том же шлифе часто наблюдается разный тип цементации и структуры.

В этой подгруппе также встречаются породы, у которых хорошо заметно повторное нарастание (регенерация) зерен кварца, что распознается по тонкой пленке серовато-бурового цвета, которая окружает зерна. На периферии зерен кварц второй генерации чист и прозрачен.

Б) Среднезернистые кварциты, кварцитопесчаники и песчаникокварциты состоят из кварца с незначительной примесью обломков кремнистых пород, биотита, хлорита, минералов группы эпидота и рудных. Кварц обычно чистый, прозрачный, не трещиноватый, волнисто-угасающий. Реже в нем наблюдаются мельчайшие буровато-серые включения. Степень окатанности кварца неодинакова: преобладают не окатанные обломки, встречаются регенерированные зерна. Обломки кремнистых пород имеют серовато-бурую окраску. Биотит представлен перемятыми чешуйками и листочками, обвивающими зерна кварца. Биотит темно-бурый и зеленовато-бурый; наблюдается переход в хлорит. Слюды сравнительно много в тех образцах, где есть минералы группы эпидота. Рудные минералы представлены в основном ромбо-

видными зернами гематита, располагающимися между кварцем. Иногда его зерна размером в 1 мм имеют неправильную форму. Гематит составляет до 10 %. Цемент породы крустикационный. Структура породы равномерно- и неравномерно-зернистая зубчатая и мозаичная.

В) Мелкозернистые кварциты и кварцевые песчаники по минералогическому составу почти не имеют отличий от ранее описанных более крупнозернистых пород. Помимо основного минерала – кварца – в них встречаются биотит, хлорит, обломки кремнистых пород, магнетит, гематит и гидроокислы железа. Все вместе они не превышают 10%; остальное приходится на кварц. Зерна кварца имеют вытянутую или изометрическую форму, они окатаны или угловаты. Цемент породы железистый и кремнистый, поровый и пленочный. Некоторые зерна кварца подвергались регенерации. Структура породы равномерно- и неравномерно-зернистая, зубчатая и мозаичная.

2. Кварцевые песчаники с полевым шпатом. Порода в основном состоит из кварца. Кварц прозрачный, бесцветный, угловатый или слабо окатанный, волнисто-угасающий; размер зерен до 2,5 мм. Полевые шпаты обычно свежие. Плагиоклазы полисинтетически сдвойникованы; есть калиевый полевой шпат; размер зерен до 0,5 мм. Полевые шпаты составляют до 15% всей породы. Цемент железистый, пленочный, глинисто-железистым. Иногда вокруг зерен кварца образуются венцы из мелких кварцевых зерен. Зерна кварца имеют размер до 0,3 мм; они окатанные и угловато-окатанные.

3. Полимиктовые песчаники с карбонатным цементом. Минеральный состав песчаников следующий: кварц, кислый плагиоклаз, карбонат, гидроокислы железа, хлорит, магнетит, биотит и другие сильно разрушенные минералы. Зерна имеют размер до 0,2 мм. Цемент карбонатный, базальтый.

4. Полимиктовый песчаник с железистым и глинисто-железистым цементом в своем составе имеет кварц, плагиоклазы, кремни, гидроокислы железа, магнетит, хлорит и другие минералы, сильно окрашенные гидроокислами железа. Размер зерен от 0,1 до 0,3 мм; преобладают угловатые обломки. Цемент породы железистый, пленочный и поровый.

5. Аркозы состоят из полевых шпатов, кварца, хлорита и обломков кремнистых пород. Полевые шпаты серые, бурье, изометрические, угловатые; зерна имеют размер до 0,8 мм. Полевые шпаты составляют 60 % всей породы. Плагиоклазы полисинтетически сдвойникованы и по составу соответствуют олигоклазу. Продукты разрушения состоят из хлорита, серицита и гидроокислов железа. Обломки калиевого полевого шпата окрашены в бурый цвет. Кварц бесцветный, прозрачный,

угловатый, волнисто-угасающий; обломки не превышают 1 мм. Кремнистая порода в виде обломков величиной до 1 мм слабо окрашена в бурый цвет и представляет собой агрегат мельчайших зерен кварца. Цемент породы в основном железистый.

6. Яшмы и кремни под микроскопом трудно различимы. Первые состоят из халцедона, кварца, карбоната, биотита и гидроокислов железа. Халцедон встречен в виде зерен неправильной формы, веерообразных пучков, розеток, лапчатых обломков с включениями пылевидных частиц гидроокислов железа. Кварц встречается редко; отдельные зерна его имеют неправильную форму; агрегаты зерен достигает 0,2 мм. Карбонаты представлены единичными мелкими зернами, заполняющими овальные пустоты размером до 0,5 мм. Биотит встречается в виде единичных чешуек, располагающихся в трещинах. При разрушении биотит переходит в хлорит. Структура породы микрокристаллическая, текстура – пятнистая и пятнисто-полосатая. Пятнистость обусловлена стяжениями прозрачного халцедона, выделяющегося среди бурой массы породы, переполненной пылевидными включениями гидроокислов железа. Полосчатость обязана трещинам, заполненным кварцем, сравнительно чистым и прозрачным по отношению к общей массе породы.

Кремни более чистые и прозрачные по сравнению с яшмами. В кремнях встречаются единичные зерна магнетита размером 0,1 мм. Нередко наблюдаются трещины, заполненные халцедоном.

7. Карбонатные породы обычно состоят из агрегатов мельчайших зерен карбоната буро-серого цвета (90 %) и из более крупных зерен карбоната неправильной формы размером до 5 мм.

Крупные зерна прозрачны, мелкие – окрашены в бурый цвет. Установлена микрофауна. Размер органических остатков не превышает 5 мм. Структура породы обычно неравномерно-зернистая, органогенно-кристаллическая. Сравнительно часто встречаются сильно окремневые разности карбонатов.

8. Перидотиты представлены оливином (80 %), пироксеном (19 %) и рудным (1 %). Оливин бесцветный, прозрачный; сохранился в виде зерен округлой формы; разрушается в серпентин. Волокна хризотила, развитые по трещинам вокруг зерен оливина, располагаются перпендикулярно стенкам трещин. В участках породы, где наиболее сильно разрушен оливин, встречен антигорит, плеохроирующий от бледно-зеленого по Ng до бледного, зеленовато-желтого по Nr. Включения в оливине представлены хромитом. Пироксен имеет таблитчатую форму зерен. Структура породы петельчатая.

9. Диабазы состоят из плагиоклаза, пироксена и магнетита. Плагиоклаз имеет вытянуто-таблитчатую или игольчатую форму кристаллов длиной до 1 мм с ясно выраженными ограничениями. Зерна бесцветные, прозрачные или полностью разрушенные и серые. Некоторые полисинтетические двойники имеют зональное строение. Плагиоклаз составляет половину всей породы и по составу соответствует андезину. Продукты разрушения плагиоклаза представлены серицитом и минералами группы эпидота (в основном цоизитом). Пироксен (авгит) характеризуется таблитчатой формой зерен; минерал прозрачен, бесцветен или слабо окрашен в желтовато-бурый цвет. Включения состоят из магнетита и гидроокислов железа. Наибольшее ожелезнение установлено по трещинам. Отмечается хлоритизация и переход в роговую обманку. Зерна магнетита достигают 1 мм. Магнетит встречен в виде зерен неправильной формы и составляет 2-3 % породы. Структура породы диабазовая.

Вторичный актинолит составляет большую часть породы; зерна плеохроируют от светло-зеленого по Nr до темно-зеленого по Ng; C:Ng=12°.

10. Габбро сильно метаморфизовано и сложено плагиоклазом, пироксеном, биотитом, кварцем и титаномагнетитом. Плагиоклазы имеют таблитчатую и вытянуто-таблитчатую форму зерен с ясными ограничениями; зерна обычно полностью перешли в пеннин, серицит и минералы группы эпидота. Зерна имеют размер до 1 мм. Пироксен характеризуется таблитчатой и неправильно-таблитчатой формой зерен, обычно бесцветных или слабо окрашенных в желтый и бурый цвет. Наблюдаются переходы в роговую обманку, плеохроирующую в травяно-зеленых цветах. Кварц, биотит и титаномагнетит встречаются в виде единичных зерен; плагиоклаз составляет около 60% породы, остальное представлено пироксеном. Структура породы гипидиоморфно-зернистая.

11. Кварцево-гиперстеновые диориты состоят из плагиоклаза, пироксена, кварца, биотита, титаномагнетита, апатита и продуктов разрушения этих минералов. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) имеет вытянуто-таблитчатую форму зерен, цвет серый; продукты разрушения представлены минералами из группы эпидота, пелита и серицита. Полисинтетические двойники отмечается в зернах, слабо затронутых разрушением. Ограничения зерен более четкие, чем у пироксена.

Пироксен представлен гиперстеном и частично диопсидом. Гиперстен имеет короткотаблитчатые и вытянуто-таблитчатые кристаллы размером до 2 мм иногда с зубчатыми окончаниями и двойниками. Минерал плеохроирует от зеленовато-бурого по Ng до желтого по Nr;

C:N_g=9°. Установлено значительное количество гидроокислов железа и титаномагнетита, переходящего в лейкоксен; двойники в пироксене редки. Наблюдается эпидотизация отдельных зерен и переход их в спутанно-волокнистый агрегат амфибола. Зерна диопсида вытянутогаблитчайтой формы имеют размер до 1,5 мм. Установлены включения титаномагнетита и гидроокислов железа. Пироксен составляет 35-40% всей породы.

Кварц (до 10%) бесцветный, прозрачный с ксеноморфными ограничениями. Зерна имеют размер до 2 мм; часто встречается волнистое угасание. Кварц нередко входит в состав пегматитовых вростков. Абиотит буровато-зеленый, плеохроирует от светло-зеленого по N_p до темно-зеленого по N_g. Встречается редко.

Титаномагнетит образует скелетные формы; имеет зерна неправильной формы размером до 2 мм; разрушается в лейкоксен. Апатит встречается в виде включений. Структура породы гипидиоморфно-зернистая.

12. Диорит состоит в основном из плагиоклаза серовато-бурого цвета, мутного, короткотаблитчайтой формы. Полисинтетические двойники выражены слабо. По составу плагиоклаз соответствует олигоклаз-андезину. В продуктах разрушения преобладает серицит. Структура породы гипидиоморфно-зернистая.

13. Кварцевый порфир состоит из плагиоклаза (10 %), кварца (40 %) и основной массы (50 %). Плагиоклазы свежие, прозрачные, с редкими чешуйками серицита. Зерна таблитчатые, размером до 2 мм. Полисинтетические двойники хорошо выражены. По составу плагиоклаз соответствует олигоклаз-андезину. Включения представлены магнетитом. Кварц имеет вид зерен округлой формы размером 0,2 мм. Основная масса породы бурая, стекловато-железистая.

14. Порфириты с вкрапленниками темноцветных минералов состоят из плагиоклаза, темноцветных минералов и основной массы. Плагиоклазы короткотаблитчайтые (до 5 мм) с включением иголочек апатита, гидроокислов железа и магнетита. Часто прослеживаются полисинтетические двойники с зональной структурой. Встречены зерна, которые оплавлены и разъедены с периферией. Оплавленная часть минерала имеет темную каемку различной толщины. По составу плагиоклаз соответствует олигоклаз-андезиту. Продукты разрушения состоят из пеннина, серицита и прозрачного халцедона, имеющего лапчатую форму. Вкрапленники составляют 50-60 % породы.

Темноцветные минералы сильно разрушены и их первичный состав часто неопределим. Они составляют 10-20 % породы. Продукты разрушения их представлены эпидотом, хлоритом и серицитом. В

порфировых вкрапленниках установлен хлоритизированный биотит, плеохроирующий в зеленых тонах, и пироксен. В темноцветных минералах встречаются включения апатита и магнетита. Темноцветные минералы в значительной степени изменены и заполнены магнетитом и гидроокислами железа. Кварц имеет округлую форму, во вкрапленниках встречается редко, когда заполняет трещины.

Основная масса породы окрашена в бурый цвет различной густоты. В ней помимо плагиоклазов и темноцветных минералов часто встречаются гидроокислы железа, магнетит, халцедон, имеющий лапчатую и радиально-лучистую форму зерен. Структура основной массы породы фельзитовая, пилотакситовая; текстура флюидальная. Структура породы порфировая. Некоторые порфиры сильно разрушены, поэтому трудно установить различие между вкрапленниками и основной массой породы.

15. Порфиры с микролитовой структурой основной массы состоят из плагиоклаза, кварца, магнетита, продуктов их разрушения и основной массы. Плагиоклаз (андезин-лабрадор) обычно чистый, прозрачный, реже окрашен в бурый цвет гидроокислами железа. Зерна имеют размер до 5 мм. Форма зерен короткотаблитчатая, иногда с закругленными углами. Встречается зональное строение. Продукты разрушения состоят из серциита и делессита.

Включения в минералах представлены магнетитом. Кварц встречается во вкрапленниках. Основная масса породы сильно окрашена в бурый цвет гидроокислами железа; минеральный состав ее неопределен. Плагиоклазы в порfirите составляют 50%. Структура породы порфировая, структура основной массы породы микролитовая.

16. Порфиры с флюидальной текстурой состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, халцедона и основной массы. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин и андезин) имеет вытянутотаблитчатую форму иногда с ясно выраженным ограничениями; зерна достигают 15 мм. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован и обычно окрашен в бурый цвет гидроокислами железа. Зональные плагиоклазы редки. Включения состоят из магнетита и апатита. Зерна разрушаются неравномерно с образованием серциита и гидроокислов железа. Калиевый полевой шпат обычно сильно разрушен и полностью состоит из продуктов разрушения; встречается значительно реже плагиоклаза. Кварц установлен в виде единичных зерен. Некоторые пустоты в порfirите выполнены радиально-лучистым халцедоном, имеющим бурый цвет.

Основная масса породы по сравнению с вкрапленниками, как правило, окрашена в более густой бурый цвет. Среди нее встречаются

плагиоклазы и темноцветные минералы, почти полностью перешедшие в эпидот, цоизит, пеннин, делессит, магнетит. Структура породы порфировая. Содержание порфировых вкрапленников в порфиrite колеблется от 10 до 70 %.

17. Порфиры со сферолитовой структурой основной массы состоят из плагиоклаза, сферолитов, гидроокислов железа и гематита. Плагиоклаз (андезин) окрашен в бурый и серый цвет; реже он чистый и прозрачный с четкими ограничениями; зерна имеют размер до 4 мм. Полисинтетические двойники ясно выражены. Включения, состоящие из гидроокислов железа, имеют форму точек различной величины. Продукты разрушения плагиоклаза состоят в основном из серицита. Вкрапленники плагиоклаза составляют 25-35% породы. Сферолиты, представляющие собой сростки микрокристаллов полевых шпатов, имеют размер до 1,5 мм и окрашены в буровато-серый цвет. В скрещенных николях хорошо выражена радиально-лучистая структура. Сферолиты составляют 50% породы.

Основная масса порфирита представлена бесцветными или слабо окрашенными в бурый цвет зернами кварца с ксеноморфными ограничениями. Здесь же встречаются полевые шпаты, гидроокислы железа и гематит.

18. Туфо-порфиры состоят из плагиоклаза, темноцветных минералов, кварца, магнетита и основной массы. Плагиоклазы короткотаблитчатые с ясно выраженными ограничениями; они окрашены в бурый цвет и обычно сильно пелитизированы, серицитизированы и эпидотизированы. Темноцветные минералы нередко опалитизированы и значительно эпидотизированы. Первичный состав минералов не установлен. Кварц выполняет пустоты. Магнетит в виде зерен неправильной формы встречается редко. Структура породы меняется в пределах одного образца. Структура основной массы обычно флюидальная и фельзитовая.

19. Диоритовые порфиры встречаются редко; порфировые выделения состоят из плагиоклаза. Структура породы порфировая. Структура основной массы гипидиоморфно-зернистая.

20. Кварцевые диориты состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, темноцветных минералов, кварца и магнетита. Плагиоклазы (65%) короткотаблитчатые и обычно мутные. Зерна имеют размер не более 3 мм. Часто наблюдаются полисинтетические двойники. Плагиоклаз по составу соответствует олигоклаз-андезину. Включения представлены магнетитом и гидроокислами железа. Продукты разрушения состоят из серицита, минералов группы эпидота, которые встречаются по трещинам или заполняют все зерна.

Темноцветные минералы (8-10%) сильно хлоритизированы и эпидотизированы, а потому первичный состав их установить нельзя. Зерна имеют размер до 1 мм, форма их таблитчатая. Включения представлены магнетитом. Калиевый полевой шпат (до 10%) имеет мутные, непрозрачные зерна неправильно-таблитчатой формы; отмечены перититовые вrostки. Кварц (15%) бесцветный, прозрачный, зерна имеют размер до 1 мм. Кварц заполняет промежутки между другими минералами. Структура породы гипидиоморфно-зернистая.

21. Кварцевые диоритовые порфиры состоят из вкрапленников плагиоклаза (15-20%) и основной массы; вкрапленники имеют размер до 2 мм. Основная масса породы мелкозернистая и представлена плагиоклазом и кварцем. Плагиоклаз вытянуто-таблитчатый. Структура основной массы порfirитов гипидиоморфно-зернистая.

22. Гранодиорит состоит из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, темноцветных минералов, кварца и магнетита. Плагиоклаз имеет серый цвет и таблитчатую форму; зерна достигают 1-2 мм. Установлены полисинтетические двойники и включения магнетита. Продукты разрушения состоят из пелита и серицита. Калиевый полевой шпат представлен решетчатым микроклином, обычно сильно разрушенным и пелитизированным; встречаются перититовые вростки. Темноцветные минералы отмечены в виде хлоритизированного биотита, состоящего из листочек зеленоватого цвета, и реже в виде мелких листочек мусковита. Кварц (25-30%) имеет ксеноморфные ограничения; он заполняет промежутки между другими минералами; зерна достигают 3 мм; характерно волнистое угасание.

Магнетит установлен в виде зерен неправильной формы; встречается редко. Структура породы гранитовая. Некоторые породы сильно метаморфизованы.

23. Гранодиорит-порфиры состоят из вкрапленников плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и редко встречающихся хлоритизированных и серицитизированных темноцветных минералов. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) серовато-бурый, почти непрозрачный, короткотаблитчатый. Зерна имеют размер до 3 мм. В свежих разностях встречены полисинтетические двойники. Продукты разрушения состоят в основном из серицита. Калиевый полевой шпат, представленный зернами такого же размера, как и плагиоклаз, окрашен в буровато-серый цвет, внутри него встречаются зерна плагиоклаза и темноцветного минерала. Продукты разрушения калиевого полевого шпата состоят из пелита. Калиевый полевой шпат и плагиоклаз присутствуют в равных количествах и обычно не превышают вместе 30-40 % всей массы породы. Темноцветные минералы встречаются редко. Основная

масса породы представлена сильно разрушенными, бурыми полевыми шпатами и кварцем. Зерна плагиоклаза имеют короткотаблитчатую форму с четкими ограничениями. Магнетит, гидроокислы железа и пегматитовые прорастания встречаются редко в основной массе породы. Структура породы порфировая, структура основной массы мелкозернистая, гипидиоморфно-зернистая.

24. Кварцевые порфириты состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, темноцветных минералов и основной массы. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) имеет четкие ограничения, окрашен в серый и бурый цвет различной густоты. Встречаются полисинтетические двойники, наблюдается зональное строение зерен. Включения представлены магнетитом и апатитом. Вкрапленники имеют размер до 4 мм. Степень разрушения зерен различна. Продукты разрушения состоят из серицита и пелита. Калиевый полевой шпат встречается реже плагиоклаза. Кварц образует скопления округлых зерен с признаками коррозии; он составляет около 15% породы. Угасание зерен кварца волнистое, наблюдаются заливчики. Зерна кварца имеют размер до 1 мм. Темноцветные минералы встречаются редко; они сильно хлоритизированы и эпидотизированы. Установлен биотит, обычно полностью хлоритизированный.

Основная масса породы окрашена в бурий цвет различной густоты. Структура ее флюидальная, фельзитовая и реже перлитово-сферолитовая. В одном куске породы прослеживается сочетание различных структур. Контакты участков с различной структурой резкие, а в отдельных случаях отмечается каемка опацитизации. Вероятно, это ксенолиты одних порфиров и других. Порода сильно метаморфизована; заметна рассланцованныность.

Таким образом, грубообломочный аллювий р.Камы представлен разнообразными породами. Эти породы следующие: кварциты, кварцитопесчаники, песчаникокварциты, кварцевые песчаники с полевыми шпатами, полимиктовые песчаники с карбонатным, железистым и глинистым цементом, аркозы, яшмы, кремни, кварц, карбонаты, пироксеновые дуниты, диабазы, сильно метаморфизованные габбро и диабазы, диориты, кварцево-гиперстеновые диориты, кварцевые порфириты, порфириты с вкрапленниками темноцветных минералов, порфириты с микролитовой, флюидальной и сферолитовой структурой основной массы, диоритовые порфириты, кварцевые диориты, кварцевые диоритовые порфириты, гранодиориты, гранодиорит-порфириты и кварцевые порфириты.

В заключение необходимо добавить, что многие из описанных пород редки; значительная часть обломков представлена кварцитами,

кварцевыми песчаниками, кремнями, яшмами и кварцем. На основании микроскопического исследования крупных обломков аллювия можно считать, что в Среднем Прикамье имеем в основном физически крепкие и химически устойчивые породы, зерна которых скомпактованы прочным цементом, а структура пород указывает на высокую прочность к механическому воздействию. Это имеет важное значение при использовании гравия как инертного наполнителя в ответственных бетонах. Рассмотренные обломки пород имеют сходство с породами, развитыми на Западном Урале.

Выполненное детальное петрографическое описание крупнообломочного материала аллювия Средней Камы может рассматриваться как базис для проведения дальнейших исследований. Наиболее интересным является сравнение петрографического состава обломков разновозрастного аллювия Прикамья, что позволит решить многие палеогеографические проблемы региона (в частности, дискуссионный вопрос о перестройке речной сети в четвертичном периоде). Второй важной проблемой является выделение псефито-петрографических провинций на территории Прикамья, что потребует расширения площади исследований.

С.О. Зорина

Центральный НИИ геологии
нерудных полезных ископаемых, г. Казань

**ОБ ЭВСТАТИЧЕСКИХ СИГНАЛАХ
В МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОКА
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И
ДИАХРОННОСТИ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ГРАНИЦ**

Современный уровень стратиграфических исследований требует несколько иного взгляда на некоторые устоявшиеся за многие годы и десятилетия стратиграфические наработки и стереотипы. В настоящее время общепринятой основой проведения границ стратонов является хроностратиграфический подход, при котором сопоставление границ с общей шкалой проводится преимущественно на основе фаунистических датировок.

Как известно, в 1986 г. Международная комиссия по стратиграфии приняла концепцию «глобального стратотипического разреза и

точки», согласно которой нижняя граница подразделения Международной стратиграфической шкалы должна определяться избранной точкой в утвержденном стратотипе границы, а верхняя – нижней границей вышележащего таксона, выделенной на той же основе. По мнению многих специалистов, высказанному на конгрессе в Рио-де-Жанейро в 2000 г., концентрация усилий на «точках» или «золотых гвоздях» привела к определенному смещению задач стратиграфии. Тем не менее обозначены новые направления деятельности Международной стратиграфической комиссии, и российские стратиграфы должны с этим считаться. Завершение стратиграфической стандартизации Международной стратиграфической шкалы, т.е. создание ее нового варианта должно произойти уже к 2008 г. Имеется в виду, что должны быть уточнены на основе последних данных границ всех систем, отделов и ярусов глобальной шкалы. Этот процесс не может произойти на достоверной и корректной основе без уточнения границ региональных стратонов.

Перед исследователями стратиграфии осадочных бассейнов встанет задача – провести изохронную корреляцию границ региональных и местных стратонов с общей стратиграфической шкалой (ОСШ). Как известно, границы литогоризонтов, свит и других местных стратонов, согласно закону Н.А. Головкинского, не являются изохронными. Причины этого рассматриваются в многочисленных монографиях по фациальному анализу. Границы биозон также не могут быть изохронными в силу многих обстоятельств. Важнейшим из них является *постепенное освоение* новых участков бассейна биотой, проникавшей из других палеогеографических зон под воздействием течений. Поэтому граница биозон будет омолаживаться по мере удаления организмов от места прибытия.

Несомненно, важнейшую роль в прослеживании подразделений ОСШ должен играть палеомагнитный критерий, т.к. геомагнитные инверсии носят синхронный характер, т.е. являются теми событиями, выявление которых и позволяет проводить изохронную корреляцию.

Факты диахронности стратиграфических границ регистрируются в настоящее время при детальных комплексных стратиграфических исследованиях как при межбассейновых корреляциях, так и в пределах структурно-геологических зон и даже подзон осадочного бассейна. Так, в результате детальных палеомагнитных корреляций нижнемеловых тетических разрезов с boreальными, при надежном биостратиграфическом сопровождении, установлена асинхронность ярусных, подъярусных и зональных границ валанжинского, готеривского, баррем-

ского, аптского и альбского ярусов на величину, сравнимую с длительностью аммонитовых зон раннего мела [2].

Имеются доказательства диахронности готерив-барремской границы (климовской свиты и уренской толщи) в Ульяновско-Саратовском прогибе (УСП) ВЕП (сообщение А.Ю. Гужикова на второй региональной стратиграфической конференции «Фанерозой Волго-Уральской, Прикаспийской и Северо-Кавказской нефтегазоносных провинций: стратиграфия, литология, палеонтология», 6-9 декабря, 2004 г.).

Отчетливо выраженное возрастное скольжение границ испытывает княжухинская толща, отнесенная по фауне к верхнему альбу в Ульяновско-Самарском Поволжье, а на северо-востоке УСП – к среднему альбу [3, 5].

Детальными палеонтологическими исследованиями позднемеловых моллюсков и фораминифер Европейской палеобиогеографической области и Зауральского морского бассейна [1] установлены многочисленные факты омоложения границ биозон при трассировании их по сообщающимся через проливы областям обитания фаун.

Таким образом, приходится еще раз констатировать неприемлемость одних только биостратиграфических данных для сопоставления границ стратонов с ОСШ. Здесь необходимы данные о глобальных событийных уровнях, которые должны быть отделены от «регионального шума» [7]. Наиболее высоким потенциалом изохронной корреляции обладают образования, сформировавшиеся под влиянием следующих событий: 1) эвстатических подъемов и спадов уровня моря, которые вызвали начало и завершение формирования секвенций; 2) аноксийных океанических обстановок с накоплением высокоуглеродистых слоев; 3) геомагнитных инверсий; 4) климатических инверсий, связанных с изменением эксцентриситета земной орбиты; 5) глобальных всплесков вулканизма с формированием пепловых слоев; 6) астрономических катализмов.

Событийные сигналы в мезозойских отложениях востока ВЕП описаны во многих публикациях последнего времени (материалы первой региональной стратиграфической конференции, Саратов, 2001). Обобщенные стратиграфические данные, содержащие «вещественные доказательства» важнейших эвстатических и иных событий и их последствий (секвенций и свит), отражены в утвержденных МСК России унифицированных стратиграфических схемах юры и нижнего мела Русской платформы (1993, с изменениями и дополнениями 1994 г.) и зональной стратиграфической шкале верхнего мела Восточно-Европейской платформы [9].

При рассмотрении вопроса событийности, в частности мезозойских отложений ВЕП, следует, прежде всего, остановиться на ранжировании событий. Крупнейшие мезозойские стратоны рассматриваемой территории – секвенции – были сформированы под действием глобальных эвстатических событий I порядка. Границы свит, входящих в состав секвенций, обусловлены эвстатическими, палеоклиматическими, гидродинамическими и многими другими событиями, объединенными в категорию II порядка. Границы слоев внутри свит связаны с многофакторными событиями более высоких порядков.

Такому же ранжированию подлежат и гиатусы, разделяющие секвенции, свиты и слои. В идеале в строении классической секвенции (по Митчему) выделяются несколько системных трактов. Но под воздействием целого ряда событий, приводящих к появлению гиатусов, исследователю остается для изучения только часть секвенции. Однозначно ответить на вопрос, по какой из причин разрез секвенции редуцирован, нельзя в силу их большого разнообразия: «ненакопления» [7] – при смыте осадка течениями или при смещении его по наклонной поверхности дна бассейна, выводе территории на сушу с последующим воздействием выветривания, размыте и сносе осадка очередной волной трансгрессии и др. Последняя из перечисленных представляется наиболее распространенной.

Внутри свит распознать гиатусы еще более сложно. Лучшим методом их выявления является палеомагнитный метод [2]. Внутри слоев длительность гиатусов ряд исследователей определяют математическими методами, рассматривая слои и группы слоев в качестве фрактальных множеств [8]. Следуя определенной схеме математических вычислений, удается определить общую длительность перерывов осадконакопления в физическом выражении времени, которая может достигать даже в непрерывных разрезах 95% от общей длительности формирования этих толщ.

Датировка события определяется нами с погрешностью $\pm\frac{1}{2}$ длительности, соответствующей началу события биофазы. Понятно, что такие датировки есть достаточно условные привязки к общей шкале. Геохронологический интервал между событиями, вызвавшими начало и завершение формирования секвенции, является периодом относительно стабильной эвстазии (и эпейрогении), хотя на фоне наступившей стабильности происходят менее масштабные события, проявляющиеся в эвстатических, эпейрогенических, палеоклиматических, гидродинамических и, как следствие, – биотических флуктуациях. Именно последние используются для увязки секвенций (и свит) с общей шкалой. Несмотря на то, что биостратиграфические границы диахрон-

ны, на основе хроностратиграфического подхода можно попытаться восстановить последовательность важнейших событий, происходящих на определенном этапе геологического развития конкретной территории.

Многими исследователями доказано, что глобальные импульсы повышения уровня моря, вызванные увеличением объема воды в Мировом океане, связаны с увеличением активности плейттектоники и нижнемантинного апвеллинга [10]. На территории ВЕП такие затопления происходили с байоса до конца маастрихта периодически [4], и после отхода моря оставалась накопившаяся секвенция, которая затем подвергалась процессам размыва, иногда длившимся несколько веков.

В начале позднего байоса восток ВЕП подвергся влиянию глобального эвстатического события I порядка, выраженного в значительном подъеме уровня Мирового океана и ознаменовавшего начало развития мезозойского эпиконтинентального морского бассейна, когда было положено начало формированию первой группы секвенций на рассматриваемой части платформы.

Конец среднего бата отмечен проявлением эвстатического события II порядка, которое вызвало незначительное понижение уровня моря, что привело к одновременному прекращению осадкообразования на восточном крыле Московской синеклизы, Саратовском Правобережье и в Саратовском Заволжье. Этим рубежом датируется начало гиатуса II порядка на этих территориях. В остальных структурно-геологических зонах непрерывное осадкообразование продолжалось до конца среднего келловея.

Проявлением эвстатического события II порядка, выразившегося в повышении уровня моря, отмечен рубеж бата-келловея. Морская акватория охватила всю территорию востока ВЕП, обусловив повсеместно преимущественно глинистое осадконакопление.

Начало среднего келловея выразилось в проявлении региональной «оолитовости» в морских илах на обширных территориях не только востока ВЕП (Окско-Донской депрессии, Муромско-Ломовского прогиба и северной части УСП), но и в районах Западной Европы [6].

Эвстатическое событие I порядка, произошедшее в конце среднего келловея, завершило формирование первой (среднеюрской) группы секвенций в Вятско-Камской впадине, северной части УСП, хотя отдельные «островки» позднекелловейского моря отмечены на северо-востоке УСП [6] и в Муромско-Ломовском прогибе.

Каждая из среднеюрских секвенций в рассмотренных структурно-геологических зонах представляет собой полный трансгрессивный ритм с постепенным переходом от грубообломочных и псамmitовых

пород, сформировавшихся на раннем этапе накопления секвенций, к глинистым осадкам в период стабилизации эвстатики и карбонатным – в заключительную фазу.

Эвстатическое событие I порядка, вызвавшее начало формирования второй (позднеюрско-раннемеловой) группы секвенций, датируется началом раннеоксфордской фазы *cordatum*. Новой эвстатической волной были охвачена вся территория востока ВЕП, кроме Вятско-Камской, Бузулукской впадин и северо-востока УСП. Здесь, по-видимому, активизировались эпейрогенические процессы, способствовавшие длительным гиатусам.

В конце среднего оксфорда на востоке ВЕП проявилось эвстатическое событие II порядка: уровень моря несколько понизился, что привело к завершению формирования среднеоксфордских свит на восточном крыле Московской синеклизы, в Окско-Донской депрессии, Ульяновско-Самарском Поволжье. С этим событием связано окончание повсеместного и плавного осадконакопления на рассматриваемой территории. В большинстве структурно-геологических зон сформировались свиты, которые слабо коррелируют между собой по стратиграфическому объему.

В начале позднего кимериджа эвстатическое событие II порядка, выраженное в повышении уровня моря, привело к увеличению площади акватории и восстановлению устойчивого осадконакопления (прерванного в конце среднего келловея) в целом ряде участков платформы: на восточном крыле Московской синеклизы, северо-востоке УСП, в Саратовском Правобережье и Саратовском Заволжье.

Конец позднекимериджской фазы *eudoxus* выражен эвстатическим событием II порядка – понижением уровня моря и началом гиатусов в Ковернинской впадине, восточном крыле Московской синеклизы, Саратовском Правобережье.

На рубеже кимериджского и волжского веков эвстатическим событием II порядка, с которым связано дальнейшее понижение уровня моря, отмечено начало гиатусов на преобладающей части рассматриваемой территории.

Эвстатическое событие II порядка, произошедшее в начале средневолжского времени (фаза *panderi*), вызвало подъем уровня моря с затоплением почти всей восточной части ВЕП (пандериевая трансгрессия). Время гиатусов продолжалось лишь на восточном крыле Московской синеклизы и в Окско-Донской депрессии. На остальной территории сформировались трансгрессивно залегающие свиты с повышенным содержанием органического углерода, накопление которых шло при дефиците кислорода.

Завершение фазы *panderi* связано с таким же резким падением уровня моря, вызванного эвстатическим событием II порядка, как и его подъем в начале средневолжского времени. Площадь бассейна сократилась практически до ранневолжских значений. С началом фазы *virgatus* падение уровня моря приобрело постоянный характер. К концу среднего волгия (= юрского периода) глинистые осадки отлагались только в Вятско-Камской впадине.

Следует обратить особое внимание на тот факт, что завершение формирования второй группы секвенций не совпало с окончанием юрского периода. В позднем волгии (= раннем берриасе) характер накопления осадков был аналогичен окончанию средневолжского времени. По-прежнему глинистые осадки отлагались только в Вятско-Камской впадине.

В конце волжского века произошло эвстатическое событие II порядка – резкое падение уровня моря. Фрагментарное песчаное осадконакопление сохранилось только в Вятско-Камской впадине, на севере УСП и в Бузулукской впадине. Но и на этих территориях оно было крайне нестабильным из-за сильных гидродинамических колебаний. С окончанием фазы *undulotoplicatilis* связано последнее в геологической истории второй группы секвенций эвстатическое событие II порядка, которое привело к подъему уровня моря и затоплению почти всей восточной части ВЕП.

В конце позднего валанжина эвстатическим событием I порядка завершилось формирование второй группы секвенций. Ранний готерив на всей рассматриваемой территории был временем гиатуса.

В начале позднего готерива рассматриваемая часть платформы вступила в новую фазу своего развития, которая отмечена очередным эвстатическим событием I порядка. Новая волна трансгрессии, охватившая всю рассматриваемую территорию, имела большую амплитуду и носила быстротечный характер, что привело к размыву, по-видимому, значительной части более древних осадков. Базальные песчаные и конгломератовые слои третьей (позднеготерив-среднеаптской) группы секвенций повсеместно несут следы этого мощного размыва. Осадконакопление возобновилось одновременно во всех рассматриваемых структурно-геологических зонах, кроме части Муромско-Ломовского прогиба и Окско-Донской депрессии.

Начало раннего баррема отмечено проявлением эвстатического события II порядка, вызвавшего значительный и плавный подъем уровня моря, вследствие чего вся рассматриваемая часть платформы была затоплена. Во всех структурно-геологических зонах сформирова-

лись преимущественно глинистые свиты, а четкие литологические границы с позднеготеривскими свитами в ряде регионов отсутствуют.

В конце барремского века под влиянием эвстатического события II порядка произошло снижение уровня моря. Начало гиатусов зафиксировано в Ковернинской впадине, на севере Муромско-Ломовского и Ульяновско-Саратовского прогибов. На остальной территории продолжавшийся процесс преимущественно глинистого осадконакопления носил достаточно спокойный характер, что явилось причиной отсутствия литологических контрастов на рубеже баррем-апта.

Начало раннеаптской фазы *deshayesi* связано с глобальным эвстатическим событием ОАЕ1, которое проявилось на рассматриваемой части платформы накоплением слоев с повышенным содержанием углерода, вызванным сероводородными заражениями бассейна и гибеллю биоты. Этим событием завершилось формирование третьей группы секвенций примерно на половине рассматриваемой территории. На остальной части накопление секвенций завершилось несколько позже – к концу среднего апта. В истории формирования секвенций этой группы выделяются этапы «пассивного» осадконакопления, в течение которых отлагались мощные, до 120-140 м, литологически монотонные глинистые серии при практически полном отсутствии литологически выраженных границ между свитами.

В начале среднего альба восток ВЕП подвергся влиянию очередного эвстатического события I порядка, которое вызвало подъем уровня моря и возобновление осадконакопления на всей рассматриваемой территории. Данное событие ознаменовало начало формирования четвертой – средне-позднеальбской группы секвенций. Несмотря на значительную площадь бассейна, уровень моря был достаточно низким и колеблющимся, а гидродинамический режим очень активным. Окончание фазы *inflatum* связано с эвстатическим событием I порядка, выразившимся в резком падении уровня моря, завершившим формирование этой группы секвенций.

В конце позднего альба закончилась эпоха прохладного климата и накопления преимущественно бескарбонатных темно-серых глинистых осадков boreального облика. Данным эвстатическим событием вызвано начало гиатусов, во время которых произошла глобальная перестройка осадочного процесса и климатическая инверсия.

Учитывая важнейшие выводы, полученные исследователями [1, 9, 3, 4] при рассмотрении разных этапов позднемеловой истории ВЕП и всей эпохи в целом, нельзя не отметить, что начавшаяся на рубеже раннего и позднего мела крупнейшая в истории Земли трансгрессия была связана с экстраординарно высокими темпами роста океаниче-

ской коры, небывало интенсивным тектогенезом и проявлениями вулканизма [10]. Резкое потепление климата привело к созданию благоприятных условий для расцвета разнообразного и многочисленного биотического сообщества – нанопланктона, бентосных и планктонных фораминифер, радиолярий, пелеципод, белемнитов, иглокожих, брахиопод, губок, в меньшей степени – аммонитов, хрящевых рыб и рептилий. Границы между верхнемеловыми свитами выражены сменой биотических фаз.

Эвстатическим событием I порядка на востоке ВЕП отмечено начало формирования пятой – сеноманской – группы секвенций. Устойчивое накопление исключительно песчаных сеноманских осадков отмечается только на территории Саратовского Поволжья и севере Пензенского Поволжья. На остальной территории они развиты фрагментарно. Завершение формирования сеноманской секвенции связано с эвстатическим событием I порядка – понижением уровня моря в конце позднесеноманской фазы *hattini*.

Окончательный переход от песчаного осадконакопления к мергельно-меловому зафиксирован в ранне-позднетуронской октябрьской свите, выделенной на территории Муромско-Ломовского прогиба. Данный литологический переход, очевидно, связан с началом формирования седьмой (средне-позднетуронской) секвенции. Очередной эвстатический подъем привел к возобновлению прерванного в раннем туроне осадконакопления во всех структурно-геологических зонах востока ВЕП.

Завершение формирования туронских секвенций датируется окончанием позднетуронской фазы *scupini-incertus*. Вследствие незначительного эвстатического понижения уровня моря процесс осадконакопления был прекращен на территории Муромско-Ломовского прогиба и в Саранском Поволжье. Накопление терминальных слоев седьмой группы секвенций в Ульяновско-Самарском Поволжье (за исключением северо-востока УСП) продолжалось до конца раннеконьякской фазы *brongniarti*.

Началом раннего коньяка (= началом фазы *koeneni*) датировано новое эвстатическое событие I порядка, выраженное подъемом уровня моря и расширением морской акватории. Средне-позднеконьякские свиты сформировались на всей рассматриваемой территории, включая северо-восток УСП, где более древние позднемеловые осадки не накапливались. Характерная особенность средне-позднеконьякского времени – частые флюктуации уровня моря, проявленные в обилии поверхностей твердого дна в мелоподобных мергелях севера Саратовского и Пензенского Поволжья (вольская свита).

Характерной особенностью раннесантонских свит рассматриваемой территории является необычно выдержаный литологический состав – чередование мергелей кремнеземистых, опок и глин. В конце позднесантонской фазы *ratootensis* произошло общее эвстатическое понижение уровня моря, которое привело к одновременному началу гиатусов во всех структурно-геологических зонах и подзонах рассматриваемой территории.

Окончанием раннекампанской фазы *micronata alfa* датируется эвстатическое событие I порядка, выраженное в новом трансгрессивном импульсе, охватившем всю рассматриваемую территорию, кроме северо-востока УСП. Накопление восьмой (кампан-маастрихтской) группы секвенций началось с размыва ранее сформировавшихся осадков при значительной амплитуде трансгрессивной волны, о чем свидетельствуют повсеместные гальки фосфоритов в базальных слоях раннекампанских свит.

С началом третьей подфазы *langei najdini* позднекампанской фазы *langei* связано палеоклиматическое событие – похолодание климата, которое проявилось в накоплении преимущественно кремнисто-глинистых осадков во всех структурно-геологических зонах и широком распространении радиолярий. Окончание накопления глин налитовской и коррелирующей с ней терешкинской толщи связано с новым потеплением климата, при котором из бассейна исчезли радиолярии. Датировка этого события проводится по окончанию фазы *licharewi*, которая по одним данным [9] отнесена к позднему кампанду, по другим [1] помещена в ранний маастрихт.

Рубеж кампана-маастрихта отмечен эвстатическими флюктуациями II порядка и, как уже выше отмечалось, потеплением климата. Маастрихтский век отмечен накоплением на территории Ульяновско-Самарского Поволжья мощной (до 100 м) толщи песчаного мела (карсунская и радищевская свиты), являющегося кладбищем нанопланктона. На большей же части территории востока ВЕП первая половина маастрихтского века отмечена накоплением кремнисто-глинистых и мергелистых свит, во второй половине заметно увеличивается влияние на состав осадков псаммитовой составляющей. Это связано с началом постепенного эвстатического спада, который явился последним событием в мезозойской геологической истории востока ВЕП.

* * *

1. Проведенный анализ показал, что в мезозойской геологической истории востока ВЕП наиболее значимыми являются эвстатические события I порядка, которые привели к образованию восьми групп секвенций [4].

2. Периоды эвстатической стабилизации осложнялись эвстатическими событиями II порядка, которые были особенно частыми в поздней юре (6 событий) и раннем мелу (6 событий).

3. Выявленные эвстатические сигналы имеют привязку к биостратиграфической шкале, которая находится в постоянном развитии, пополнении, детализации, пересмотре стратиграфической приуроченности отдельных стратонов и их групп, биозоны часто имеют скользящий возраст. Поэтому важнейшая задача дальнейших исследований – увязка выявленных событий с менее вариабельными магнитными инверсиями и колебаниями астрономических параметров.

Библиографический список

1. Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Зональная схема кампана и маастрихта Европейской палеобиогеографической области по бентосным фораминариям // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 6. С. 49-70.
2. Гужиков А.Ю. Палеомагнитная шкала и петромагнетизм юры-мела Русской плиты и сопредельных территорий: Автoref. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та. 2004. 33 с.
3. Диденко А.Н., Зорина С.О. Меловая система // Геология Татарстана: стратиграфия и тектоника. М.: ГЕОС, 2003. С. 207-219.
4. Зорина С.О. История развития и палеогеография мезозоя // Там же. С. 221-226.
5. Опа жс. Литобиостратиграфическое расчленение мезозойских отложений на северо-восточной окраине Ульяновско-Саратовского прогиба // Вопросы стратиграфии Поволжья и Прикаспия: Сб. науч.тр. / Под ред. А.В. Иванова, В.А. Мусатова. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2004. С. 126-144.
6. Митта В.В. Терминальные горизонты келловея в Среднем Поволжье // Там же. С. 144-154.
7. Найдин Д.П. Эвстатия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы. Ст. 2. Верхнемеловые секвенции платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 5. С. 49-65.
8. Нургалиева Н.Г. Фрактальная природа стратиграфической записи: пермские осадочные разрезы стратотипической области // Георесурсы. 2003. № 2 (14). С. 10-17.
9. Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Зональная стратиграфическая шкала верхнего мела Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11, №2. С. 75-101.
10. Филатова Н.И. Меловая эволюция континентальных окраин в контексте глобальных событий // Там же. 1998. Т. 6., № 2. С. 3-17.

**ПРОБЛЕМЫ
ПЕТРОЛОГИИ**



АКТИВНОСТЬ КИСЛОРОДА КАК ИНДИКАТОР СОСТАВА РУДНЫХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ АЛЬПИНОТИПНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ НА УРАЛЕ

Проведенные в последние годы детальные исследования большой группы хромитоносных массивов Среднего и Южного Урала показали, что исходный состав хромитовых руд альпинотипных массивов во многом определяется их генетической принадлежностью к гарцбургитам или дунитам. Изучение хромитоносности уральского региона, осуществленное в последние 20-30 лет специалистами, однозначно свидетельствует о метасоматической природе дунитов, входящих в состав многих детально изученных альпинотипных массивов [1,10,12,13] и образующихся при широко проявленных процессах оливинизации гарцбургитов.

Систематизация всех имеющихся данных по размещению хромитовых руд среди гарцбургитов и дунитов уральских ультраосновных массивов позволила выявить среди них пять формационных типов, различающихся по составу, текстурно-структурным особенностям и генетической природе [5], а недавно нами была выявлена и определенная зависимость состава хромитовых руд от геодинамики становления рудоносных массивов [6]. При этом было установлено, что глиноземистые руды вместе с вмещающими их гарцбургитами формируются магматическим путем – в виде рестита еще в пределах верхней мантии и внедряются в виде перidotитовых тектонитов по целому ряду субмеридиональных региональных разломов в пределах Уральского складчатого пояса – в условиях океанического спрединга в нижнем и среднем ордовике [2].

Образование высокохромистых руд пневматолит-гидротермальным путем, при активном участии летучих, происходило явно позднее – в последующий островодужный этап, датируемый интервалом времени от верхнего силура до среднего девона. Оно шло одновременно с широко проявленными процессами оливинизации нижних частей перidotитовых пластин, когда формировались руды курмановского, кемпирсайского, кракинского типов, а в верхней части, на контакте гарцбургитов и островодужных габброидов, – руды хабаринского более железистого, но тем не менее высокохромистого типа.

В отличие от расслоенных хромитоносных комплексов, располагающихся в пределах платформ и характеризующихся сравнительно умеренным развитием последующих процессов метаморфизма пород и руд, в альпинотипных массивах и связанных с ними рудах процессы метаморфизма приводят к значительному изменению исходного химического состава не только пород, но и ассоциирующих с ними хромитовых руд [7, 9]. Высокотемпературный этап преобразования состава рудных хромшпинелидов, проявляющийся в выносе из их кристаллической решетки алюминия с образованием хлоритовых кайм с соответствующим замещением его хромом, нередко приводит к своеобразному «облагораживанию» исходного состава руд и повышению в них величины расчетной хромистости [4].

Ряд исследователей и, в частности, Б.В. Перевозчиков [11] рассматривают подобный тип метаморфизма как среднетемпературный. Но суть его от этого не меняется. В любом случае он связан с процессом выноса алюминия из кристаллической решетки хромшпинелидов и повышения их хромистости.

Масштабы наложенных процессов метаморфизма можно наиболее четко оценить при проведении массовых замеров состава хромшпинелидов с помощью микрозонда в центральной и периферической частях исследуемых зерен. Оценка зональности состава глиноземистых руд верблюжьегорского типа, выполненная для рудных хромшпинелидов из различных частей перидотитовых пластин ряда существенно гарцбургитовых массивов складчатого Урала, свидетельствует о наиболее четко проявленной зональности хромшпинелидов из руд, располагающихся в верхней части пластин перидотитов. В нижних же частях, вследствие наиболее активно выраженных процессов метаморфизма, явления зональности часто не фиксируются, поскольку происходит преобразование зерен хромшпинелидов практически нацело. Вследствие этого содержание триоксида хрома в таких хромшпинелидах нередко достигает 60-65% и более (данные А.В. Алексеева по рудам из Верблюжьегорского массива) [7].

Изменение величины парциального давления кислорода ($-\lg P_{\text{O}_2}$) определено на основании оценки константы равновесия образования минеральных составляющих хромшпинелидов по данным Р.А. Роби и Д.Р. Вальдбайма [14] и на основе выполненных нами расчетов для части миналов по уравнению Нернста для Z_T , приведенных в табл. 1.

Из приведенных в табл. 2 расчетных величин парциального давления кислорода следует, что более хромистые, а также железистые по составу хромшпинелиды чаще всего представляют собой новообразованные (перекристаллизованные) и явно более низкотемпературные

Таблица 1

Изменение расчетной величины изобарного потенциала в главных минеральных составляющих хромшипинелидов по данным [14]

Минералы	1700°К	1600°К	1500°К	1400°К	1300°К	1200°К
Шпинел.	371,16	383,78	396,46	409,19	420,57	431,16
Магнохромит	315,98	325,29	334,33	343,08	351,54	359,62
Хромит	228,91	239,37	249,53	259,38	268,92	278,08
Магнезиоферрит	188,20	198,87	209,56	220,31	229,67	238,23
Магнетит	141,27	148,26	155,23	162,26	169,29	176,37

Таблица 2

Изменение расчетного парциального давления кислорода ($-\lg P_{O_2}$) при диссоциации или кристаллизации минеральных составляющих хромшипинелидов в условиях различных температур

Минералы	1700°К	1600°К	1500°К	1400°К	1300°К	1200°К
Шпинель	23,86	26,21	28,88	31,94	35,35	39,26
Магнохромит	20,31	22,22	24,36	26,78	29,55	32,75
Хромит	14,71	16,35	18,18	20,45	22,61	25,32
Магнезиоферрит	12,10	13,58	15,27	17,20	19,30	21,69
Магнетит	9,08	10,12	11,31	12,67	14,23	16,06
Водяной пар	3,33	3,65	4,02	4,50	4,91	5,43

Таблица 3

Изменение расчетного парциального давления кислорода ($-\lg P_{O_2}$) при кристаллизации минеральных составляющих хромшипинелидов в условиях различных температур (с учетом давления паров металлов)

Минералы	1700°К	1600°К	1500°К	1400°К	1300°К	1200°К
Шпинель	9,67	10,61	11,68	12,91	14,25	15,87
Магнохромит	8,26	9,02	9,87	10,84	11,95	13,23
Хромит	6,02	6,65	7,40	8,23	9,17	10,24
Магнезиоферрит	4,97	5,56	6,24	7,01	7,85	8,81
Магнетит	3,74	4,16	4,63	5,17	5,80	6,53

Таблица 4

Оценка температуры и P_{O_2} при образовании хромитов различных формационных типов [8]

Массив (формацион- ный тип)	Расчетные параметры хром- шипинелидов			f_{O_2} , %	Температура по различным геотермометрам, °C			$-\log$ P_{O_2}
	Γ , %	Y , %	Z , %		Фабри	Модерн. Фабри	ONW BBG	
Хабарнин.	36.3	81.8	3.0	4.0	850	1131	1034	7.6
Верблюж.	48.1	52.6	6.3	8.7	743	952	976	8.4
Кракинск.	36.6	79.3	2.9	5.0	886	1132	1061	7.3
Кемп. (глин.)	31.9	45.9	2.9	7.0	870	1034	1049	7.3
Кемп. (нодул.)	35.3	84.9	3.8	7.0	1167	1357	1284	5.8
Кемп. (сплюш.)	31.6	66.6	5.8	4.7	860	1140	1050	7.6
Курманов.	36.1	79.6	4.2	4.9	878	1116	1068	7.4

продукты метаморфизма изначально глиноземистых хромитов, образующихся в верхней мантии. Особенно высокие содержания магнохромитового минала постоянно фиксируются в наиболее глубинных по происхождению включениях хромшпинелидов в алмазах. Повышение содержания хромитового и понижение шпинелевого и магнохромитового миналов связано, прежде всего, с весьма существенным повышением величины P_{O_2} в верхней части земной коры.

Увеличение содержания хромитового, а при низкотемпературном гидратном метаморфизме и магнетитового минала наиболее характерно для метаморфизованных хромшпинелидов среди практически всех выделяемых пяти формационных типов хромитовых руд. Особенно существенное повышение содержания P_{O_2} характерно для более железистых и хромистых руд хабаринского типа, часто отмечаемых среди дунит-клинопироксенитовых комплексов, формирующихся в верхней части перidotитовых пластин под воздействием более молодых габброидов (Малокаменское месторождение в Алапаевском массиве, Александровское в Верх-Нейвинском массиве).

Помимо закономерного изменения содержания главных минеральных составляющих в анализируемых хромшпинелидах, увеличение активности кислорода сказывается также на повышении их железистости (расчетная f увеличивается с 30-35 до 50-60), а также на закономерном повышении доли трехвалентного железа Z среди всех трехвалентных оксидов, включая Al_2O_3 и Cr_2O_3 , которая максимально может достигать 10-15%.

Судя по имеющимся экспериментальным данным, приведенным в работе О. Кубашевского и Э. Эванса [3], расчетная величина P_{O_2} будет выше из-за давления паров металлов, в том случае, если мы имеем дело с магматическими расплавами (см. табл. 3). Во всяком случае есть серьезные основания полагать, что в пределах верхней мантии гарцбургиты и ассоциирующие с ними хромиты могли подвергаться частичному расплавлению.

В заключение в табл. 4 приводятся представительные данные по оценке температур кристаллизации хромшпинелидов и расчетного P_{O_2} на основе использования составов минералов в оливин-хромитовых равновесиях в выделяемых пяти основных типах хромитовых руд среди уральских альпинотипных ультраосновных массивов.

Как следует из представленных в ней данных, наиболее низкая расчетная величина P_{O_2} , составляющая величину $10^{-8.4}$ атм, характерна для глиноземистых руд верблюжьегорского типа.

1. Среднее из 5 анализов руд Верхнейвинского массива (хабаринский тип).

2. Среднее из 5 анал. руд Войкаро-Сынинского массива (верблюжьегорский тип).
3. Среднее из 5 анал. хромистых руд Халиловского массива (краскинский тип).
4. Среднее из 3 анализов глиноземистых нодулярных руд Кемпирскойского массива (кемпирсайский тип).
5. Среднее из 2 анализов хромистых нодулярных руд Кемпирсайского массива (кемпирсайский тип).
6. Среднее из 5 анализов сплошных хромистых руд Кемпирсайского массива (кемпирсайский тип).
7. Среднее из 5 анализов вкрапленных хромистых руд Алапаевского массива (курмановский тип).

Как следует из представленных данных, нодулярные руды характеризуются более высокой температурой кристаллизации, которая могла происходить, вероятнее всего, в условиях магматического процесса.

Хорошим и весьма наглядным методом изучения степени метаморфизма хромшпинелидов является анализ их микротвердости, выполненный нами при исследовании многих альпинотипных и зональных уральских массивов – Рай-Изского, Алапаевского, Халиловского, Нижнетагильского, Вересовоборского и ряда других.

Библиографический список

1. Варлаков А.С. Проблема происхождения дунитов Урала // Петро графия ультраосновных и щелочных пород Урала / УрО АН СССР. Свердловск, 1978. С.3-20.
2. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строения Урала: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург: АООТ «Полиграфист», 1998. 253 с.
3. Кубашевский О., Эванс Э. Термохимия в металлургии. М., 1954.
4. Малахов И.А. Особенности высокотемпературного метаморфизма хромитовых руд в альпинотипных массивах Урала, сопровождающегося повышением их качества // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Матер. науч. конф. / ЦНТИ. Томск, 2001. Вып. 2. С. 306-311.
5. Он же. Положение различных типов хромитового оруженения в разрезе ультрамафитов Урала, их состав и особенности метаморфизма // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: Матер. науч. конф. / Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 2003. С.185-189.
6. Он же. Влияние геодинамики становления уральских альпинотипных массивов на состав и текстурные особенности содержащихся в них хромитов // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей: Матер. Междунар. науч. конф. (Х Чтения А.Н. Заварицкого) / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2004. С.221-225.

7. Малахов И.А., Алексеев А.В., Бурмако П.Л. Многостадийность формирования хромитов в гарцбургитах уральских массивов и влияние на их состав процессов метаморфизма // Изв. УГГА. Сер. Геол. и геофиз. Екатеринбург, 2003. Вып. 18. С. 78-85.
8. Малахов И.А., Бурмако П.Л., Алексеев А.В. Условия формирования различных формационных типов хромитового оруденения в альпинотипных массивах Урала // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований: Тез. докл. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО». С. 209-210.
9. Малахов И.А., Савохин И.В., Бурмако П.Л. и др. Влияние процессов метаморфизма и метасоматизма на состав хромшпинелидов в ультрамафитах и хромитах Урала // Изв. УГГА. Сер. Геол. и геофиз.. 2001. Вып. 13. С. 66-73.
10. Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
11. Переboзчиков Б.В., Ситчихин О.В. Среднетемпературный метаморфизм хромитовых руд высокохромистого магнезиального типа (на примере массива Рай-Из на Полярном Урале) // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Матер. регион. науч.-практ. конф.. Пермь: Изд. Перм. ун-та, 2003. С. 65-70.
12. Смирнова Т.А. Формации хромитовых месторождений // Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1977. С. 3-42.
13. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Положение хромитового оруденения в истории формирования альпинотипных гипербазитов // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза. Иркутск: Изд-во СО АН СССР, 1990. С. 166-170.
14. Robie R.A., Waldbaum D.R. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15°K (25°C) and one atmosphere pressure and at higher temperatures // Geol. Surv. Bull., № 1259, Wash., 1968.

А.В. Алексеев
Уральский горный университет, г. Екатеринбург

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА АЛЬПИНОТИПНЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ УРАЛА

Ультраосновные породы альпинотипных массивов достаточно прости по петрографическому (дуниты и гарцбургиты, реже пироксениты) и минеральному (оливин, орто- и клинопироксен и серпентин по ним) составу, что, с одной стороны, делает легким процесс полевого

определения, с другой – крайне затрудняет расчленение однородных гарцбургитовых (лунит-гарцбургитовых) толщ. К настоящему времени наиболее распространенным является выделение структурных горизонтов ультрабазитов по соотношению их дунитовой и гарцбургитовой составляющих [1, 3].

Вместе с тем в литературе неоднократно отмечалось, что гарцбургиты разных структурных уровней альпинотипных ультрабазитов характеризуются существенными вариациями по содержанию ортопироксна. Отмечаемая закономерность в основном сводится к снижению количества энстатита в гарцбургите от верхних апикальных частей разреза к нижележащему дунитовому комплексу. Тем не менее до сих пор не проводилась обработка данных с целью получения строгих числовых характеристик нормативного состава разных типов гарцбургитов. Для восполнения этого пробела была проведена статистическая обработка представительных выборок гарцбургитов (серпентинизированных гарцбургитов, апогарцбургитовых серпентинитов) с ряда массивов Среднего, Южного и Полярного Урала, а также нескольких объектов других регионов России. В сокращенном виде эти данные приведены в таблице. Обработка проводилась по данным пересчета пород на нормативные оливин, орто- и клинопироксен по методике Н.Д. Соболева [4]. Следует сразу указать, что практикуемый более сложный пересчет дополнительно на магнетит, магнезит, брусит и ряд других минералов, как правило, существенно искажает состав пород и не пригоден для анализа.

В результате обработки данных оказалось, что все гарцбургиты по содержанию нормативного ортопироксена строго укладываются в два типа (таблица). Первичные реститовые гарцбургиты, не претерпевшие последующих метасоматических изменений, сохраняются в гарцбургитовом горизонте ультрабазитов. Содержание нормативного ортопироксена в них составляет в среднем 32% (соответственно 65-67% оливина), причем эта постоянная не зависит от степени ранней серпентинизации пород (даже при 100%-ранней фреатической серпентинизации - лизардитизации). Характерно, что такие же данные получены по срединно-океаническому хребту, причем в этом случае кривая распределения практически идеально отвечает нормальному закону распределения.

При переходе от гацбургитового комплекса к полосчатому (Кракинский тип) в кривых распределения появляется четко выраженная бимодальность, в которой наряду с первичной ассоциацией фиксируется вторичная – возникшая вследствие процессов оливинизации.

*Статистическая обработка анализов гарцбургитов по нормативным
ортопироксену и клинопироксену*

Массив	Ортопироксен				Клинопирок- сен		Колво дан- ных	
	вторичная ассоциация		первичная ассоциация					
	x	s	x	s	x	s		
Куликовский	32,43	7,42			1,48	2,02	25	
Татищевский	31,43	6,4			0,77	0,80	48	
Ультрабазиты СОХ (Атлантика)	31,00	11,22			3,69	2,91	43	
Успеновский	33,11	2,29	17,63	5,69	1,64	1,54	64	
Халиловский	31,97	5,69	17,53	5,46	2,19	2,07	50	
Рай-Изский [2]			17,63	5,84	2,32	1,22	56	
Кемпирсайский [2]			17,49	5,76	3,92	2,99	76	
Войкаро- Сынгинский [2]			16,50	6,18	4,04	1,92	39	
Чирынайский (Ю.Сибирь)			17,05	6,49	0,74	0,27	30	
Ультрабазиты КМА	32,61	4,75	17,30	6,07	3,99	2,07	35	
Среднее	32,00		17,31		2,48			
Ишкининский	43,50	4,35			5,00	3,98	12	
Верблюжьевор- ский	40,60	9,59			0,69	0,60	8	

Примечание: жирным курсивом отмечены выборки с логнормальным распределением.

Гипотеза истощения гарцбургитовой магмы при кристаллизации маловероятна, т.к. в этом случае наблюдалось бы одномодальное распределение с сильной дисперсией данных без четко выраженного среднего для всех массивов. Содержание нормативного ортопироксена во вторичной ассоциации существенно меньше (17%), что вполне отвечает самой сути метасоматических преобразований – замещение ортопироксена оливином. Наконец, в типичном полосчатом комплексе вторичная ассоциация резко доминирует, что и отмечается для эталонных на Урале Кемпирской и Рай-Изского массивов. Анализ выборок по ультраосновным комплексам других регионов, в частности Чирнайского массива в Южной Сибири, показывает, что описанная закономерность имеет, очевидно, общемировой характер. То же самое относится к древним, докембрийским ультраосновным породам, ассоциирующим с железистыми кварцитами КМА. Здесь также выявлены первичные и вторичные гарцбургиты. Следует добавить, что для всех представленных выборок характерно нормальное распределение данных.

Достаточно часто в литературе встречаются гистограммы по гарцбургитам альпинотипных массивов с одним явно выраженным пиком, равным 25% Орх. Следует сказать, что в данных случаях, вероятнее всего, отмечается наложение (суммирование) двух выделенных нами максимумов друг на друга (среднее значение между 17 и 32 как раз и будет равно 25).

В случае существенного нарушения изохимизма при прогressiveном метаморфизме ультрабазитов (Верблюжьегорский, Ишканинский массивы – хризотилизация и антигоритизация) наблюдается более высокое модальное значение содержания ортопироксена – около 42%.

Распределение в гарцбургитах нормативного клинопироксена также достаточно характерно. В выборках пород из гарцбургитового комплекса клинопироксен имеет отчетливо выраженное логнормальное распределение, что объясняется вторичными процессами клинопироксенитизации на контактах ультрабазитов с габброидами или перекрывающими вулканитами. В выборках полосчатого и переходного комплексов клинопироксен имеет нормальное распределение.

Таким образом, исходя из приведенных данных, можно сделать вывод, что ореол оливинизации существенно шире, нежели сами тела вторичных дунитов, и распространяется на прилегающие гарцбургиты. К сожалению, из-за недостатка данных нельзя оценить мощность зоны такой проработки.

Процесс формирования вторичных гарцбургитов неизбежно сказывается на изменении состава содержащихся в них энстатитов. Анализ распределения температур формирования энстатитов по всем массивам (без учета принадлежности к первичным и вторичным гарцбургитам) показал наличие двух максимумов – 1050–1100 и 850–900 °С. Обращает на себя внимание тот факт, что второй максимум аналогичен температуре кристаллизации ассоциирующихя с альпинотипными ультрабазитами габброидов, т.е. можно предположить генетическую связь обоих процессов.

Анализ температур формирования энстатитов из конкретного типа гарцбургитов крайне затруднен отсутствием соответствующих данных. Автору удалось сделать лишь единичные определения, показывающие тем не менее жесткую взаимосвязь низкотемпературных энстатитов с вторичными гарцбургитами.

В заключение следует отметить, что приведенные данные, на наш взгляд, убедительно показывают наличие двух типов гарцбургитов в альпинотипных ультраосновных массивах Урала. Их появление обусловлено различными геологическими процессами: 1) кристаллизацией рестита и 2) метасоматической оливинизацией гарцбургитов. Выдержанность состава обоих типов гарцбургитов говорит о наличии эквифинальности (способность системы достигать одинакового конечного состояния вне зависимости от различия в исходных данных), т.к. исходные условия формирования и метаморфизма ультрабазитов неизбежно различались. Наконец, можно сделать смелое предположение, что описанными методами можно выделить разные типы пород и среди других магматических образований.

Библиографический список

1. Малахов И.А., Бурмако П.Л., Алексеев А.В. Условия формирования разных типов хромитового оруденения в альпинотипных массивах Урала // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. Новосибирск, 2003. С. 209–210.
2. Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. Сыктывкар, 1999. 252 с.
3. Перевозчиков Б.В. Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах (на примере Урала). М., 1995. 46 с.
4. Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М.: Госгеотехиздат, 1952. 338 с.

ОБЛОМОЧНЫЕ СЕРПЕНТИНИТЫ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СЕВЕРНОГО УРАЛА И ИХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Проявления обломочных серпентинитов на восточном склоне Северного Урала были встречены в 60-е гг. прошлого века при проведении геологосъемочных работ Л.Н. Князевой в Ивдельском и Н.С. Лисовым в Серовском районах Свердловской области. Л.Н. Князева считала ультраосновные обломочные породы, располагающиеся в поле развития вулканитов и осадков нижнего-среднего девона, результатом магнезиального метасоматоза по базальтовым туфам; Н.С. Лисов [7] интерпретировал их как осадочные образования, входящие в разрез туринской свиты S_2 - D_1 . Последний автор отмечает переслаивание серпентинитовых конгломератов с полимиктовыми, где в составе обломков кроме серпентинитов присутствуют пироксениты, туфопесчаники, туффиты, спилиты и известняки.

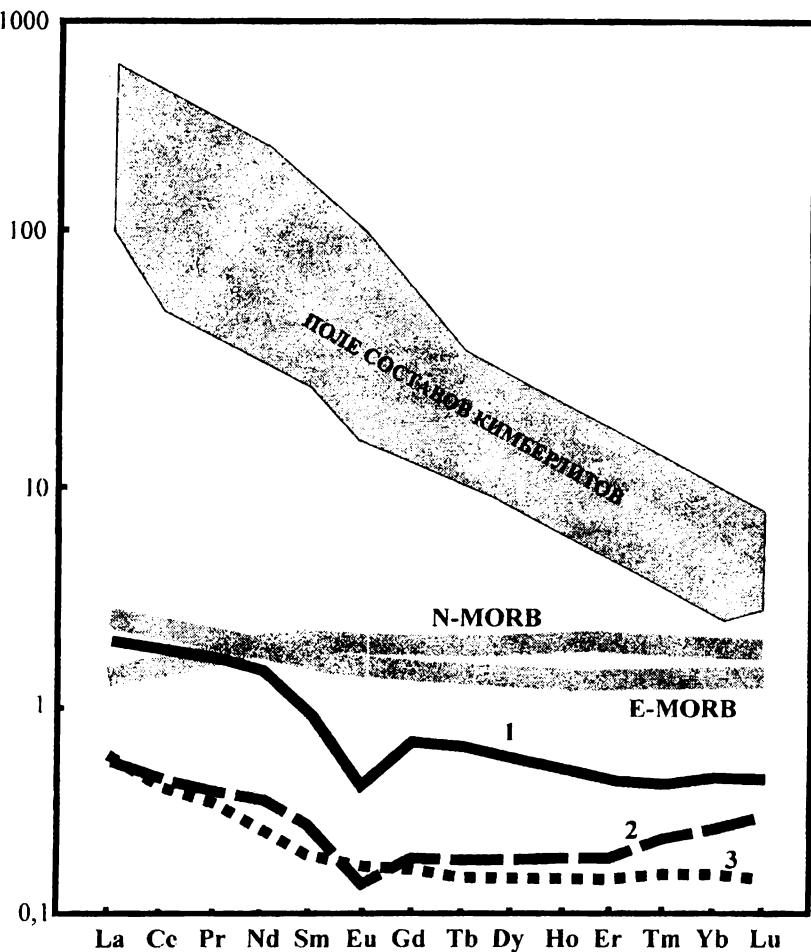
Позднее тело обломочных серпентинитов на р. Толтия было обследовано А.Е. Степановым [12], интерпретировавшим их как продукт эксплозивного ультраосновного магматизма, сходного с проявленным в Аблязовской трубке на Южном Урале. О.К. Иванов, изучивший образцы А.Е. Степанова, пришел к выводу, что Толтийское тело обломочных ультрабазитов представляет собой фрагмент серпентинитового меланжа [6].

Проявления обломочных ультраосновных пород на Северном Урале располагаются в центральной и восточной частях Тагильской мегазоны, в поле развития девонских пород. Нами было обследовано тело обломочных ультрабазитов в окрестностях пос. Полуночное (р. Толтия). Тело залегает среди слабо дислоцированных кремнистых алевролитов раннего девона (?). Непосредственные контакты с вмещающими образованиями не обнажены. Ультраосновные породы слагают серповидную в плане гривку, прослеженную на 200 м при ширине 30-70 м. Породы представлены обломочными серпентинитами. Обломки в различной степени окатаны (обдавлены ?), слагаются темно-зелеными мелкозернистыми массивными аподунитовыми антигоритовыми серпентинитами. Размер обломков – от 1 до 20 см, форма крупных включений эллипсовидная, слегка уплощенная, создается впечатление

ление наличия слабо выраженного удлинения по аз. 250-270° с углом падения 10°. Мелкообломочные породы содержат полуокатанные и остроугольные обломки. Матрикс представлен в части выходов тонкозернистыми темно-зелеными серпентинитовыми (антигоритовыми) сланцами, облекающими обломки (выходы крупнообломочных пород), в других местах – сероватой массивной тонкозернистой антигоритовой массой (мелкообломочные разности). Сланцеватость измерена в северной части тела, где выходят крупнообломочные серпентиниты: аз. пд. 350°, угол 40°. По форме обломков и характеру борозд скольжения устанавливается правый характер сдвигового движения; т.е. документируемое тектоническое движение можно охарактеризовать как правый сдвиго-надвиг. Слабая обнаженность не позволяет определить, насколько эти структурные наблюдения соответствуют характеру тектонических дислокаций всего тела ультрабазитов.

По данным минералогического анализа, выполненного в ОАО «УГСЭ», в обломочных ультрабазитах присутствуют магнетит, обломки серпентинита, лимонит, хромшпинелиды, эпидот, клинопироксен, амфиболы (в том числе щелочные), апатит, слюды, силлиманит, ромбический пироксен, обломки метаморфических пород, пирит, халькопирит, циркон, дистен, сфен, барит, муассанит, корунд, рутил, гранат, доломит.

Получены и обработаны анализы, выполненные методом ICP-MS в обломочных ультрабазитах. На диаграмме содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту (рисунок), видно, что содержания РЗЭ в них на 2-3 порядка ниже, чем в кимберлитах. График РЗЭ в них имеет форму, сходную с формой графика РЗЭ в дунит-гарцбургитах альпинотипного салатимского комплекса, в нем также отчетливо видна отрицательная аномалия по Eu, что, возможно вызвано реSTITОВЫМ происхождением рассматриваемых ультрабазитов; вероятно, обогащенный Eu базальтоидный (высококальциевый?) расплав был удален из них вследствие частичного плавления, что и вызвало наблюдаемое распределение РЗЭ. Интересно, что в магматогенных кумулятивных ортопироксеновых дунитах вишерского комплекса (Мойвинский массив) отрицательная европиевая аномалия отсутствует. Повышенные относительно салатимских ультрабазитов содержания РЗЭ могут быть вызваны присутствием в обломочных ультрабазитах ксеногенного материала (что подтверждается результатами минералогического анализа, показывающими наличие большого спектра метаморфических и высокоглиноземистых минералов, не характерных для магматических ультраосновных пород) и (или) менес «истощенным», вероятно, лерцолитовым или верлитовым первичным составом обломочных ультрамафитов. Таким



Графики содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, в обломочных серпентинитах (1), серпентинизированных дунит-гарцбургитах салатимского комплекса (2) и серпентинизированных ортопироксеновых дунитах вишерского комплекса (3). Поле составов кимберлитов по [8]

образом, обломочные серпентиниты, слагающие небольшие тела в поле распространения пород нижнего-среднего девона Восточно-Тагильской СФЗ, сходны по содержаниям РЗЭ с альпинотипными ультрабазитами, отличаясь несколько более высокими их концентрациями. Вероятно, эти породы не имеют отношения к магматитам кимберлитового типа.

Южнее проявлений обломочных ультрабазитов района пос. Полуночное, по р. Большая Волчанка, Н.С. Лисов описывает пачку серпентинитовых конгломератов мощностью около 300 м, залегающую в разрезе туринской свиты между агломератовыми туфами трахибазальтового и трахитового состава [7].

Обломочные серпентиниты хорошо изучены в Ревдинском и Полевском районах Свердловской области, где образуют пачки серпентинитовых конгломератов, гравелитов и песчаников с градационной слоистостью [4, 5, 13] в зоне Серовско-Маукского разлома. Местами серпентинитовые песчаники пространственно ассоциируют с телями известняков карпинского горизонта (ранний девон, поздний эмс) Восточно-Уральской региональной стратиграфической шкалы [3]. Изучение минералогии и геохимии обломочных серпентинитов Ревдинского района (Петровский рудник) показало, что они состоят из глиноземистого антигорита, шамозита, клинохлора, талька; акессорные минералы – магнетит, магнезиохромит, флогопит, хромит, марганцовистый ильменит, самородные железо и медь [1, 4]. Петрохимические пересчеты составов обломочных ультрабазитов показали, что они соответствуют гарцбургитам. Для ультраосновных пород Петровского рудника характерны высокие содержания РЗЭ, особенно LREE, почти на порядок превышающие уровни концентрации этих элементов, установленные нами на Северном Урале [1]. Авторы объясняют эти особенности геохимии обломочных серпентинитов присутствием примеси базальтоидного материала и возможным обогащением LREE вследствие флюидного воздействия находящихся поблизости гранитоидных массивов.

Обломочные серпентиниты отмечаются в зоне Главного Уральского разлома и на Южном Урале, где с ними связаны кобальтсодержащие медно-колчеданные месторождения; описываются даже сульфидно-серпентинитовые песчаники и гравелиты, что интерпретируется как признак одновременного разрушения и переотложения материала сульфидных построек и ультрабазитов на морском дне [2]. Возраст медно-колчеданных руд Дергамышского месторождения, локализованного в офиокальцитах и серпентинитовых брекчиях в Байгускаров-

ском районе на Южном Урале, определенный Re-Os методом, составляет 366±2 млн. лет [14].

Подводя итоги, можно отметить следующее:

1. Наиболее вероятной гипотезой образования обломочных серпентинитов является осадочная. В пользу нее свидетельствует наличие градационной слоистости и примеси ксеногенного материала – минералов, не характерных для ультраосновных пород, а также необычная обогащенность редкими землями. На Северном Урале отмечаются полимиктовые конгломераты, в составе обломков которых есть и серпентиниты. Вместе с тем не исключено, что разрушению подвергались в основном не массивные ультрабазиты, а фрагменты серпентинитового меланжа, что объясняет присутствие остроугольных (в основном мелких) и округлых (крупных) обломков. Пространственная ассоциация слоистых обломочных и массива брекчированных серпентинитов отмечена К.С. Ивановым на Петровском руднике [4]. Возможно также, что в эпоху коллизии пачки обломочных ультрабазитов местами были тектонически фрагментированы и перемещены по надвиговым зонам из районов первичного залегания (такой сценарий возможен для небольших тел обломочных серпентинитов в районе пос. Полуночное).

2. На Среднем Урале серпентинитовые песчаники пространственно ассоциируют с телами известняков карпинского горизонта эмского яруса [3], вместе с тем остается невыясненным вопрос о соответствии возраста обломочных ультрабазитов возрасту известняков. На Северном Урале, на р. Большая Волчанка, отмечается прижидольско-лохковский уровень образования этих пород [7], но биостратиграфическое обоснование возраста этого разреза отсутствует. На Южном Урале установлена пространственная ассоциация офиолитокластитов с кремнями лохковского, эмского и средне-верхнедевонского возраста, а также с эмскими известняками [10].

3. Геотектонические условия, обусловившие формирование обломочных серпентинитов, должны были обеспечить вывод на уровень эрозии ультрабазиты. Приводятся следующие интерпретации палеообстановок: аккреционная призма преддугового бассейна [2], интрапреддуговой рифт [3], обстановка коллизии [4], зона «сухого» медленного спрединга в субокеанических условиях [10]. Представляется, что поскольку проявления обломочных серпентинитов протягиваются в Тагильской и Магнитогорской мегазонах более чем на 1000 км, то их формирование должно быть связано с глобальным общеуральским тектоническим событием. Таким событием могла быть кaledонская коллизия, приведшая к замыканию палеоокеана Япetus и образованию Евразийского континента. На Уральской окраине палеоконтинента в

это время отмечается несколько перерывов в осадконакоплении, сопровождаемых отложением вышележащих осадков с угловым несогласием (в основании гороблагодатской толщи S_2 , туринской свиты S_2 - D_1 , предтактинское несогласие в D_1 и др.), перестройка старых и образование новых зон субдукции, изменение направления движения крупных блоков земной коры [9]. Возможно, что проскальзывание Уральской окраины палеоматерики относительно Восточноуральских террейнов, связанное с его разворотом против часовой стрелки [11], привело к торошению океанической коры в шовных зонах и выведению ультрабазитов на уровень эрозии. В настоящее время остается вопрос: формировались ли серпентинитовые песчаники и конгломераты однократно или их образование связано с несколькими импульсами тектонической активности в позднем силуре (?) и девоне. Для уточнения возраста этих пород необходимы дополнительные биостратиграфические исследования.

Библиографический список

1. Ерохин Ю.В., Иванов К.С. Геохимия ультраосновных обломочных пород Среднего Урала (на примере Петровского рудника) // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей / ИГ УрО РАН. Екатеринбург, 2004. С. 206-208.
2. Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю. Генезис и геологическая история колчеданных месторождений, связанных с ультрамафит-мафитовыми океаническими комплексами Урало-Монгольского складчатого пояса // Там же. С. 263-266.
3. Зенков И.И., Петров Г.А. О распространении комплексов Тагильской и Магнитогорской мегазон в южной части Среднего Урала // Вулканализм и геодинамика / ИГ УрО РАН. Екатеринбург, 2003. С. 643-647.
4. Иванов К.С., Козлов П.С., Ерохин Ю.В., Хакинов Ю.В. Серпентинитовые песчаники на Среднем Урале (состав, генезис, тектоническое значение) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагенезия/ИГ УрО РАН. Екатеринбург, 2000. С. 141-147.
5. Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ерохин Ю.В. Тектоника и магматизм коллизионной стадии (на примере Среднего Урала) / УрО РАН. Екатеринбург, 2000. 146 с.
6. Иванов О.К. Серпентинитовая брекчия близ Полуночного (Ивдельский Урал) – остатец серпентинитового меланжа // Уральский геологический журнал. 2004. № 1. С. 79-88.
7. Лисов Н.С., Коровин Н.Ф. О возрасте и последовательности формирования интрузивных пород Краснотурьинского, Серовского и Ново-Лялинского районов // Магматические формации, метаморфизм, металлогенesis Урала. Т. III. Свердловск: Изд-во АН СССР, Мингео РСФСР, 1969. С. 258-263.
8. Магматические горные породы. Т.5 Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 508 с.

9. *Петров Г.А.* Некоторые тектонические последствия каледонской коллизии, фиксируемые на Уральской окраине палеоконтинента Балтика // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2003. С. 180-183.
10. *Рязанцев А.В., Калинина Е.А.* Девонские комплексы медленного, «сухого» спрединга в структуре Южного Урала и проблема доордовикских оphiолитов // Геология и металлогенез ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2004. С. 166-168.
11. *Свяжина И.А., Петров Г.А., Рыбакова А.В.* Возможная связь современных и древних движений литосферных блоков Урала // Там же. С. 69-72.
12. *Степанов А.Е.* Проявление ультраосновного магматизма в Туринской зоне (Индельский Урал) // Уральский геологический журнал. 1998. №5. С. 66-69.
13. *Тресвятская Т.Г., Ершова, М.А.* К вопросу о происхождении серпентинитов в районе Десятского месторождения // Магматические формации, метаморфизм, металлогенез Урала. Т. 2 / УФАН СССР. Свердловск, 1969. С. 39-48.
14. *Gannoun A., Tessalina S., Bourdon B. et al.* Re-Os isotopic constraints on the genesis and evolution of the Dergamish and Ivanovka Cu (Co, Au) massive sulphide deposits, South Urals, Russia // Chemical Geology. Vol. 196 (2003). P. 193-207.

В.В. Бахтерев

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

**ВОЗМОЖНОСТИ ФОРМАЦИОННОГО РАЗДЕЛЕНИЯ
ГИПЕРБАЗИТОВ УРАЛА ПО ПАРАМЕТРАМ ИХ
ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ**

Несмотря на различные подходы в формировании гипербазитов, основанные либо на вещественно-металлогеническом, либо парагенетическом принципах, среди гипербазитов Урала выделяют палеозойскую оphiолитовую (альпинотипную), палеозойскую дунит-клинопироксенитовую (Платиноносный пояс) формации и позднепротерозойские габброидные гипербазиты (расслоенные интрузии) [8, 6, 14, 5]. Гипербазиты складчатых областей отличаются большим разнообразием процессов серпентинизации; их генетические типы определяются формационной принадлежностью (условиями становления), генезисом исходных пород и последующей тектоно-

магматической эволюцией регионов локализации гипербазитовых массивов. Процессы серпентинизации многообразны по своей генетической природе. Ход и конечные продукты серпентинизации в значительной мере обусловлены физико-химической обстановкой и соотношениями явлений прогрессивного и регressive метаморфизма. Особенности состава и структуры минералов этих пород отражают физико-химические условия обстановки их генезиса.

В настоящее время хорошо изучена структура силикатов [15, 11], в том числе основных породообразующих минералов гипербазитов. Определены многие физические параметры. Исследован характер их поведения при высоких температурах. Однако практически нет данных об электрических параметрах, особенно при высоких температурах, их связи между собой и кристаллической структурой минералов. В наших прошлых работах получены зависимости электрического сопротивления гипербазитов из ряда массивов Урала от температуры в интервале 20-900 °C. Выявлены некоторые связи высокотемпературного поведения электрических свойств с другими физическими параметрами и с генетическими особенностями серпентинитов [1-3]. Интересной особенностью исследованных нижнетагильских серпентинитов является установленная линейная связь между энергией активации в области собственной проводимости и так называемым коэффициентом электрического сопротивления [4]. Аналогичная зависимость определена ранее для других типов пород [11]. Отметим, что авторы работы [10] получили одинаковую связь для всех пород.

Настоящая работа продолжает и развивает названные выше исследования. Ее основная задача – выявление и исследование характера электрического сопротивления при высоких температурах и связей параметров высокотемпературной электропроводности между собой и генетическими особенностями гипербазитов из структурно-вещественных комплексов различной формационной принадлежности.

Электрическое сопротивление определяли по методике, описанной ранее [2]. Образцы для исследования вырезали в форме кубика с ребром 0,015 м. Скорость нагревания составила 0.066 град/с. Температуру в системе определяли в 0.01 м от образца хромель-алюмелевой термопарой. Электрическое сопротивление на постоянном токе измения двумэлектродной установкой через каждые 10 градусов в интервале температур 20-900 °C. Измерительный прибор — тераомметр Е6-13 с динамическим диапазоном от 10 до 10^{14} Ом и относительной ошибкой измерений от ±2.5 до 4% в конце диапазона.

Образцы для исследований отобраны из гипербазитовых массивов Урала различной формационной принадлежности. Все исследован-

ные образцы охарактеризованы химическим, дифференциальном-термическим (ДТА), термогравиметрическим (ТГА) анализами. Из большинства образцов изготовлены прозрачные шлифы и изучены под микроскопом.

Большинство минералов и горных пород, в том числе и ультраосновных, являются ионными кристаллическими диэлектриками. Электропроводность их обусловлена обычно переносом ионов. Особенностью ионной электропроводности является ее увеличение с температурой. При этом установлено два факта [13]: имеется две области на кривой проводимости и в этих обеих областях логарифм электропроводности приближенно является линейной функцией температуры. Области отличаются типом электропроводности. Первый тип электропроводности — электропроводность, обусловленная движением основных ионов кристаллической решетки, так называемая собственная электропроводность. Эта электропроводность существенна при высоких температурах. Второй тип — электропроводность, обусловленная движением относительно слабо закрепленных ионов. К таким ионам относятся ионы примесей и ионы, находящиеся в дефектных местах кристаллической решетки. Электропроводность, обусловленная движением основных ионов кристаллической решетки, присуща тем же ионным кристаллам, которые обладают и электропроводностью второго типа, т.к. кристаллы, не содержащие ни дефектных мест, ни примесей, в природе не встречаются. Характеристикой соединения является только высокотемпературная электропроводность. Электропроводность при низких температурах резко зависит от всякого рода примесей. Поэтому в дальнейшем будем говорить только о высокотемпературной электропроводности. В физике диэлектриков электрическое сопротивление описывают формулой [13]:

$$R = \frac{6kT}{n_0 \delta^2 q^2 v} \exp\left(\frac{E_0}{kT}\right). \quad (1)$$

Здесь E_0 — энергия активации, которую необходимо затратить на освобождение иона (носителя заряда) от связей в кристаллической решетке; n_0 — общее число ионов в 1 см^3 , участвующих в переносе тока; q — заряд иона; δ — длина свободного пробега; v — частота колебаний иона в полуустойчивом положении; k — постоянная Больцмана; T — температура в градусах Кельвина.

Большинство исследователей, проводивших измерения электрического сопротивления при температурах $20\text{-}900^\circ\text{C}$, экспериментально

выявили зависимость, которую можно выразить в виде [2-4, 7, 9, 10, 12].

$$\lg R = A + \frac{B}{T}. \quad (2)$$

Сопоставляя формулы (1) и (2), находим, что

$$A = \lg \frac{6kT}{n_0 \delta^2 q^2 \nu}, \quad B = \frac{0.43E_0}{k}. \quad (3)$$

Однако линейная зависимость (2) наблюдается только в том случае, когда с повышением температуры в исследуемом образце не происходят никакие физико-химические реакции. Температурный ход электрического сопротивления серпентинитов характеризуется в интервале температур 20-900°C нарушением линейной зависимости. Аномалии электрического сопротивления чаще бывают приурочены к стадии наиболее интенсивного выделения химически связанной воды [3]. Поэтому для определения параметров высокотемпературной электропроводности серпентинитов используют только линейные участки температурной кривой.

Для определения электрических параметров кривые высокотемпературной электропроводности были построены в координатах $\lg R$, $1/T$. Энергия активации E_0 определена по величине тангенса угла наклона касательной к кривой $\lg R = f(1/T)$ в некоторой точке прямолинейного участка в температурной области, где кривая $\lg R = f(1/T)$ неискажена аномальными эффектами. Коэффициент электрического сопротивления A в формуле (2), численно равный электрическому сопротивлению $\lg R_0$ при $(1/T)=0$, определен как величина отрезка, отсекаемого касательной к кривой $\lg R = f(1/T)$ на оси ординат. Так были определены параметры высокотемпературной электропроводности E_0 и $\lg R_0$ в области собственной проводимости для всех исследованных образцов.

Результаты приведены на рисунке, где показана связь между E_0 и $\lg R_0$ для исследованных серпентинитов из гипербазитовых массивов различной формационной принадлежности. Из анализа данных рисунка следует, что для разных серпентинитов прослеживается обратная линейная зависимость между параметрами. Она выражается общей формулой

$$\lg R_0 = a - bE_0, \quad (4)$$

где a и b — коэффициенты. Причем, коэффициент a практически одинаков для всех серпентинитов, а коэффициент b отличается для разных

типов исследованных серпентинитов ($b=13.2$ для апогарцбургитовых лизардитовых с преобладанием антигорита серпентинитов из Тургоякского массива и $b=5.8$ для аподунитовых антигоритовых серпентинитов из Тургоякского массива). Для серпентинитов из других массивов коэффициент b меняется от 5.8 до 13.2 (табл. 1). Отметим также следующее. Апогарцбургитовые лизардитовые с преобладанием лизардита, апогарцбургитовые антигоритовые и аподунитовые антигоритовые серпентиниты по своим электрическим параметрам укладываются на одну прямую, как бы формируя ее разные участки (см. также табл. 2). Аналогичную картину наблюдаем для исследованных серпентинитов из Нижнетагильского и Кытлымского гипербазитовых массивов Платиноносного пояса Урала, а также из Баженовского месторождения хризотил-асбеста и хромитовых рудопроявлений и месторождений палеозойской офиолитовой формации (см. рисунок). Выявленная закономерность, возможно, позволит по параметрам высокотемпературной электропроводности классифицировать гипербазиты из различных структурно-вещественных комплексов внутри определенной формации.

Очевидно, что изменение минерального и химического состава, генетических особенностей серпентинитов оказывает влияние на электрические параметры высокотемпературной электропроводности. Рассматривая природу связи, обратимся к формуле (1). Хотя коэффициент электрического сопротивления R_0 не имеет вполне определенного физического смысла, очевидно, что его величина может меняться за счет различных кристаллохимических особенностей соединения. В теории диэлектриков [13] указывается лишь на возможные основные причины его изменения. Некоторые из этих причин таковы: изменение концентрации подвижных ионов (в процессе электропроводности участвуют только те ионы, которые под влиянием теплового движения сорваны со своих узлов и находятся в более свободном состоянии); механизма перескока; размеров кристаллической решетки; внутрикристаллического электрического поля. От температуры зависимость слабая. Зависимость от температуры энергии активации, напротив, очевидна. Энергия активации E_0 зависит от прочности кристаллической решетки, природы подвижных ионов, от их положения в решетке. Даже в простейших ионных кристаллах ионы имеют сложное распределение по энергиям [15]. В сложных силикатах, вероятно, эти пределы будут еще шире и зависят от характера кристаллической решетки и предыстории горной породы. Поскольку мы не определяли кристаллохимические

Таблица 1

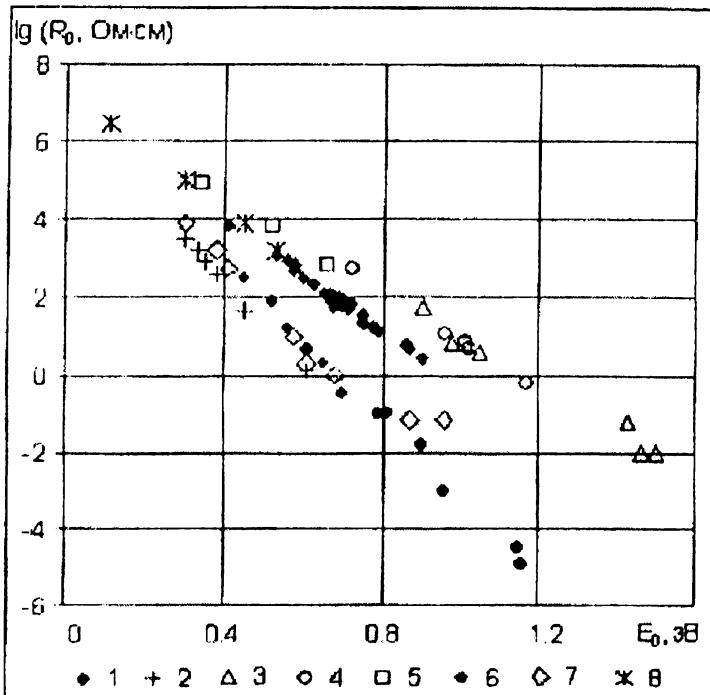
*Коэффициенты уравнения связи $\lg R_0 = a - bE_0$
исследованных гипербазитов*

№	Объект	Коэффициенты уравнения	
		<i>a</i>	<i>b</i>
1	Тургояк (серпентиниты: апогарцбургитовые лизардитовые с преобладанием лизардита; апогарцбургитовые антигоритовые, аподунитовые антигоритовые)	7.4	5.8
2	Нижнетагильский дунит–клинопироксенитовый массив Платиноносного пояса Урала	7.4	7.8
3	Кытлымский массив Платиноносного пояса Урала	7.3	7.7
4	Баженовское месторождение хризотил-асбеста	7.1	12.1
5	Хромитовые месторождения и рудопроявления (палеозойская дунит–гарцбургитовая формация Урала)	7.2	11.5
6	Тургояк (серпентинит апогарцбургитовый лизардитовый преобладанием антигорита)	7.0	13.2

Таблица 2

Параметры высокотемпературной электропроводности серпентинитов из Тургоякского массива

Серпентинит	Параметр	
	$E_0, \text{эВ}$	$\lg (R_0, \text{Ом} \cdot \text{см})$
Аподунитовый антигоритовый	0.35÷1.0	0.8÷5.0
Апогарцбургитовый антигоритовый	0.7÷1.15	-0.2÷2.75
Апогарцбургитовый лизардитовый с преобладанием лизардита	0.88÷1.5	-2.0÷1.75



Связь между E_0 и $\lg R_0$ исследованных серпентинизированных гипербазитов из некоторых структурно-вещественных комплексов различной формационной принадлежности Урала:

1 – Нижнетагильский дунит-клинопироксенитовый массив (Платиноносный пояс); 2 – Тургоякский массив (апогарцбургитовый лизардитовый серпентинит с преобладанием антигорита); 3 – Тургоякский массив (серпентинит апогарцбургитовый лизардитовый с преобладанием лизардита); 4 – Тургоякский массив (апогарцбургитовый антигоритовый серпентинит); 5 – Тургоякский массив (аподунитовый антигоритовый серпентинит); 6 – хромитовые месторождения и рудопроявления (дунит-гарцбургитовая формация Урала); 7 – Баженовское месторождение хризотил-асбеста (дунит-гарцбургитовая формация Урала); 8 – Кытлымский массив (Платиноносный пояс Урала)

параметры конкретных исследованных образцов, приведенные рассуждения позволяют лишь качественно оценить экспериментально полученные связи между E_0 и $\lg R_0$ и сопоставить их с генетически различными серпентинитами из гипербазитов разных формаций.

* * *

Получены зависимости электрического сопротивления от температуры в интервале 20-900 °C серпентизированных гипербазитов из ряда массивов Урала различной формационной принадлежности. Установлены параметры высокотемпературной электропроводности в области собственной проводимости (энергия активации E_0 и коэффициент электрического сопротивления $\lg R_0$). Для всех исследованных объектов выявлена линейная связь между E_0 и $\lg R_0$ вида $\lg R_0 = a - bE_0$. При этом для исследованных серпентинитов коэффициент b меняется от 5.8 до 13.2 в зависимости от генетических особенностей (от принадлежности к определенной формации гипербазитов). Коэффициент a для всех исследованных групп серпентинитов практически одинаков (7.0-7.4). Параметры E_0 и $\lg R_0$ устанавливают принадлежность исследуемого образца к тому или иному структурно-вещественному комплексу определенной формации гипербазитов.

Библиографический список

1. Бахтерев В.В. Генетические и вещественные факторы высокотемпературной электропроводности серпентинитов // Докл. АН. 2000. Т. 375, № 1. С. 72-74.
2. Он же. О характере изменения при высоких температурах электрического сопротивления серпентинитов из Баженовского месторождения (Урал) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, №9. С. 1325-1330.
3. Бахтерев В.В., Булыкин Л.Д. Параметры электропроводности при высоких температурах дунитов в зависимости от степени их серпентинизации // Докл. АН. 2001. Т 379, № 6. С. 793-796.
4. Они же. Вариации электрического сопротивления дунитов в зависимости от температуры и степени серпентинизации (на примере Урала) // Геология и геофизика. 2002.Т. 43, № 10. С. 960-967.
5. Булыкин Л.Д., Андреев М.И. Главные генетические типы хромитовых месторождений Урала и закономерности их размещения // Геология и полезные ископаемые Урала / УрО РАН. Свердловск, 1990. С. 65-74.
6. Варлаков А.С. Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1986. 224 с.
7. Гусейнов А.А. Исследование электропроводности биотитов при высоких температурах // Физика Земли. 1999. № 11. С. 75-82.
8. Золоев К.К., Булыкин Л.Д. Формационные типы гипербазитов Урала и их металлогенез // Вопросы геологической корреляции и металлогенеза Урала / МГ РСФСР. М., 1983. С. 72-82.

9. Мецик М.С., Щербаченко Л.Д. Электрические свойства слюд. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1990. 328 с.
10. Пархоменко Э.И. Геоэлектрические свойства минералов и горных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Недра, 1989. 198 с.
11. Пущаровский Д.Ю. Структурная минералогия силикатов и их синтетических аналогов. М.: Недра, 1986, 160 с.
12. Самотейкин В.В., Гладушко О.А. Особенности электропроводности щелочно-силикатных стекол // Стекло и керамика. 2002. № 1. С. 7-9.
13. Сканави Г.И. Физика диэлектриков (область слабых полей). М.; Л.: Изд-во техн.-теор. лит., 1949. 500 с.
14. Штейнберг Л.С. Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов / УрО РАН. Свердловск, 1988. С. 3-11.
15. Эйттель В. Физическая химия силикатов. М.: Изд-во ин. лит., 1962. 1055 с.

Б.В. Перевозчиков
Пермский университет

**ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ
ДУНИТ-ВЕРЛИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТОВОГО
КОМПЛЕКСА МАССИВА СЫУМ-КЕУ
НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ**

Существуют две группы альтернативных гипотез формирования дунит-верлит-клинопироксенитового (полосчатого) комплекса (ДВКК): 1) реакционного взаимодействия (метасоматического [1, 3, 5] или магмо-метасоматического [5, 6]) перекрывающих габброидов и подстилающих ультрабазитов; 2) кумулятивное основание габбровых интрузий [4]. Критический анализ двух групп гипотез показал, что каждая из них опирается только на часть фактов и игнорирует другие [2]. Обе группы гипотез являются умозрительными, не опираются на фактические данные и на реальный механизм образования полосчатого комплекса. Это позволило А.С. Варлакову [2] предложить новую модель образования комплекса, согласно которой в граничной зоне базитов и ультрабазитов проявился гигантский по размерам Fe-Mg метасоматоз, который наложился как на ультрабазиты, так и на габброиды. Считать эту гипотезу более обоснованной, чем предыдущие, тоже нет

оснований. Не ясен источник Fe и Mg, позволивший в региональном плане создать километровый разрез ДВКК.

В полевой сезон 2004 года проводилось изучение ДВКК в восточной части ультрабазитового массива Сыум-Кеу на Полярном Урале (рис. 1). Исследованиями были охвачены районы р.п. Пэлянг, Мал. Хадата (участок Пэлянг) и р. Малыко (участок Малыко). Этими работами получены принципиально новые данные по строению ДВКК, которые позволили создать новую модель его образования.

Практически ненарушенный и достаточно полный разрез ДВКК и его взаимоотношение с мантийными ультрабазитами наблюдался на участке Пэлянг. Ниже приводятся фрагменты разрезов с запада на восток через границу мантийных ультрабазитов и ДВКК. Первый разрез проходит в водораздельной части р.п. Пэлянг и Мал. Хадата.

Тн 4-37 находится в средней части пологого хребта. В тн коренные выходы и элювиальные развалы гарцбургитов, полосчатых средне-крупнозернистых выветрелых с единичными полосовидными телами дунитов мощностью до первых сантиметров, а также с очень редкими жилами клинопироксенитов мощностью до 1 см, согласными с полосчатостью гарцбургитов. Аз. пд. полосч. $66^\circ \angle 78^\circ$. Особенностью данной точки наблюдения является наличие многочисленных полуокатанных и окатанных валунов клинопироксенитов размером 3–60 см. Подобные клинопироксениты типичны для ДВКК, который выходит на поверхность значительно восточнее. Появление клинопироксенитов здесь, на достаточно ровной поверхности, может быть объяснено только тем, что они перекрывали гарцбургиты сверху в виде покрова. При эродировании тела клинопироксенитов были разрушены, а обломки пород спроецировали вниз и сохранились среди гарцбургитов благодаря своей высокой прочности.

- Ход маршрута от тн 4-37 на восток вдоль водораздельного хребта.
- 0–170 м. Гарцбургиты с единичными маломощными телами дунитов.
 - 170–180 м. Мощность дунитовых полос увеличилась до 1,5–2,0 м, а количество дунитов среди гарцбургитов возрасло до 10–30 % объема.
 - 180–270 м. Гарцбургиты с единичными маломощными полосовидными телами дунитов.
 - 270–380 м (тн 4-38). Гарцбургиты с количеством дунитовых тел 10–30 %. Тела дунитов мощностью до 0,5–1,0 м, интенсивно выветрелые, с редкими струйчатыми сегрегациями хромшпинелидов.
 - 380–660 м. Гарцбургиты с редкими маломощными телами дунитов. Первые 100 м интервала гарцбургиты интенсивно рассланцованны, далее более массивные.
 - 660–690 м (тн 4-39). В гарцбургитах увеличивается содержание дунитов до 10–30 %. В конце хода тело дунитов шириной 20 м. В западной части дунитового тела содержится зона шириной 10–30 см, протяженностью до 40 м бедной струйчато-шиловой минерализации хромшпинелидов в количестве до 10 %.

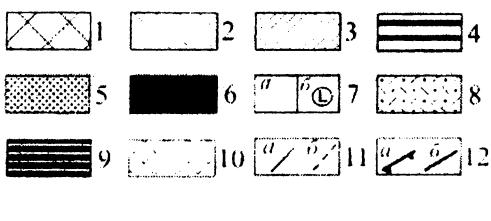
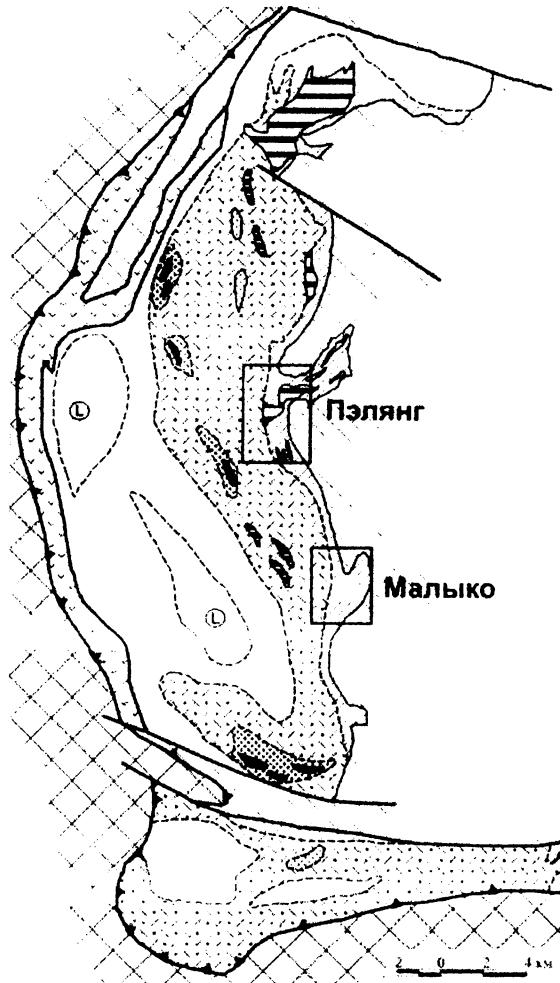


Рис. 1 Участки полевых работ на массиве Сыум-Кей:

1 – протерозойские метаморфические образования; 2 – габбро, апогаббровые амфиболиты; 3 – дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс: клинопироксениты, верлиты, дуниты нерасчленённые; 4 – верлит-дунитовый комплекс: дуниты; 5–6 – дунит-гарцбургитовый комплекс: 5 – парагенерация гарцбургитов истощенных (10–20% пироксенов) со шлирово-полосчатыми выделениями дунитов; 6 – дуниты с высокочромистым хромшипинелидом; 7–9 – гарцбургитовый комплекс: 7 – гарцбургиты неистощенные (20–35% пироксенов) (б – с реликтовыми участками лерцолитов); 8 – парагенерация гарцбургитов неистощенных с сетью линейных и неправильных жилоподобных выделений дунитов; 9 – дуниты с глиноземистым хромшипинелидом; 10 – зоны меланжа; 11 – геологические границы (а). границы ультраосновных пород и их парагенераций (б); 12 – надвиги (а). тектонические разрывы (б)

690–890 м (тн 4-40). В начале хода гарцбургиты содержат повышенное содержание (10–30 %) дунитов, далее количество дунитовых выделений снижается до 10 %. В конце интервала гарцбургиты интенсивно выветрельые.

890–1055 м. Гарцбургиты интенсивно измененные, раздробленные, рассланцованные с телами дунитов шириной до 1,0–1,5 м и в количестве до 5–7 %. Среди гарцбургитов появились многочисленные жилы клинопироксенитов мощностью от долей сантиметра до 10–20 см. Количество жил постепенно увеличивается по ходу маршрута. В конце интервала скальные выходы сильно измененных рассланцеванных плитчатых гарцбургитов, среди которых содержатся полосовидные тела дунитов мощностью до 0,5–0,7 м. Дуниты характеризуются более высокой степенью сохранности по сравнению с гарцбургитами.

1055–1085 м. Задерновано. В конце интервала коренной выход мантийных перидотитов, пронизанных густой сетью параллельных тонких (доли сантиметра) жил пироксенитов. Мантийные перидотиты нацело перекристаллизованы и превращены в верлиты, темно-бурые, иногда зеленовато-темно-серые на свежем сколе, среднезернистые (до 3 мм); текстура грубополосчатая, сложенная полосами оливина (до 1 см), оливин-клинопироксенового состава и клинопироксена (1–3 мм). Средний состав верлитов: ol – 60 %, cpx – 40 %. Az. пл. полосч. $78^{\circ} \angle 75^{\circ}$. В обнажении наблюдается контакт между верлитами и дунитами (аз. пл. $94^{\circ} \angle 78^{\circ}$ – $78^{\circ} \angle 76^{\circ}$). Вдоль контакта проходит жилка клинопироксена шириной 1 см. Вблизи контакта как в верлитах, так и в дунитах содержатся линейные сегрегации хромшпинелидов. Этот факт указывает на то, что частично верлиты могли образоваться и по дунитам.

1085–1100 м (тн 4-41). В 10 м от описанного выше обнажения с отклонениями к северу обнажаются измененные гарцбургиты, рассланцеванные, плитчатые (аз. пл. $75^{\circ} \angle 70^{\circ}$), среди которых по корочке выветривания выделяются тела дунитов, крупнозернистых выветрельых.

В строении тн 4-41 выделяются три составные части: 1) гарцбургиты и дуниты; 2) клинопироксениты; 3) продукты взаимодействия клинопироксенитовых инъекций с мантийными ультрабазитами.

1. Мантийные ультрабазиты обнажаются в западной верхней части обнажения. Они сильно изменены, тем не менее, гарцбургиты и дуниты различаются между собой.
2. Клинопироксениты представлены жильными телами двух видов:
 - 2.1. Тонкие жилки (от первых мм до 5–10 см), согласные с плитчатостью и полосчатостью ультрабазитов (аз. пл. $55^{\circ} \angle 75^{\circ}$), а также секущие полосчатость и по количеству уступающие первым. И совсем в небольшом количестве – ветвистые жилки, развитые локально среди ультрабазитов.
 - 2.2. Мощное жильное тело (видимой мощностью до 4–5 м), залегающее в средней и нижней частях крутого склона обнажения на восток. Контакты жилы изменчивые неправильной формы. внутри жилы наблюдаются включения дунитов неправильной линзовидной формы размером 0.6×1.3 м. Падение жилы клинопироксенитов на юго-

восток под мантийные ультрабазиты. Клинопироксениты темно-серого цвета, средне-крупнозернистые, массивной текстуры.

3. Третий комплекс развит выше крупной клинопироксенитовой жилы там, где гарцбургиты пронизаны многочисленными маломощными (от 1-3 мм до 1.0-1.5 см) жилками клинопироксенитов, расстояние между которыми превышает их мощность в 1-5 раз. Гарцбургиты, пронизанные густой сетью клинопироксенитовых жил, перекристаллизованы и в результате процессов магматического замещения превращены в верлиты, темно-бурые на корочке выветривания и темно-серые на свежем сколе, полосчатые, среднезернистые. В отличие от гарцбургитов дуниты являются более монолитными, поэтому в них жилки пироксенитов или отсутствуют или встречаются очень редко (рис. 2). Среди верлитов, образованных по гарцбургитам, содержится линзовидное тело дунитов шириной до 1.5 м. В центральной части тела дуниты имеют массивную текстуру, крупнозернистое строение и серовато-желтый цвет корочки выветривания. Дуниты на 20-40% серпентинизированы, содержат спайный оливин. В верхней, апикальной части дунитового тела, выклинивающейся среди верлитов и содержащей единичные тонкие жилки клинопироксенитов, дуниты приобретают грубозернистое строение и желтовато-бурый цвет корочки выветривания.

В ти 4-41 условно проходит граница между мантийными ультрабазитами и образовавшимся по ним дунит-верлит-клинопироксенитовым комплексом.

1100-1170 м. Задерновано. В щебенке встречаются дуниты и гарцбургиты.
1170-1190 м. Коренные выходы клинопироксенитов (аз. пд $220^{\circ} \angle 52^{\circ}$) с локальными участками верлитов. Среди верлитов встречаются включения будинированных жил клинопироксенитов, которые облекаются полосчатостью верлитов.

С востока к верлит-пироксенитовому комплексу примыкают дуниты, расланцованные, плитчатые. По реликтовым текстурам среди дунитов восстанавливаются участки гарцбургитового состава. Аз. пд полосч. $78^{\circ} \angle 80^{\circ}$.
1190-1350 м. В начале интервала в развалих, а далее в коренных выходах обнаруживаются интенсивно раздробленные плитчатые измененные гарцбургиты и дуниты. Среди гарцбургитов встречаются многочисленные тонкие жилы клинопироксенитов. В конце интервала под гарцбургиты и дуниты измененные падает жильное тело клинопироксенитов мощностью 5 м. Азимут падения верхнего контакта $248^{\circ} \angle 54^{\circ}$.

1350-1380 м (ти 4-42). Дуниты плитчатые, неясно полосчатые. По структурно-текстурным особенностям предполагается, что дуниты образовались по мантийным гарцбургитам с небольшими телами дунитов.

В конце хода скальные выходы и глыбовые развалы сложнопостроенных клинопироксенитов и верлитов полосчатых. Породы смяты в складки, жилы клинопироксенитов имеют ветвистое сложное строение, будинированы и облекаются верлитами в процессе высокотемпературного пластичного течения (рис. 3). Выходы пироксенитов и верлитов прослеживаются на восток до конца крутого спуска (на 50-70 м), где сменяются дунитовым телом без реликтовых признаков гарцбургитов.



Рис. 2. Образование верлитов (В) по гарцбургитам в результате их интенсивного инъецирования тонкими жилками клинопироксенитов. Выклинивающееся тело дунитов (Д) содержит редкие жилки клинопироксенитов и слабо изменено. Тн. 4-41



Рис. 3. Складчатость верлитов (В) и будинирование жил клинопироксенитов (П). Тн 4-42

К востоку от тн 4-41 склон к р. Пэлянг имеет террасированный вид. Уплощенные субгоризонтальные террасы сложены измененными мантийными ультрабазитами, превращенными в дуниты. Крутые уступы и скальные выходы, подпирающие террасы снизу, представлены более прочными к денудации пироксенитами и верлитами. При этом в основании уступов залегают более мощные жилы клинопироксенитов, а выше – пироксенит-верлитовый комплекс.

Контакт мантийных ультрабазитов с ДВКК прослежен от левобережья р. Пэлянг до правобережья р. Мал. Хадата и на всем протяжении имеет ненарушенный характер. В качестве ненарушенного разреза на границе двух комплексов рассмотрим еще один фрагмент маршрута по левому борту р. Пэлянг (от тн 4-91 вниз по реке).

0-430 м (тн 4-92). Гарцбургиты полосчатые среднезернистые с редкими тонкими (первые сантиметры) полосовидными выделениями дунитов. Аз. пд полос 108°∠78°. В гарцбургитах содержатся редкие жилы клинопироксенитов, согласные с полосчатостью вмещающих пород. На 400 м жилы клинопироксенитов имеют мощность от 3-5 до 15-20 см и смяты в плойчатые складки, разорваны на части в результате высокотемпературных пластических деформаций (рис. 4).

В конце интервала в гарцбургитах появились выделения дунитов сложной формы в количестве до 10% объема пород.

430-610 м (тн 4-93). Гарцбургиты полосчатые плитчатые с редкими полосовидными выделениями дунитов шириной первые сантиметры. Кроме того, в гарцбургитах появляются частые тонкие (до 0,5-1,0 см) жилки пироксенитов.

В конце интервала наблюдается контакт двух комплексов. Гарцбургиты в 5-6 м от контакта имеют среднезернистую структуру, полосчатую текстуру и плитчатую отдельность, согласную с полосчатостью (аз. пд. 105°∠62°). Вблизи контакта в гарцбургитах содержатся многочисленные жилы пироксенитов шириной от долей сантиметра до 5-10 см. При увеличении жил пироксенитов до 40-60% объема гарцбургиты перекристаллизовываются и превращаются в верлиты в результате магматического замещения. Верлиты наследуют полосчатую текстуру гарцбургитов.

610-635 м. Верлиты и в разной степени измененные гарцбургиты, инъецированные многочисленными прожилками и жилами пироксенитов.

635-670 м. Дуниты брекчированные, участками содержат сегрегации повышенной вкрапленности (5-10%) хромшпинелидов в виде агрегатов зерен размером до 3-4 мм или струйчатых скоплений. В дунитах содержатся тонкие (до 1 см) прожилки пироксенитов, расположенные через 0,5-1,0 м друг от друга.

670-675 м. Мантийные перидотиты, пронизанные густой серией жил пироксенитов и превращенные частично в верлиты. Жилы пироксенитов имеют мощность до 0,5-2,0 см и расположены друг от друга на расстоянии от первых сантиметров до 10-15 см.



Рис. 4. Жила клинопироксенитов среди гарцбургитов, смятая в плойчатые складки и будинированная. Тн. 4-92

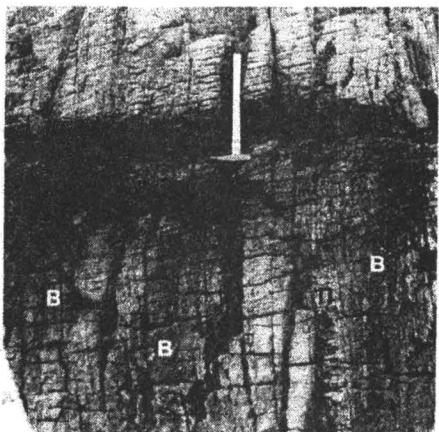


Рис. 5. Полосчатое чередование верлитов (В) и жил пироксенитов (П).

Жилы пироксенитов выступают рельефно на фоне верлитов и имеют более светлую окраску. Тн 4-94

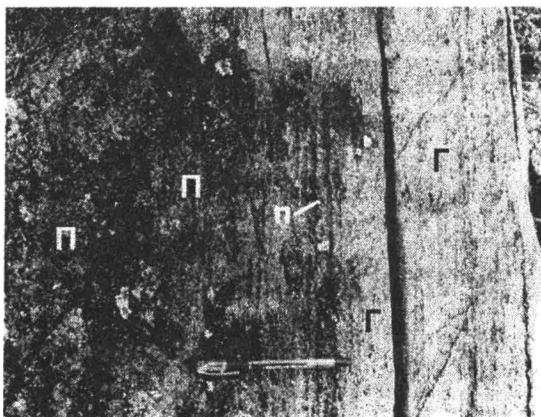


Рис. 6. Контакт клинопироксенитов (П) и гарцбургитов (Г).
В краевой части тела гарцбургитов содержатся единичные тонкие жилки клинопироксенитов, параллельных линии контакта с крупным телом клинопироксенитов. Тн. 4-79

675-700 м. Дуниты брекгированные с редкими жилами клинопироксенитов.

700-720 м. Перидотиты интенсивно инъецированы жилами пироксенитов и участками превращены в верлит-клинопироксенитовую ассоциацию. Интервал аналогичен интервалу 670-675 м.

720-760 м. Верлит-клинопироксенитовая ассоциация, возникшая по мантийным перидотитам в результате интенсивного инъектирования их расплавом клинопироксенового состава и магматического замещения (рис. 5).

760-770 м. Дуниты.

770-840 м. Верлит-клинопироксенитовая ассоциация.

840-890 м (тн 4-94). По маршруту выходят породы предыдущего интервала.

Выше по склону среди верлит-клинопироксенитовой ассоциации обнажается тело дунитов неправильной каплевидной формы. Крупные глыбы (до 2-3 м) дунитов скатываются вниз по склону и перекрывают коренные выходы верлитов и клинопироксенитов в тн 4-94. Основную массу пироксенит-верлитовой ассоциации составляют верлигты, зеленовато-серого цвета на свежем сколе, массивные, мелко-среднезернистые, примерно с равным содержанием пироксена и оливина. Породы свежие. Клинопироксениты представлены жилами мощностью до 20-30 см. Породы массивные крупно-зернистые свежие, более прочные, чем верлиты.

Выше по разрезу ДВКК увеличивается мощность тел клинопироксенитов, верлитов и пироксенит-верлитовой ассоциации. Дунитовые тела имеют весьма различную форму: от полосовидных тел неравномерной мощности, неправильных вытянутых тел протяженностью более километра до субизометрических тел. Мощность дунитовых тел варьируется от долей метра до первых сотен метров и уменьшается вверх по разрезу. По простирианию строение ДВКК очень изменчиво, что не позволяет считать его стратифицированной магматической интрузией.

Степень преобразования мантийных ультрабазитов, по которым формируется ДВКК, варьирует в широких пределах: от слабо измененных, когда можно различить по реликтовым структурно-структурным особенностям исходные гарцбургиты и дуниты, до образования массивных однородных дунитов и верлитов. Обычно с увеличением размеров клинопироксенитовых тел (до десятков метров по мощности) увеличивается и интенсивность преобразования мантийных ультрабазитов между пироксенитовыми телами в однородные дуниты. Вместе с тем встречаются и исключения из правил.

В частности, следует указать на факт хорошей сохранности гарцбургитового тела мощностью 90-100 м и протяженностью до 1 км, залегающего среди достаточно мощных (от десятков метров) клинопироксенитовых тел в средней части разреза ДВКК (ниже каньонообразного пережима р. Мал. Хадата). Между гарцбургитами и клинопироксенитами участками развиты верлиты. Гарцбургиты имеют свежий

облик, толстоплитчатые, полосчатые, средне-крупнозернистые с редкими полосовидными выделениями дунитов шириной первые сантиметры, редко десятки сантиметров. Аз. пд полосч. и плитч. $325^{\circ} \angle 74^{\circ}$. В непосредственном контакте с пироксенитами видимых изменений гарцбургитов не наблюдается. Параллельно контакту в гарцбургитах на расстоянии до 10-15 см встречаются единичные жилки пироксенитов мощностью до 1 см. Далее от контакта жилки в гарцбургитах отсутствуют (рис. 6).

Данный факт высокой сохранности гарцбургитового тела среди клинопироксенитового расплава, являющийся исключением, требует дальнейшего изучения. Можно предположить, что на сохранность гарцбургитов повлияла их высокая тектоническая сохранность.

Более высокие части разрезов ДВКК, пространственно связанные с перекрывающими габброидами, имеют пологое залегание. Это видно на г. Мал. Хадата, в районе р. Малыко. Эти части комплекса граничат с мантийными ультрабазитами по крупным тектоническим зонам (район р. Малыко). По пологим надвигам пластины ДВКК были надвинуты далеко на запад на мантийные ультрабазиты и позднее эродированы. Подтверждением этого служат скопления валунов клинопироксенитов среди коренных выходов гарцбургитов и дунитов в водораздельной части р.р. Пэлянг и Мал. Хадата (тн 4-37), на правобережье р. Мал. Хадата и других пунктах.

Обсуждение результатов

Полученные в процессе полевых исследований новые данные позволяют коренным образом пересмотреть существующие гипотезы образования ДВКК. Приведенные материалы позволяют однозначно утверждать, что ДВКК образуется по мантийным гарцбургитам и дунитам. Основным фактором его образования является интенсивное инъецирование мантийных ультрабазитов по тектонически нарушенным и ослабленным зонам густой сетью магматических жил клинопироксенитов. Установлено две системы жил клинопироксенитов:

1. Тонкие жилы (от первых миллиметров до 10-25 см), параллельные полосчатости гарцбургитов и совпадающей с ней плитчатой отдельностью; объем внедренных жил достигает 40-60%.
2. Более мощные (от первых метров в нижней части ДВКК до десятков и возможно, сотен метров – в его верхней части); вторая система жил приурочена к редким трещинам отдельности, расположенным под углом $35-45^{\circ}$ к полосчатости гарцбургитов.

На массиве Сыум-Кеу, помимо клинопироксенитов, в ДВКК встречаются вебстериты [5]. По характеру проявления и составу жилы

пироксенитов из ДВКК идентичны жилам, которые залегают в более глубоких частях мантийных ультрабазитов и которые генетически относятся к поздней хромитит-пироксенит-дунитовой ассоциации гарцбургитового комплекса.

Следующим фактором образования ДВКК является степень тектонической подготовленности (дробления, рассланцевания, плитчатости) ультрабазитов. Более интенсивно дезинтегрированы, как правило, гарцбургиты. Дуниты, напротив, чаще остаются более монолитными в виде будин среди тектонически измененных гарцбургитов. В разрезе гарцбургитов тектонически ослабленные проницаемые зоны чередуются с более широкими интервалами ненарушенного или слабонарушенного строения. Этим определяется развитие интенсивного клинопироксенитового интрузивного магматизма вдоль локальных зон.

Природа верлитов и дунитов ДВКК связана с клинопироксенитовым магматизмом. Образование верлитов наблюдается только в зонах интенсивного инъектирования гарцбургитов густым роем пироксенитовых жил в количестве до 40-60 % объема пород. Под влиянием тепла расплава и его химизма происходил процесс магматического замещения гарцбургитов с образованием верлитов, минеральный состав которых занимает промежуточное положение между гарцбургитами и пироксенитами. В нижних частях разреза ДВКК в верлитах сохраняются тонкие (первые миллиметры) частые жилки пироксенита, которые придают породам полосчатую текстуру. Выше по разрезу, с появлением более мощных жил клинопироксенитов, верлиты приобретают однородную массивную текстуру, свежий облик.

Дуниты ДВКК образуются по мантийным гарцбургитам и дунитам. В нижних частях разреза наблюдаются все переходные стадии изменения гарцбургитов в дуниты. Вначале породы приобретают состав дунитов, но в них сохраняются реликтовые структуры гарцбургитов (полосчатость), а также форма мантийных дунитовых выделений. Выше по разрезу дуниты полностью перекристаллизовываются, приобретают однородное строение.

Процесс образования дунитов по гарцбургитам в химическом плане характеризуется удалением легкоплавких компонентов, т.е. деплетированием (истощением). Какова же природа этого истощения? Для ответа на этот вопрос необходимо учитывать условия истощения гарцбургитов. Эти процессы протекали в верхней мантии, которая характеризуется достаточно высокими температурами (более 1000-1100°) и сухими условиями. Внедрение больших объемов клинопироксенитовых магм еще более повышало температуру вмещающих гарцбургитов. Тела гарцбургитов, захваченные и окруженные клинопироксено-

вым расплавом, нагревались до температур, достаточных для селективного выплавления в них лекгоплавких компонентов и образования клинопироксенитовых выплавок, которые сливались с полями внедренных пироксенитовых расплавов. Примерно так может выглядеть механизм образования по гарцбургитам тугоплавкого остатка – рести-та дунитового состава.

Вверх по разрезу ДВКК объемы клинопироксенитов и расплавов возрастают. Энергии расплавов в верхних частях было достаточно для магматического замещения захваченных блоков мантийных перидотитов и превращения их в верлиты. В нижних частях ДВКК объемы расплавов невелики, а объемы гарцбургитов и дунитов большие, поэтому процессы магматического замещения здесь уступают процессам деплелирования гарцбургитов, чем объясняется и более широкое развитие тел дунитов в низах ДВКК.

На строение верхней части разреза ДВКК позднее повлияло внедрение габбровых расплавов, что хорошо видно в восточной части Войкаро-Сынинского массива [5]. Среди габбро-норитов присутствуют ксенолиты дунитов и верлитов размером от метров до сотен метров. Крупные ксенолиты имеют зональное строение. Ядерные части ксенолитов сложены дунитами, которые окружены оторочками верлитов, клинопироксенитов, сменяющихся на контакте с габбро – троктолитами. Крупные ксенолиты были первоначально представлены гарцбургитами, которые наблюдаются в крупных тектонических блоках среди полосчатого комплекса и габброидов. Образование по гарцбургитам ксенолитов зонального комплекса пород, по моему мнению, связано с процессами деплелирования гарцбургитов в центральных частях ксенолитов и процессами магматического замещения в краях. Размеры кайм верлитов и клинопироксенитов вокруг дунитовых ядер в ксенолитах могут указывать на максимальную возможность воздействия габбровых расплавов на подстилающие породы ДВКК или мантийные ультрабазиты. Из этого следует, что воздействие габбровых расплавов на сформированные породы ДВКК не было очень интенсивным.

ДВКК находится в граничной зоне кора-мантия, для которой характерно интенсивное проявление высокотемпературных деформаций, метаморфизма и тектонического проскальзывания [7]. Все эти процессы привели к изменению почти в полном объеме облика пород ДВКК и их взаимоотношения между собой, что крайне осложнило задачу восстановления их первичной природы.

В заключение отмечу, что согласно новым данным формирование ДВКК определяется процессами клинопироксенитового магматизма и взаимодействия клинопироксенитовых расплавов с мантийными

ультрабазитами. Три составные части ДВКК – дуниты, верлиты и клинопироксениты различаются механизмом образования. Клинопироксениты возникли из расплава клинопироксенитового состава. Верлиты являются продуктом магматического замещения гарцбургитов клинопироксенитовым расплавом. Дуниты представляют собой реститы, образовавшиеся в результате истощения блоков дунит-гарцбургитового состава под воздействием тепла клинопироксенитовых расплавов. На верхнюю часть ДВКК оказали воздействие более поздние расплавы габбрового состава.

Библиографический список

1. Альпинотипные гипербазиты Урала. Информационные материалы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 66с.
2. Варлаков А.С. Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс оphiолитов и его происхождение. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 178 с.
3. Засарицкий А.Н. Перidotитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Л.: Изд-во ОНТИ, 1932. 221 с.
4. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261с.
5. Нетрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Н.Л. Добрецов, Ю.Е. Молдаванцев, А.П. Казак и др. Тр. Ин-та геол. и геоф. Сиб. отд. АН СССР. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1977. Вып. 368. 221 с.
6. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.
7. Цербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1990. Вып. 450. 119 с.

В.И. Маегов

Уральская геолого-съемочная экспедиция, г. Екатеринбург

К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ «ТЫЛАИТОВ» ТАГИЛО-БАРАНЧИНСКОГО ПЛУТОНА (ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС УРАЛА)

Тылайтами (по географическому названию Тылай) Л. Дюпарком [5] обозначены порфировидные, как правило, меланократовые породы, представляющие переходный тип от пироксенитов к оливиновым габбро. Тылайты являются составной частью полосчатых дунит-пироксенит-тылайтовых комплексов [6], генезис которых, в том числе

и генезис самих тылaitов, до сих пор является предметом дискуссии и в данной статье не обсуждается.

А.Н. Заварицкий [7] и Н.К. Высоцкий [4] первыми описали в Нижнетагильском пироксенит-дунитовом массиве меланократовые оливиновые габбро, близкие к тылaitам Дюпарка по характерному структурному признаку – присутствию крупных кристаллов клинопироксена в мелкозернистой существенно пироксен-полевошпатовой массе, но отличающиеся присутствием калиевых полевых шпатов при значительно более натровом составе плахиоклаза. Тем не менее этими и другими исследователями априорно предполагалась генетическая общность этих пород и петротипических тылaitов. Между тем, это далеко не очевидно.

Автор настоящей публикации проводил исследования как в районе Тылайского Камня [9], так и в районе Тагило-Баранчинского plutона [8], к которому по традиции относится и Нижнетагильский пироксенит-дунитовый массив [3]. При этом, наряду с известным со временем исследований А.Н. Заварицкого и Н.К. Высоцкого местонахождением меланократовых габбро, в дальнейшем называемых «тылaitами» (тылaitы в кавычках), подобные породы были выявлены автором в северной части Тагило-Баранчинского plutона, выделяющейся под названием Волковский массив [1]. Результаты геологопетрографических исследований дали основание для некоторых новых выводов, касающихся петрогенезиса «тылaitов».

Отличия петротипических тылaitов Тылайского Камня и «тылaitов» Нижнетагильского массива отчетливо замечаются уже при полевых наблюдениях. Тылaitы, обладающие обычно полосчатой текстурой, образуют согласные слои в полосчатых же клинопироксенитах. Тесная связь тылaitов с клинопироксенитами хорошо выражена, например, в работе [3, с. 301]: «Основной пироксенитовый фон породы всегда чувствуется при полевых наблюдениях. Связь тылaitов с пироксенитами особенно ясна при малом содержании плахиоклаза». В нижнетагильских «тылaitах» пироксенитового фона не чувствуется: они имеют облик текстурно однородных меланократовых габбро. На любых петрохимических диаграммах тылaitы неразрывно связаны с клинопироксенитами, тогда как «тылaitы» по отношению к ним химически дискретны, отличаясь от тылaitов резко повышенными (на 1-2 порядка) содержаниями калия, стронция, рубидия, РЗЭ. Геологические соотношения «тылaitов» с окружающими породами фактически не были установлены, поскольку на поверхности они встречаются лишь в виде спорадических глыб и их скоплений. В районе одного из таких скоплений по инициативе автора было пробурено несколько

скважин ручного бурения, которые под маломощным чехлом рыхлых отложений вскрывали пироксениты. Это дает основание предполагать, что «тылаиты» не образуют единого площадного геологического тела, как вслед за Н.К. Высоцким это изображается на всех последующих геологических картах, залегая, по-видимому, в виде нескольких мелких тел. Будучи физически более крепкими в сравнении с окружающими породами, «тылаиты» лучше сохраняются в условиях поверхностного выветривания, образуя глыбы, несколько смещенные от места их первоначального залегания.

Изложенные данные дали повод для сомнений в том, что «тылаиты» и тылаиты являются генетически родственными образованиями, как это априорно считалось ранее. Эти сомнения укрепились после того, как было обнаружено новое местонахождение «тылаитов» в северо-западной части Тагило-Баранчинского plutона. Здесь «тылаиты» были выявлены автором в процессе петрографического изучения пород по разрезам поисково-разведочных скважин в районе недавно открытого Баронского благороднометалльного рудопроявления, сведения о котором приведены в работе [2].

«Тылаиты» Баронского местонахождения в разрезах скважин слагают редкие маломощные (не более 3 м) интервалы среди апатит-магнетитсодержащих клинопироксенитов, оливинитов, оливин-клинопироксен-аортитовых габбро Волковского массива. Часть из них петрографически очень сходна с нижнетагильскими «тылаитами» по обилию крупных идиоморфных порфировидных кристаллов клинопироксена, содержащих скопления зонально расположенных рудных микропключений, а также более крупные включения серпентинизированного оливина, плагиоклаза, магнетита, биотита. Мелкозернистая основная масса пород состоит из агрегата аллотриоморфных зерен плагиоклаза андезин-лабрадорового состава, клинопироксена, серпентинизированного оливина, иногда ортопироксена, примеси магнетита, биотита, апатита. Наряду с меланократовыми разновидностями присутствуют более обогащенные плагиоклазом – мезократовые. В них встречаются также порфировидные удлиненно-таблитчатые зерна плагиоклаза с признаками прямой зональности.

В нескольких образцах и шлифах были зафиксированы совершенно резкие прямолинейные секущие контакты мезократовых «тылаитов» с клинопироксенитами, оливинитами, оливин-клинопироксен-аортитовыми габбро. В приконтактовых «тылаитах» улавливается незначительное уменьшение размеров зерен основной массы, наблюдается ориентированность удлинения порфировидных зерен плагиоклаза вдоль линии контакта, что придает структуре трахитоидный ха-

рактер. В составе и структуре экзоконтктоных гипербазитов и габбро не ощущается существенных различий в сравнении с более удаленными от контактов. Всем этим породам присущи крупнозернистые аллотриоморфные (протогранулярные), нередко сидеронитовые структуры. Заметно срезание их структуры по линии контакта.

Данные геолого-петрографических наблюдений, по мнению автора, указывают на то, что «тылайты» Баронского местонахождения являются магматогенными гипабиссальными образованиями, залегающими, вероятнее всего, в виде маломощных даек. По-видимому, такую же природу имеют и петрографически сходные с ними нижнетагильские «тылайты». Присутствие в основной массе последних псевдолейцитовых нефелин-ортоклазовых срастаний, низкобарических по условиям образования [12], указывает на малоглубинные условия конечной стадии формирования этих пород. Однако порфировидные выделения клинопироксена «тылайтов», судя по зональности их состава [12], начали кристаллизоваться, по-видимому, в более глубинных условиях, являясь, по сути, интрапеллурическими вкрапленниками. Повышение активности кислорода в процессе подъема расплава на гипабиссальный уровень обусловило выделение из «протоклинопироксена» массы оксидных железорудных микровключений – продуктов распада твердого раствора.

Согласно существующей классификации магматических пород [10] нижнетагильские «тылайты» по петрохимическим параметрам занимают промежуточное положение между ультраосновными и основными породами субщелочного ряда, однако близких по валовому химизму аналогов этим породам не находится. Нами рассчитан химический состав основной массы нижнетагильских «тылайтов» (таблица) путем исключения из среднего химического состава пород компонентов, приходящихся на долю вкрапленников клинопироксена, составляющих примерно 30 % общей массы этих пород. Для расчета использованы данные о химизме внутренней зоны вкрапленников, приведенные в работе [12]. Предполагается, что расчетный состав основной массы «тылайтов» примерно соответствует составу расплава, который по химизму близок к составу мелалейцититов семейства ультраосновных фойдитов [10].

Судя по отсутствию резко выраженных признаков контактной закалки, «тылайтовые» дайки Баронского местонахождения внедрились в относительно прогретые породы. Наблюдаемые в большей части «тылайтов» структурные признаки высокотемпературной динамометаморфической перекристаллизации при отсутствии таковых во вмещающих гипербазитах и габбро обусловлены, по-видимому, явле-

ниями протоклаза на завершающей стадии внедрения даек, когда их вещество находилось в состоянии, близком к твердопластичному.

Средний состав (мас. %) "тылаитов" Нижнетагильского массива по материалам автора (1) и расчетный состав их основной массы (2)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1(4)	45,92	0,58	9,00	5,23	6,23	0,21
2	44,98	0,58	11,13		12,98	0,23

	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п
1(4)	15,43	12,84	1,13	2,15	0,33	1,09
2	16,62	8,49	1,38	3,13	0,48	

Примечание. В скобках указано количество анализов.

Автор благодарит генерального директора компании «Баронское Майнинг» С.Я. Берсенева, предоставившего для петрографического изучения коллекции образцов и шлифов по разрезам скважин района Баронского благороднометалльного рудопроявления.

Библиографический список

1. Артамонова В.А. Роль вмещающих толщ и процессов метаморфизма в формировании габброидных комплексов // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. Т. I. С. 421-430.
2. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустроева И.И. Основные минералого-geoхимические черты нового баронского типа золото-палладиевых руд Урала // Ежегодник – 2000 / Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 2001. С. 148-157.
3. Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Савицникова Е.В. Габбропироксенит-дунигитовый пояс Среднего Урала // Тр. ИГЕМ АН СССР. М., 1962. Вып.65. 319 с.
4. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижнетагильского районов на Урале // Тр. Геол. Ком. СПб., 1913. Вып. 62. 694 с.
5. Дюпарк Л. Платина и платиновые месторождения на Урале // Горн. журн. 1913. № 1-2. С. 49-73.
6. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив // Матер. по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Недра, 1967. Вып. 13. 336 с.
7. Заварецкий А.Н. Отчет об исследованиях в платиноносном районе Н-Тагильского округа в 1908 г. // Зап. Горн. ин-та императрицы Екатерины II. 1909. Т.II, вып. 3. С. 189-211.
8. Маегов В.И. Петрология Тагило-Баранчинского plutона (Средний Урал) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Матер. науч. конф. Томск, 2001. Вып. 2. С. 73-76.

9. Маегов В.И., Ефимов А.А. Распределение хрома и титана в дунит-пироксенит-тылантовой серии Кытлымского массива как возможное следствие химического обмена между компонентами горячей тектонической смеси // Ежегодник-1990 / Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР. Свердловск, 1991. С. 33-35.
10. Магматические горные породы. М.: Наука, 1983. Т. 1, ч. 1. 367 с.
11. Малахов И. А., Малахова Л.В. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы // Тр. Ин-та геол. и геохим. УФАН СССР. 1970. Вып. 83. 167 с.
12. Ферштатер Г.Б., Пушкиров Е.В. Нефелинсодержащие тылаигты в дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Платиноносного пояса Урала // Изв. РАН. Сер. геолог. 1992. № 4. С. 74-84.

Г.Ю. Шардакова, Е.С. Шагалов, Ю.Л. Ронкин
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

О ВРЕМЕНИ ЗАВЕРШЕНИЯ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ В УФАЛЕЙСКОЙ ЗОНЕ (Ю.УРАЛ)

Уфалейская зона, расположенная на западной границе Урала с Русской плитой, является сложным образованием (рис. 1). До сих пор не существует единого мнения об ее геолого-тектонической истории. К.С. Иванов [1] предполагает, что породы уфалейской свиты (амфиболиты, гнейсы) являются частью фундамента Русской платформы, а граниты – их производными, переработанными коллизией; по мнению В.М. Нечеухина и др. [3], Уфалейская зона – чужеродный экзотический террейн, и, как следствие, генезис гранитов также не имеет отношения к магматической истории Урала. Время завершения процесса гранитообразования в Уфалейской зоне современными методами до настоящего времени оценено не было.

Наиболее древними кислыми породами здесь являются ортогнейсы анихигранитного состава [2, 5]; завершают процесс формирования крупных гранитных масс породы Нижнеуфалейского массива (см. рис. 1). Большая продолжительность тектономагматического развития – характерная черта многих гнейсово-мигматитовых комплексов. В работе Г.А. Кейльмана [2] приведена гистограмма значений абсолютного K-Ag возраста, построенная по всем типам пород Западно-Уфалейской зоны – гнейсам, амфиболитам и гранитам, при преобладании в пробах метаморфитов. Максимумы различной интенсивности

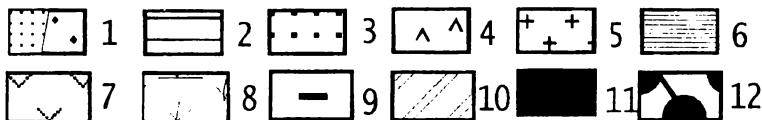
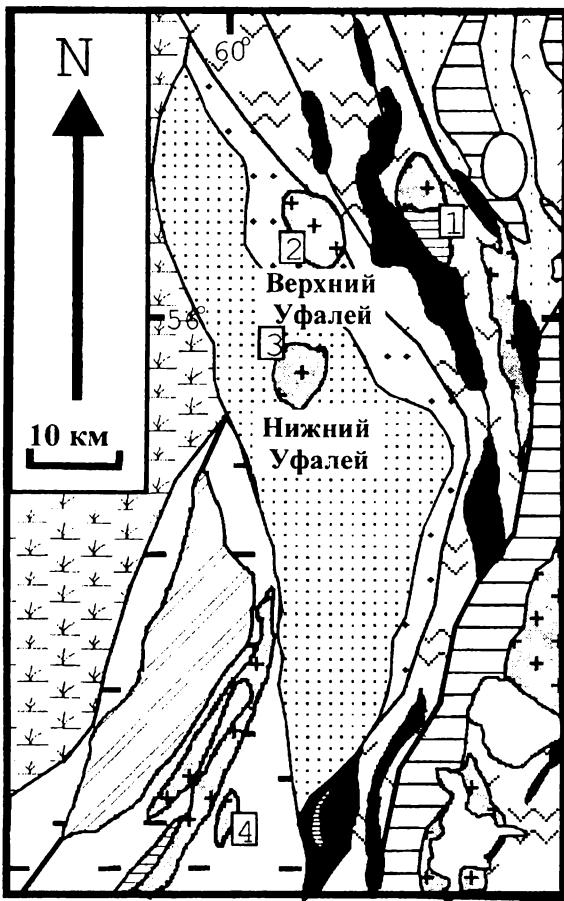


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема района работ (по К.С. Иванову, 1998; H. Echtler, 1999 [1, 6]) с изменениями:

1 - Западно- и Восточноуфалейская зоны; 2-4 - Сысертско-Ильменогорский комплекс; 2 - гнейсы, 3 - метаосадочные породы, 4 - метавулканиты; 5 - гранодиориты и граниты, 6 - габроиды; 7 - низкотемпературные вулканиты и осадки; 8, 9 - чехол Русской платформы; 10 - Тараташский комплекс; 11 - ультрабазиты; 12 - крупные разрывные нарушения. Массивы: 1 - Чусовской, 2 - Суховязовский, 3 - Нижне-уфалейский, 4 - Киалимский

фиксируют этапы, по-видимому, как генерации пород, так и метаморфических преобразований. Самые древние цифры – 1290 млн. лет. Наиболее интенсивные геологические события происходили в интервале 297–324 млн. лет.

До сих самыми молодыми гранитоидами Уфалейской зоны считались породы Суховязовского массива, расположенного на границе Восточно-Уфалейской зоны с ГУГР и имеющего U-Pb возраст (по цирконам и сфенам) 316–317 млн. лет [7]. Эта цифра принималась за верхний возрастной предел происходивших в зоне ГУГР процессов субдукции и метаморфизма. В гранитоидах Суховязовского массива встречены ядра цирконов с возрастом около 1780 млн. лет, что может свидетельствовать о присутствии в субстрате древних блоков фундамента Восточно-Европейской платформы, вовлеченных в зону субдукции [там же].

Среди метаморфических пород описываемой зоны присутствуют небольшие тела гранитного состава, имеющие несколько более молодой возраст, но предполагается, что они реоморфического происхождения [4].

Нами были проведены работы по изучению изотопных характеристик Rb и Sr по валовому составу пород Нижнеуфалейского массива. Определения концентраций и изотопного состава Rb-Sr выполнены масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления с использованием трассера ^{85}Rb - ^{84}Sr и окончанием на прецизионном мультиколлекторном анализаторе Finnigan MAT262 в статическом режиме. Типичные погрешности для отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для данного объекта не превышали 0.5%, 0.03% (2σ) и контролировались путем анализа аттестованных международных стандартов BCR2 и E&A (MTI) соответственно. Согласно модели I York [8] ($\text{MSWD}=0.56$), возраст составляет 316.9 ± 2.5 млн. лет при первичном отношении изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70428 \pm 0.000084$. Отметим, что этот возраст примерно соответствует максимальному «всплеску» геологических событий – тектоники и метаморфизма. Утверждение о том, что в это же время были генерированы крупные массы гранитоидов, в принципе ничему не противоречит.

Полученный для гранитоидов Нижнеуфалейского массива возраст почти полностью идентичен возрасту Суховязовского массива. По петрогохимическим характеристикам (рис. 2) оба эти объекта также очень близки и сходны с надсубдукционными образованиями [5]. Но если граниты Суховязовского массива по геотектонической позиции можно связать с процессами субдукции, то Нижнеуфалейский массив, удаленный на запад от зоны ГУГР, не имеет к ним прямого отношения.

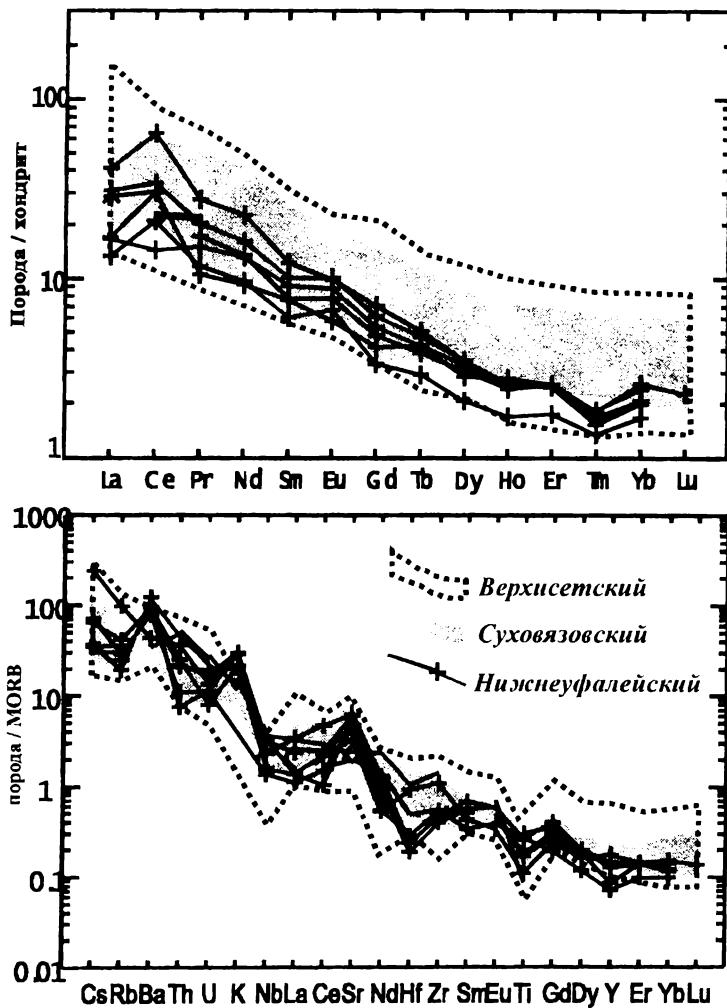


Рис. 2. Нормированные концентрации элементов-примесей в гранитоидах Уфалейской зоны.

Для сравнения приведено поле близких по основности (SiO_2 68-72%) пород Верхисетского массива, являющегося эталоном надсубдукционных окраинно-континентальных образований

Хотя достаточно низкое первичное отношение Sr в гранитоидах Нижнеуфалейского массива свидетельствует о существенной роли океанического (островодужного) материала в субстрате. Такой материал в пределах Уфалейской зоны пока не известен. Вероятно, какие-то глубинные блоки (в своем роде, действительно, чужеродные для этой зоны), играли значительную роль в выплавлении гранитоидов Нижнеуфалейского массива. Установление позиции возможного субстрата – предмет дальнейших исследований.

Библиографический список

1. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строения Урала / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1998. 252 с.
2. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 199 с.
3. Нечеухин В.М., Краснобаев А.А., Соколов В.Б. Геохронология и структурное положение нижнего докембра в Уральском аккреционно-складчатом обрамлении Русской плиты // Общие вопросы расчленения докембра. Апатиты, 2000. С. 201-203.
4. Огородников В.Н. Закономерности размещения и условия сопряженного образования кварцевожильных, хрусталеноносных и золоторудных месторождений Урала: Дис... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1990.
5. Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С. Петрогеохимическое сопоставление гранитоидов Уфалейской зоны и Кувашко-Машакской рифтогенной структуры // Геология и металлогенез ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций складчатых областей: Матер. Междунар. науч. конф. / ИИО ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2004. С. 414-420.
6. Echtler H.P. et al. The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals: a reappraisal // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. P. 229-251.
7. Hetzel R., Romer R.L. U-Pb dating of the Verkhniy Ufaley intrusion, middle Urals, Russia: a minimum age for subduction and amphibolite facies, overprint of the East European continental margin // Geol. Mag. 1999. Vol. 136, №5. P. 593-597.
8. York D. Least-squares fitting of a straight line with correlated errors: Earth Planet. Sci. Lett. 1969. №5. P. 320-324.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ТИПОЛОГИЯ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ И АССОЦИИРУЮЩИХ ПОРОД БЕРДЯУШСКОГО ПЛУТОНА: ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОГ- РАНИЧЕНИЯ ПО ЭЛЕМЕНТАМ-ПРИМЕСЯМ

Введение

После опубликования А.Н. Заварицким 67 лет назад совершенно изумительной как по содержанию, так и по объему работы «Петрография Бердяушского plutона» [3], целый ряд исследователей [1-6, 13, 20], в том числе и авторы данной статьи [7-12, 23], занимались изучением этого объекта. Во многих отмеченных выше работах фигурируют в разном объеме представленные данные по петрогенным окислам и ограниченная информация по выборочным редким REE гранитов рапакиви и ассоциирующих пород Бердяушского plutона. Однако база данных по элементам-примесям, удовлетворяющим современным метрологическим требованиям, либо отсутствует, либо представлена довольно скучно. В предлагаемой работе приводятся новые, экспериментально-полученные на современном уровне данные по геохимии малых элементов 53 образцов, на основании анализа поведения эмпирических зависимостей которых производится оценка тектономагматической позиции и типологии изученного объекта.

Геологическая позиция plutона

Бердяушский массив гранитов рапакиви и ассоциирующих пород находится на западном склоне Южного Урала, в зоне Центрально-Уральского поднятия. Он закартирован в плане овальным телом (площадью около 35 км^2), вытянутым в северо-восточном направлении и имеющим, в соответствии с представлениями А.Н. Заварицкого [3], выраженное концентрически-зональное очертание. Массив обладает исключительно сложным строением, известное упрощение которого позволяет выделить несколько зон. Периферийная часть массива характеризуется развитием гранитов и граносиенитов, сменяющихся по направлению к центру сиено-диоритами и различными сиенитами (бескварцевыми и кварцевыми). В центральной части массива, наряду с сиенитами, распространены щелочные и нефелиновые сиениты, образующие дайки и жильные тела. Кроме того, в пределах объекта на-

блудаются относительно мелкие меланократовые образования (автолиты, ксенолиты), а также отдельные выходы габбро и габбродиабазов. Преимущественным распространением в массиве пользуются розовые и серые граниты-рапакиви и различные сиениты, постепенно переходящие в граниты через промежуточные по составу разности пород – граносиениты и кварцевые сиениты.

Образцы

В настоящем изложении анализировались образцы 4 габбро, 23 гранитов рапакиви, 13 кварцевых сиенит-диоритов, 2 сиенит-диоритов и 9 нефелиновых сиенитов, (всего 53 пробы) отобранные авторами в результате полевых работ 1994 – 2004 гг.

Аналитика

Содержания анализируемых элементов в отобранных образцах (всего 57 элементов: Li, Be, B, Na, Mg, Al, P, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, In, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Re, Tl, Pb, Bi, Th, U) определялись методом ICP-MS с предварительным кислотным разложением. Пробы горных пород (в виде тщательно перетертый пудры) весом около 50 мг помещались в тефлоновые капсулы, армированные оболочкой из нержавеющей стали, и разлагались под давлением смесью плавиковой и азотной кислот (соотношение 5:1) при температуре до 180°C до полного разложения. Далее исследуемое вещество переводилось в раствор 5% азотной кислоты с коэффициентом разбавления исходной пробы около 10³. Все работы по кислотному разложению изученных проб проводились в специальном стерильно-производственном помещении с поддержанием избыточного давления очищенного воздуха [11]. Окончательный анализ делали с помощью высокочувствительного масс-спектрометра высокого разрешения с индуктивно связанный плазмой (Thermo Finnigan MAT HR/ICP-MS Element2), предназначенного для элементного анализа и изотопного скрининга. В качестве внутреннего стандарта использовался родий (Rh). Внешний метрологический контроль осуществлялся путем анализа стандарта BCR-2 Геологической Службы США, кислотное разложение которого производилось в условиях, аналогичных химической подготовке исследуемых образцов. Внешний стандарт измерялся последовательно через каждые 5-10 проб с целью учета флуктуационных изменений характеристик прибора (таких как чувствительность, изменение функции зависимости чувствительности от массы и т.д.) во времени. 2σ – погрешность произведенного анализа определялась величиной концентрации конкретного элемента и составляла от 3 до 20

отн.% (для очень низких, на уровне предела обнаружения для данного прибора, содержаний).

Результаты

Результаты анализа содержаний петрогенных окислов и элементов-примесей представлены на рис. 1-2, отображающих эмпирические зависимости в соответствующих координатах. Диапазон вариаций содержания SiO_2 в изученных разностях составляет 44-78 вес. %. Средние значения концентраций кремнезема по имеющейся совокупности определяются значениями (%) 46.31, 56.25, 57.61, 61.23, 70.04, 73.04 для габбро, сиенит-диоритов, нефелиновых сиенитов, кварцевых сиенит-диоритов, граносиенитов и гранитов соответственно. По основным геохимическим параметрам сиенит-диориты, нефелиновые сиениты, кварцевые сиенит-диориты, граносиениты и граниты характеризуются относительно выдержаными значениями отношений $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$; высокими значениями содержаний щелочей (размах суммы концентраций $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ – 6-14), причем граниты рапакиви соответствуют субщелочной, а нефелиновые сиениты – щелочной областям. В координатах NK/A изученные образцы тяготеют к субщелочному полю (молекулярные отношения $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ меньше единицы; параметр A/CNK варьирует в диапазоне 0.7-1.2).

Спектры редкоземельных элементов, нормированных по хондритовому составу, характеризуются обогащением LREE (значения медиан $[\text{La/Yb}]_N$ от 8.2 для габбро, до 23.92 для нефелиновых сиенитов). Распределения REE граносиенитов и гранитов демонстрируют отчетливые Eu аномалии (значения медиан $[\text{Sm/Eu}]_N$ около 6). Сравнение спектров редкоземельных элементов гранитов рапакиви Бердяушского plutона, нормированных по хондритовому составу, с аналогичными породами классического разреза рапакиви Фенноскандии позволяет отметить их идентичность [9-10].

Рассмотрение эмпирических взаимоотношений элементов-примесей в рамках известных дискриминационных диаграмм $\text{SiO}_2 - \text{Nb}$, $\text{Y} - \text{Nb}$, $\text{SiO}_2 - \text{Rb}$, $\text{Y} + \text{Nb} - \text{Rb}$ (рис. 1) дает возможность идентифицировать геодинамическую позицию [18] формирования гранитов-рапакиви и ассоциирующих пород Бердяушского plutона. На всех указанных четырех диаграммах изученные разности локализуются в областях соответствующих внутриплитному (*within plate*) магматизму. Особенно ясно это соответствие отражается в координатах $\text{Y} + \text{Nb} - \text{Rb}$.

Для выяснения типологии гранитов рапакиви и ассоциирующих пород Бердяушского plutона были рассмотрены эмпирические зависимости отношений Ga/Al (ось абсцисс) и таких крупноразмерных

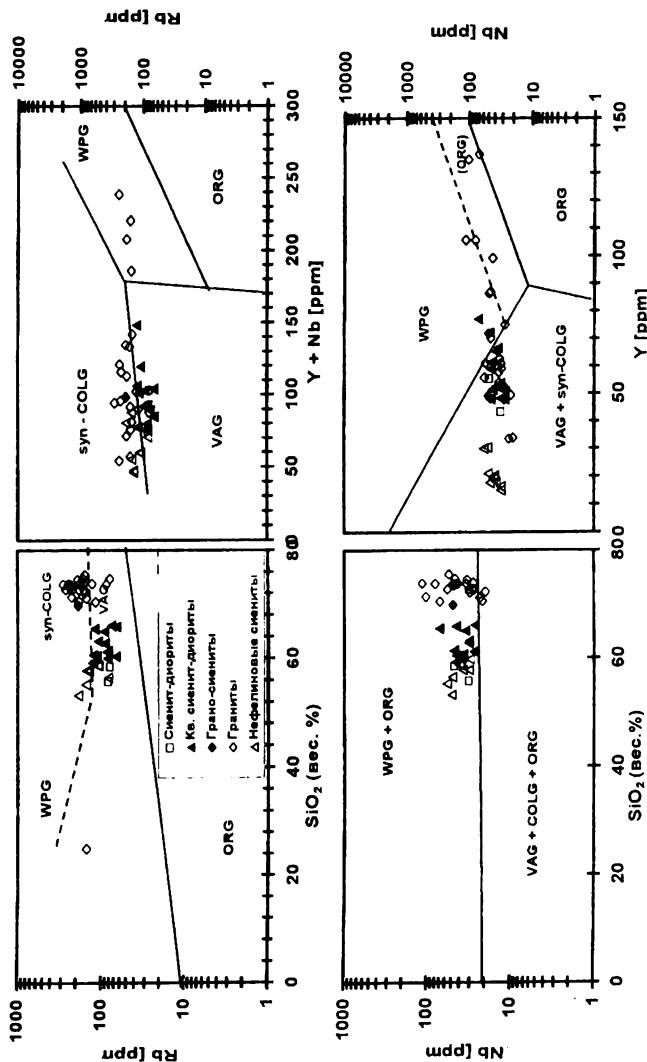


Рис. 1. Дискриминационные диаграммы [18] для города Берляулского массива
Аббревиатуры: Ocean Ridge Granites – граниты оксанических хребтов, Volcanic Arc Granites – граниты вулканических дуг,
Within Plate Granites – внутривлигитные граниты, COLision Granites – коллизионные граниты.
На диаграммах в координатах $Y - Nb$, $SiO_2 - Rb$ пунктирная линия является границей ORG для аномальных рифтов

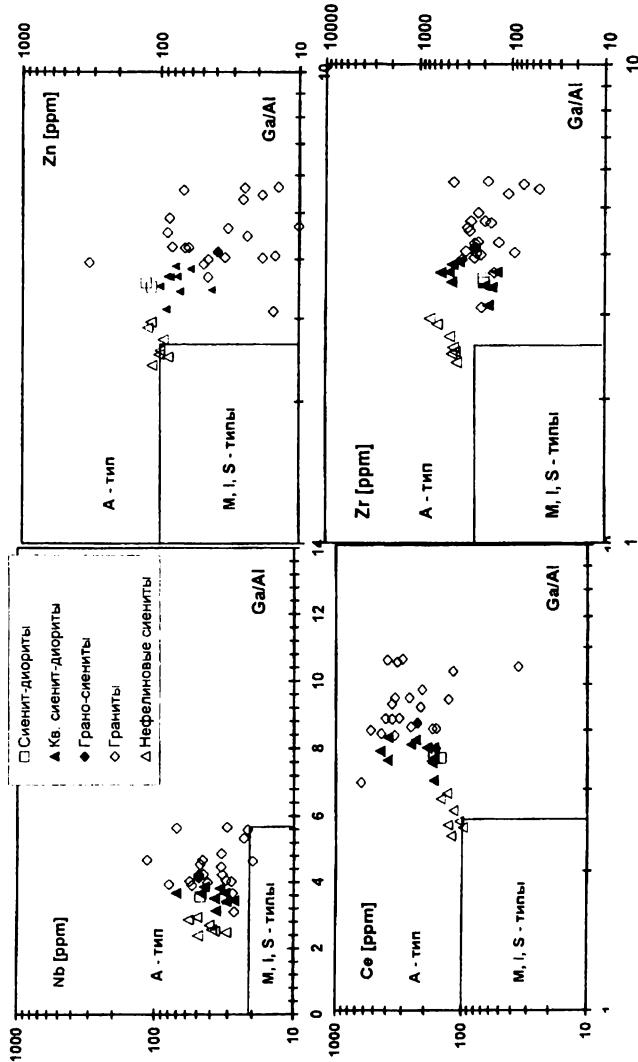


Рис. 2. Дискриминационные диаграммы [21] для пород Берляшского массива.
Типы гранитов: А - граниты (Alkaline, Anorogenic, Anhydrous), М (derived by fractional of Mantle-derived magma), И (melting of Igneous protoliths), С (melting of Sedimentary protoliths): [14, 15, 17, 22] соответственно.

литофильных элементов, как Y, Ct, Nb и Zr (ось ординат). Рис. 2 демонстрирует графики в координатах Ga/Al-(K₂O+Na₂O)/CaO, Ga/Al-FeO*/MgO, Ga/Al-(Na₂O+K₂O)/Al₂O₃, Ga/Al-Zr, Ga/Al-Nb, Ga/Al-Ce, Ga/Al-Y, Ga/Al-Zn. В соответствии с имеющимися представлениями [21] все диаграммы позволяют четко отнести изученные разности к А-гранитам (Alkaline, Anorogenic, Anhydrous) и дифференцировать их от М (derived by fractional of Mantle-derived magma), I (melting of Igneous protoliths), S (melting of Sedimentary protoliths), типов соответственно.

* * *

Резюмируя рассмотренные выше закономерности поведения главных петрогенных окислов и элементов-примесей изученных разновидностей пород Бердяушского массива можно сделать главный вывод о том, что граниты рапакиви и ассоциирующие породы (сиенит-диориты, кварцевые сиенит-диориты, граносиениты, нефелиновые сиениты) Бердяушского массива являются анорогенными и формировались в геодинамических условиях соответствующих внутриплитному магматизму.

Библиографический список

1. Бородин Л.С. Рапакиви Бердяушского массива, Южный Урал: петрология и распределение редкоземельных элементов // Петрология. 1997. Т. 5, № 3. С. 278-290.
2. Бородин Л.С., Тесленко Г.С. Петрохимические тренды и генетические особенности интрузивных комплексов рапакивиподобных гранитоидов и сиенитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 10. С. 45 – 55.
3. Заваруцкий А.Н. Петрография Бердяушского plutона // Л.; М.: ОНТИ. 1937. 403 с.
4. Краснобаев А.А., Холоднов А.А., Степанов А.И. Происхождение пород Бердяушского массива // Исследования по петрологии и металлогении Урала: Сб. науч. тр. / УНЦ РАН. Свердловск, 1986. С. 76-84.
5. Тимесков В.А., Урасин М.А. Характеристика химизма пород Бердяушского plutона // Вопросы петрологии и металлогении Урала. Свердловск, 1981. С. 106 – 108.
6. Шебанова О.Н., Беляев А.М., Шебанов А.Д. Проблема петrogenезиса нефелиновых и кварцевых сиенитов Бердяушского массива (Ю. Урал) // Закономерности эволюции земной коры: Тез. докл.: СПб., 1996. Т. II. С. 192.
7. Ронкин Ю.Л. Маслов А.В., Sindern S., Kramm U., Лепихина О.П. Pb-Pb изотопная систематика пород и «acid leached» полевых шпатов Бердяушского массива // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций складчатых областей: Тез. докл. Екатеринбург, 2004. С. 381-383.

8. Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Петрогенезис Бердяушского массива: петрохимические и Sr-Nd-Pb изотопные данные // Чтения А.Н. Заваринского: Тез. докл. Екатеринбург, 1998. С. 133-135.
9. Ронкин Ю.Л., Rämö O.T., Nesbitt R.W. Граниты рапакиви Южного Урала и Юго-Восточной Финляндии: сравнение REE характеристик // Тез. VI Урал. петрограф. совещ. Екатеринбург, 1997А.
10. Ронкин Ю.Л., Nesbitt R.W., Лепихина О.П. Сравнительная REE типизация гранитов рапакиви и родственных пород батолитов Юго-Восточной Финноскандии и Бердяушского массива Южного Урала // Тез. Всерос. совещ. «Гранитоидные вулкано-плутонические ассоциации». Сыктывкар, 1997В. С. 99-101.
11. Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Ершов В.М. Стерильно-производственное помещение для химической подготовки проб изотопного анализа // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. науч. конф. 2000. С. 297-299.
12. Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Попова О.Ю. «Метод тонких пластин» применительно к проблеме происхождения текстуры рапакиви (на примере Бердяушского массива, Южный Урал): изотопы кислорода, Rb-Sr и Sm-Nd // Матер. II Российской конференции по геохронологии. СПб., 2003. С. 427-428.
13. Belyaev A. M. Petrogenesis of rapakivi granites and related rocks // Rapakivi granites and related rocks: (Abstr. Vol. Symp. IGCP-315). Helsinki, Finland, 1991. P. 6.
14. Chappell B.W., & White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1974. Vol. 8. P. 173 - 174.
15. Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R. & Chappell B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1982. Vol. 80. P. 189 - 200.
16. Evensen N.M., Hamilton P.J. and O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. Vol. 42. P. 1199-1212.
17. Loiselle M.C., Wones D.R. Characteristics and origin of anorogenic granites // Geological Society of America; Abstracts with Programs. 1979. Vol. 11. P. 468.
18. Pearce J.A., Harris N.B.W. & Tiadie A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. 1984. Vol. 25. P. 956 - 983.
19. Ronkin Y.L., Nesbitt, R.W., Lepikhina O.P. Shchulkin V.E. Isotope geology and geochemistry of the Berdiaush rapakivi and related rocks complex (South Urals, Russia) // Symposium «Granite Rapakivi and Related Rocks». Helsinki. Finland. 1996. P. 56.
20. Shebanova O.N., Belyaev A.M., Shebanov A.D. On the petrogenesis of alkali syenites in the Berdiaush rapakivi granite massif, S.Urals, Russia // Rapakivi Granites and Related Rocks (Abstr. Vol. Symp. IGCP-315). Helsinki, Finland, 1996. P. 66.

21. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination, and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. Vol. 95. P. 407 - 419.

22. White A.J.R. Sources of granitic magmas // Geological Society of America. Abstracts with Programs. 1979. Vol. 11. 539 p.

23. Ronkin Y.L., Robert W., Nesbitt, Y.D., Pushkarev, Lepikhina O.P. Petrogenesis of the Riphean rapakivi granites and related rocks of Southern Urals: K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd and U-Pb isotopic systematics and general geochemical constraints // Abstract Supplement №1 Terra Nova Vol. 9 of European Union of Geosciences. Strasbourg, France. 1997. P. 467.

**Ю.Л. Ронкин, С.В. Голик*, О.П. Лепихина,
А.В. Маслов, О.Ю. Попова**
ИГГ УрО РАН г. Екатеринбург
* УЭХК г. Новоуральск

ПРЕЦИЗИОННЫЙ АНАЛИЗ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ЖЕЛЕЗА МЕТОДОМ HR ICP-MS: НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ БЕРДЯУШСКОГО МАССИВА, ЮЖНЫЙ УРАЛ

Введение

Вот уже полвека активное изучение изотопных вариаций таких природных элементов, как водород, углерод, азот, кислород и сера, вызвано тем, что изотопы именно этих элементов обнаруживают наиболее существенное фракционирование, обусловленное многими геологическими процессами. Исследования вариаций стабильных изотопов вышеобозначенных элементов позволяют успешно решать многие проблемы планетарной геологии, эволюции коры и мантии, происхождения и развития жизни, климатических возмущений и т.д. и т.п. Изучению же изотопного состава так называемых «нетрадиционных стабильных изотопов» Ti, Cr, Fe, Cu, Zn, Ge, Mo, Cd, Sb, Tl, Hg уделялось гораздо меньше внимания, что в известной степени было продиктовано значительными аналитическими проблемами. Дело в том, что природное фракционирование основано на различии масс различных стабильных изотопов, и чем значительно эта разница, тем аналитически проще выявить это различие. При существовавших ранее аппаратурных возможностях удавалось фиксировать изотопные вариации только для элементов с атомной массой менее 40 (легче, чем Ca). Но даже из

© Ю.Л. Ронкин, С.В. Голик, О.П. Лепихина, А.В. Маслов,
О.Ю. Попова, 2005

этого списка 40 элементов в геохимии стабильных изотопов реально использовались только водород, углерод, азот, кислород и сера, поскольку величина их фракционирования могла быть реально измерена с определенной достоверностью. С появлением прецизионной, высокоразрешающей техники эти ограничения были в известной степени сняты и открылась возможность относительно точного изучения чрезвычайно малых изотопных вариаций значительно большего количества элементов периодической системы и, в частности, железа.

Общие положения

Как известно, процесс разделения стабильных изотопов, базирующийся на различии их масс, именуется изотопным фракционированием и обычно осуществляется в природе несколькими способами, главными из которых являются изотопные обменные реакции – в этом случае изотопное фракционирование контролируется силой химических связей в соответствии с правилом – более легкие изотопы обладают менее сильными связями по сравнению с тяжелыми; кинетические процессы, отражающие готовность конкретного изотопа к реагированию на какой-либо фактор; такие физико-химические процессы, как эвапоритизация и конденсация, плавление и кристаллизация, а также диффузия. Для решения большинства геологических задач достаточно знания разности абсолютных значений изотопных отношений двух веществ. Кроме того, это значение разности можно измерить намного точнее, чем абсолютные значения отношений, поэтому вариации изотопного состава элементов принято выражать величиной δ , которая в случае анализа изотопного состава железа описывается следующим выражением:

$$\delta^{56/54}Fe = \left[\frac{\frac{^{56}Fe}{^{54}Fe}_{образец}}{\frac{^{56}Fe}{^{54}Fe}_{стандарт}} - 1 \right] \cdot 10^3 ,$$

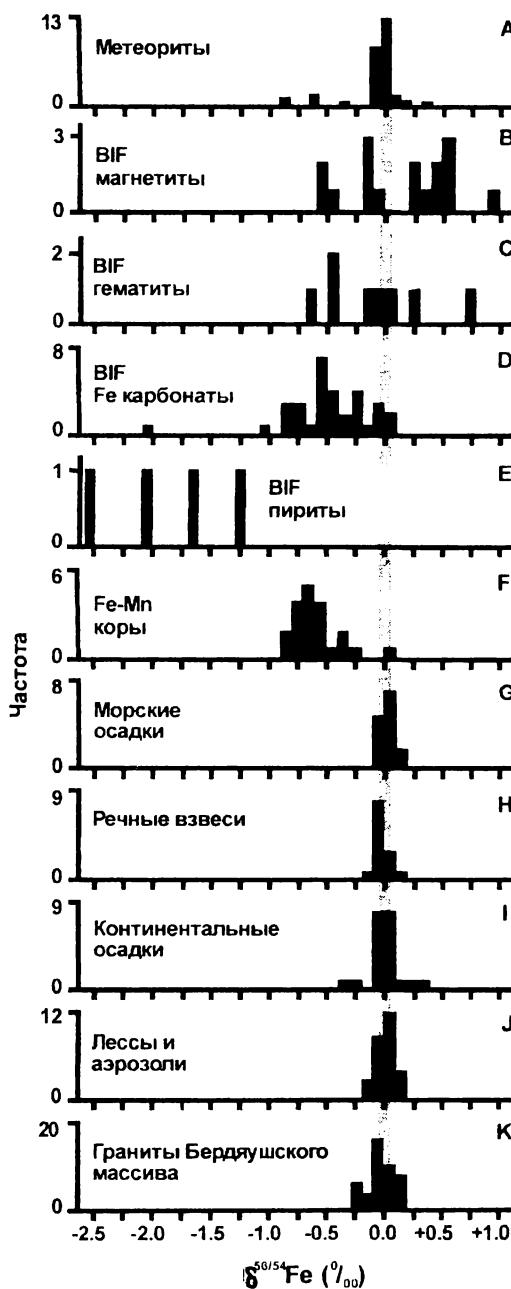
где значок «образец» обозначает исследуемый образец, а «стандарт» относится к стандартному образцу, относительно которого ведутся вычисления. Величина δ выраженная в частях на 1000, имеет размерность промилле ($^0\text{‰}$), т.е. значение δ , равное +10, будет обозначать, что образец обогащен изотопом ^{56}Fe по отношению к стандарту на 1%. В качестве стандарта при измерении вариаций изотопного состава железа разные авторы используют разные материалы, однако наиболее употребляемыми в настоящее время являются IRMM-014, характеризующийся изотопными распространеностями $^{54}\text{Fe}=5.845\pm 0.023$,

$^{56}\text{Fe}=91.754 \pm 0.024$, $^{57}\text{Fe}=2.119 \pm 0.0065$ $^{58}\text{Fe}=0.2819 \pm 0.0027$ [8] и «bulk Earth-Moon», в котором $^{54}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}=0.063683 \pm 0.000017$, $^{57}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}=0.023087 \pm 0.000007$ и $^{58}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}=0.0030614 \pm 0.000008$ [3].

Fe имеет четыре изотопа с массовыми числами 54, 56, 57, 58, с атомными распространеностями 5.85, 91.75, 2.12, 0.28% соответственно [8]. Имеющиеся на сегодня немногочисленные данные [2-6, 9, 11-12] по диапазону значений $\delta^{56/54}\text{Fe}$ (\AA_{ppm}) некоторых геологических объектов приведены на рисунке, отражающем относительно узкий интервал вариаций изотопов железа изученного вещества -2.5 + 1.3, размах около 3 \AA_{ppm} или 0.3% (!), в связи с чем проблема точного измерения изотопного состава железа приобретает первостепенное значение для получения достоверной информации.

Первые результаты по измерению изотопного состава Fe были получены на статических масс-спектрометрах, оборудованных источником ионов с электронным ударом, затем с помощью твердофазной [11] техники (TIMS). На первых порах анализ с помощью TIMS определялся погрешностями 1-3 (\AA_{ppm}), что было явно недостаточно. Основными проблемами при анализе TIMS являются изотопное фракционирование при производстве масс-спектрометрических измерений и низкий коэффициент ионизации Fe^+ . Регистрация молекулярных соединений Fe с помощью «negative» твердофазной масс-спектрометрии (NTIMS) позволяет существенно уменьшить влияние фракционирования [12]. Реализация двойного изотопного разбавления [3] позволила достичь 2σ неопределенности ± 0.6 (\AA_{ppm}), что в принципе уже позволяет эффективно изучать природное фракционирование изотопов Fe на должном уровне.

В последнее время опубликован ряд работ, в которых для измерения изотопного состава железа используются как тандемные масс-спектрометры высокого разрешения (HR) с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICP-MS), имеющие один приемник ионов (первое поколение), так и более продвинутые – мультиколлекторные (MC) [2, 4]. Рассматривая необходимость применения анализаторов с двойной фокусировкой, следует отметить тот факт, что с самого начала существования ICP-MS его наиболее уязвимым моментом было наличие большого количества спектроскопических интерференций, возникающих вследствие способа ионизации пробы, что лимитировало аналитические возможности. При ICP масс-спектрометрическом анализе изотопного состава железа можно наблюдать целый ряд спектральных интерференций (таблица).



Изотопный состав железа в различных объектах (после [6]). Ось абсцисс представлена в виде вариаций отношений $\delta^{56/54}\text{Fe}/\delta^{54}\text{Fe}$ (в промилле) относительно среднего состава земных изверженных пород, которые демонстрируют гомогенные значения $\delta^{56/54}\text{Fe}$. Продукты выветривания современной коры (лессы, аэрозоли, континентальные и морские осадки, речные взвеси) локализуются вдоль вертикальной линии (шириной $\pm 0.05\text{\textperthousand}$), выявляя слабые вариации $\delta^{56/54}\text{Fe}$ относительно нулевого значения (G-J). Напротив, Fe-Mn коры определяются отрицательными значениями $\delta^{56/54}\text{Fe}$ (F). Значимо большими вариациями $\delta^{56/54}\text{Fe}$ отмечаются архейские и ранне-протерозойские «banded iron formations» (BIF) (B-E). Граниты рапакиви Бердяушского Плутона демонстрируют довольно узкий интервал значений $\delta^{56/54}\text{Fe}$ (K). Из наблюдаемой картины видно, что диапазон наблюдаемых вариаций $\delta^{56/54}\text{Fe}$ требует исключительно низких аналитических погрешностей при изотопном анализе природного Fe.

*Основные мешающие интерференции
при ICP-MS анализе изотопного состава Fe*

Изотоп	Распространенность (атом. %)	Интерференции
$^{54}\text{Fe}^+$	5.85	$^{54}\text{Cr}^+, ^{40}\text{Ar}^{14}\text{N}^+$
$^{56}\text{Fe}^+$	91.75	$^{40}\text{Ar}^{16}\text{O}^+, ^{40}\text{Ca}^{16}\text{O}^+$
$^{57}\text{Fe}^+$	2.12	$^{40}\text{Ar}^{16}\text{O}^+\text{H}^+, ^{40}\text{Ca}^{16}\text{O}^+\text{H}^+$
$^{58}\text{Fe}^+$	0.28	$^{58}\text{Ni}^+, ^{40}\text{Ar}^{18}\text{O}^+, ^{40}\text{Ca}^{18}\text{O}^+, ^{42}\text{Ca}^{16}\text{O}^+$

Из приведенной таблицы следует, что точному измерению ^{56}Fe в основном препятствуют наложения полиатомных ионов $^{40}\text{Ca}^{16}\text{O}$ и $^{40}\text{Ar}^{16}\text{O}^+$, образующиеся, в свою очередь, вследствие взаимодействия Ar с кислородом. Разумеется, в качестве альтернативы для измерения железа можно воспользоваться изотопами ^{54}Fe , ^{57}Fe и ^{58}Fe , однако здесь следует учитывать интерференции $^{40}\text{Ar}^{14}\text{N}^+$, $^{40}\text{Ar}^{16}\text{O}^+\text{H}^+$ и ^{58}Ni , что приводит к альтернативному выбору измерения ^{57}Fe . Ситуация осложняется тем, что природная распространенность ^{57}Fe всего лишь 2.12% и предел обнаружения для данного элемента по этому изотопу при использовании прибора низкого разрешения очень мал. Приемлемое решение образовавшейся проблемы может быть достигнуто при измерении ^{56}Fe с аналитическим разрешением около 2500, достаточным для того, чтобы отделить спектральные интерференции от анализируемого изотопа на массе m/z 56.

Таким образом, резюмируя, следует признать, что единственным радикальным способом преодоления ограничений, связанных с дифференцированием наложений при анализе изотопного состава Fe методом ICP-MS, является использование масс-спектрометров высокого разрешения HR (High Resolution). Эти приборы, признанные, по общему мнению, "золотым стандартом" для элементного и изотопного анализов представляют собой тандемные масс-спектрометры с двойной фокусировкой, имеющие магнитный и электростатический анализаторы [5]. Этим и определяется их основное принципиальное отличие от приборов низкого разрешения, реализованных на базе более дешевых и, как следствие, простых квадрупольных анализаторов.

В настоящей работе рассматривается сравнительный опыт измерения изотопного состава железа с применением анализаторов с двойной фокусировкой: одноколлекторного HR ICP-MS Element2 (Finnigan) и мультиколлекторного HR MC ICP-MS Axiom (VG).

Для прецизионного измерения изотопного состава железа необходимо: 1) минимизировать и добиться точного учета основных изобарных интерференций, приведенных в таблице 1; 2) учесть эффект

фракционирования во время анализа; 3) гарантировать одинаковый матричный состав пробы и стандарта.

Подготовка исходных образцов

С целью избавления от большинства матричных элементов (и, в частности, от Cr и Ni) проводилась предварительная химическая подготовка. Для анализа образцов гранитов рапакиви и стандарта BCR2 были взяты навески 20-50 мг в расчете конечного выделения (для масс-спектрометрического анализа) приблизительно 3 мг Fe. Разложение исходных образцов и стандарта проводилось в тефлоновых автоклавах, армированных снаружи металлическими кожухами, смесью HF – HNO₃ (соотношение 5:1) при температуре 180° С. Отделение Fe от матричных элементов осуществлялось с помощью анионита Bio-Rad AG-2 100-200 меш [7, 10]. Поскольку изотопы Fe могут в течение хроматографии фракционировать [2], изотопный состав Fe образцов контролировался до и после хроматографической процедуры.

Масс-спектрометрический анализ

1. Одноколлекторный tandemный масс-спектрометр высокого разрешения HR ICP-MS Element2 (Finnigan) представляет собой одну из самых чувствительных и компактных масс-спектрометрических систем, позволяющих достигнуть пределов обнаружения на уровне *ppb* [5]. По скорости сканирования этот прибор не уступает стандартным квадрупольным системам ICP-MS и значительно превосходит анализаторы снабженные камерами соударений. Широчайший диапазон детектора позволяет в одной съемке образца анализировать матрицу и микропримеси, отличающиеся по концентрации друг от друга до 10 порядков. Великолепные (для своего класса) точностные характеристики FINNIGAN ELEMENT2 способствуют его использованию и для изотопного скрининга, причем точность определения изотопных отношений может достигать сотых долей процента, что является немаловажным фактором при использовании прибора в случае анализа изотопного состава железа.

2. Еще более впечатляющими параметрами обладает мультиколлекторный масс-анализатор с двойной фокусировкой HR MC ICP-MS Axiom (VG), поскольку 9-коллекторный приемник ионов позволяет свести к минимуму погрешности, связанные с нестабильностью плазмы.

Результаты исследований в сравнении с данными по другим объектам приведены на рисунке. Резюмируя выполненные работы по созданию комплекса методических приемов измерения $\delta^{56}_{54}Fe$ в гранитах рапакиви Бердяушского массива с помощью HR MC ICP-MS,

можно отметить, что полученная длительно воспроизводимая погрешность менее ± 0.3 (‰) позволяет успешно адаптировать примененную методику для изучения вариаций изотопного состава Fe природных объектов.

Библиографический список

1. Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Прецзионный анализ изотопного состава железа методом HR ICP-MS // Тез. XVII Симпозиума по геохимии изотопов. М., 2004. С. 337-338.
2. Anbar A.D., Roe J.E., Barling J., Nealson K.H. Non-biological fractionation of iron isotopes. *Science* 288, 2000. P. 126-128.
3. Beard B.L., Johnson C.M. High precision iron isotope measurements of terrestrial and lunar materials. *Geochem Cosmochim Acta* 63, 1999. P. 1653-1660.
4. Ingle C., Langford N., Harvey L., Dainty J.-R. et al. Development of a high-resolution ICP-MS method, suitable for the measurement of iron and iron isotope ratios in acid digests of faecal samples from a human nutrition study // *J. Anal. At. Spectrom.* 2002. Vol. 17. P. 1498-1501.
5. Giessmann U., Greb U. A new concept for elemental mass spectrometry // Paper presented at the 2nd Regensburg Symposium on Massenspektrometrische Verfahren der Elementspurenanalyse, paper DV1, 1993.
6. Johnson C.M., Beard B.L., Beukes N.J., O'Nelly J.M. Ancient geochemical cycling in the Earth as inferred from Fe isotope studies of banded iron formations from Transvaal Craton // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. Vol. 144, 2003. P. 523-547.
7. Strelow F.W.E. Improved separation of iron from copper and other elements by anion-exchange on a 4% cross-linked resin with high concentrations of hydrochloric acid // *Talanta*. 1980. Vol. 27. P. 727-732.
8. Taylor P.D.P., Maeck R., Debieve P. Determination of the absolute isotopic composition and atomic-weight of a reference sample of natural iron // *Int. J. Mass. Spectrom. Ion. Proc.* 1992. Vol. 121. P. 111-125.
9. Valley G.E., Anderson H.H. A comparison of the abundance ratios of the isotopes of terrestrial and meteoritic iron // *J. Chem. Soc.* 1947. Vol. 69. P. 1871-1875.
10. Van der Walt T.N., Strelow F.W.E., Verheij R. The influence of crosslinking on the distribution coefficients and anion exchange behaviour of some elements in hydrochloric acid // *Solvent Extr. Ion. Exch.* 1985. Vol. 3. P. 723-740.
11. Volkenning J., Papanastassiou D. Iron isotope anomalies // *Astrophys. J.* 1989. Vol. 347. L43-L46.
12. Walczyk T. Iron isotope ratio measurements by negative thermal ionization mass spectrometry using FeF_4^- molecular ions // *Int. J. Mass. Spectrom. Ion. Proc.* 161, 1997. Vol. 161. P. 217-227.

**Ю.Л. Ронкин, Д.И. Матуков*,
С.Л. Пресняков*, А.В. Маслов, Е.Н. Лепехина*, О.П.
Лепихина, О.Ю. Попова***

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург,

* ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

U-Pb ДАТИРОВАНИЕ (SHRIMP) ЦИРКОНОВ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ БЕРДЯУШСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Описание проблемы и выбор способа ее решения

Бердяушский массив, расположенный на западном склоне Южного Урала, издавна привлекает внимание многих исследователей, по крайней мере, по двум причинам. С одной стороны, это исключительная сложность строения, совмещение на небольшом участке (около 30 кв. км) основных пород, гранитов рапакиви, нефелиновых и безнефелиновых сиенитов, разнообразных диабазовых даек. С другой стороны, примечательная особенность массива обусловлена его стратиграфическим положением, поскольку рифейские отложения Башкирского антиклиниория Южного Урала являются стратотипом, а граниты рапакиви Бердяушского массива, прорывающие карбонатные отложения саткинской свиты, по сути дела, определяют верхнюю границу нижнего рифея датируемую возрастом 1350 ± 10 млн. лет. Эта цифра была получена в результате комплексных работ (в том числе с участием некоторых авторов этой статьи [1]) с применением нескольких методов изотопного датирования: K-Ar по минералам, Rb-Sr по породам в целом и U-Pb по акцессорным цирконам. И если объем изотопного опробования основных разновидностей пород K-Ar и Rb-Sr методами более-менее состоятелен (и был развит впоследствии дополнительно [4]), то относительно U-Pb датирования цирконов нефелиновых сиенитов, в литературе [2] есть сведения всего лишь о двух фигуративных точках в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и возрастами по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 1086 и 1302 млн. лет. При этом в соответствии с аналитическими возможностями того времени (80-е гг.), было выполнено U-Pb датирование миллиграммовых количеств (сотен, тысяч индивидуальных зерен цирконов) «классическим» способом. Успешное применение выполненного способа изотопного датирования во многом определяется степенью «однородности» (цвет, размеры, форма, содержание включений и т.д. и т.п.) выделяемых «монофракций» цирконов.

© Ю.Л. Ронкин, Д.И. Матуков, С.Л. Пресняков, А.В. Маслов,
Е.Н. Лепехина, О.П. Лепихина, О.Ю. Попова, 2005

Очевидно, что результаты датирования такого «сообщества», даже после трудоемкой селекции зерен с помощью микроскопа, характеризуются определенным «усреднением», которое в свою очередь не может быть описано в рамках достаточно унитарных графических моделей, применяемых при интерпретации экспериментально-полученных U-Pb изотопных данных. Уменьшение же объема анализируемого материала сдерживалось аналитическими возможностями используемых в то время масс-спектрометров и отсутствием адекватной «чистой» химии на этапе кислотного разложения, и, как следствие, наличием значительного загрязнения ксеногенным свинцом. С появлением современных высокочувствительных прецизионных масс-анализаторов и дальнейшим развитием методов кислотного разложения исследуемого вещества появилась потенциальная возможность датирования единичных кристаллов цирконов и даже их фрагментов. В результате исследователь имеет уникальную возможность детального выбора определенного индивидуума, обладающего набором конкретных особенностей, соответствующих решаемой задаче. Как показала практика U-Pb датирования единичных цирконов, в подавляющем большинстве полученные данные имеют меньшую дискордантность и большую точность в сравнении с анализом значительных по объему концентратов цирконов. Точность датировок возрастает в связи с тем, что фигуративные точки на соответствующих графиках локализуются либо вблизи, либо непосредственно на конкордии, что позволяет минимизировать погрешности, связанные с проецированием значительной дискордантности на конкордию.

Первые результаты по U-Pb датированию индивидуальных зерен циркона, выделенных из нефелиновых сиенитов Бердяушского массива с применением смешанного трассера $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$, одновременного разложения нескольких кристаллов в тефлоновой капсule и дальнейшего масс-спектрометрического анализа без хроматографического разделения Pb и U, были опубликованы в работе [6] и характеризуются возрастом 1368.4 ± 6.2 млн. лет, что значительно древнее ранее опубликованных [2]. В связи с вышеизложенным датирование индивидуальных кристаллов циркона, выделенных из нефелиновых сиенитов Бердяушского массива, представляется весьма актуальным направлением. В настоящей работе публикуются впервые полученные U-Pb данные по цирконам нефелиновых сиенитов Бердяушского массива, произведенные с помощью SHRIMP II (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe II), представляющим собой прецизионный вторично-ионный микрозонд высокого разрешения производства фирмы ASI (Австралия). Этот прибор – инструмент новейшего поколения, кото-

рый был специально разработан для высокоточных U-Pb изотопно-геохронологических исследований вещества на микроуровне в единичных кристаллах циркона, монацита и других минералов [3, 7]. SHRIMP II позволяет производить "точечные" определения изотопного возраста по генетически различным микрозонам, микродоменам и ядрам минералов благодаря совершенной фокусировке первичного ионного пучка. Прибор применим для анализа как положительно заряженных ионов (с использованием кислородного зонда), так и отрицательно заряженных ионов (цезиевый зонд). Высокое масс-разрешение прибора достигается использованием двойной фокусировки (по энергиям и массам) и рекордно большого радиуса поворота магнита (около 1 м), а также электростатического анализатора (1.27 м). Подобные геометрические параметры аналитической части анализатора определяют длину траектории ионного пучка от выходной щели до приемной более 7 м (!), что в конечном итоге находит свое отражение в солидном весе прибора, превышающем 12 т.

Анализируемый материал и его подготовка

В работе были использованы образцы, отобранные авторами в результате полевых работ 1998-2004 гг. Выделение цирконов из нефелиновых сиенитов производилось по традиционной схеме. Тяжелые минералы были извлечены после дробления исходных проб путем разноразмерного просеивания, применения концентрационного стола, изодинамического магнитного сепаратора и тяжелых жидкостей. Окончательная выборка целевых цирконов осуществлялась вручную, под бинокуляром. Для анализа были выбраны семь относительно прозрачных, с минимальным количеством включений, единичных кристаллов. Выбранные индивидуумы совместно со стандартами были залиты эпоксидной смолы EpoFix в пределах шайбы диаметром 25 мм и толщиной 7 мм. После застыивания смолы (3-5 дней) поверхность матрицы, содержащая исходные цирконы, шлифовалась абразивом до выведения кристаллов на поверхность. Очищенная матрица переносилась в камеру вакуумного катодного напылителя, и далее на поверхность шайбы наносился тонкий слой золота (чистотой 99,999%) с целью снятия электрического заряда с поверхности матрицы при катодолюминесцентных наблюдениях и проведении вторично-ионных масс-спектрометрических исследований. Полученные с помощью SEM (CamScan MX2500 с катодолюминесцентной системой CLI/QUA2, Benthall) CL картинки позволяют окончательно определиться в выборе наиболее корректного и эффективного метода изотопного анализа и, что особенно важно в данном случае, выбрать подходящие, с точки зрения методологии эксперимента, координаты точки локального мик-

розондового исследования в пределах изучаемых кристаллов цирконов для избежания смешения изотопных характеристик полихронных участков кристаллической решетки единичного зерна минерала.

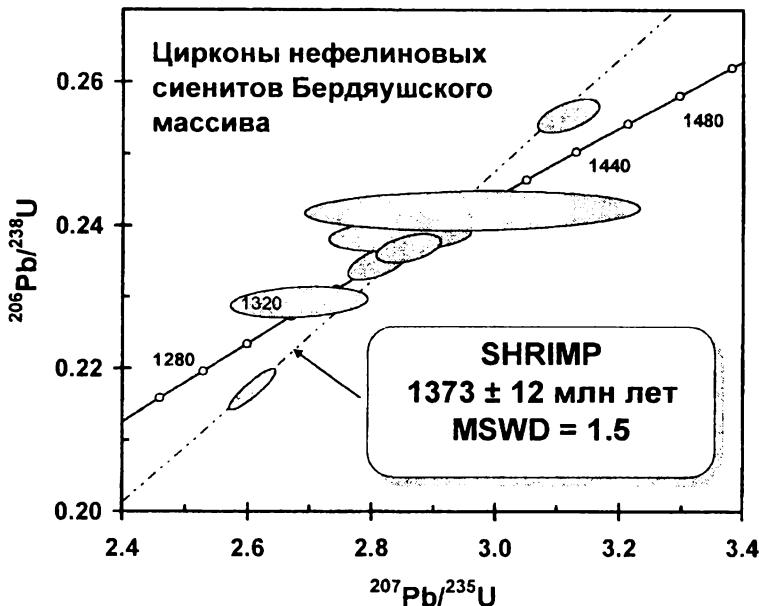
Далее шайба с цирконами загружалась в шлюз SHRIMP II. Принцип работы SHRIMP II основан на том, что пучок ионов $^{16}\text{O}_2^-$ кислорода (или цезия), ускоряемых напряжением до 10кВ, фокусируется оптикой Колера в параллельный пучок поперечным сечением 5-30 микрон и направляется на поверхность анализируемого образца. Ионная бомбардировка, формируя на мишени кратер, соизмеримый с диаметром кислородного пучка, глубиной до 3-4 $\mu\text{м}$, выбивает атомы и молекулы из мишени, частично ионизуя их. Эти вторичные ионы собираются посредством электростатических линз вторичной колонны из области ионизации и после фокусировки вторичного пучка направляются в масс-анализатор с двойной фокусировкой, где разделяются по массам и энергиям, попадая в приемную щель регистрирующего канала. Высокое разрешение SHRIMP-II (более 5000) позволяет производить практически полное отделение изотопов свинца и урана от мешающих изобарных наложений (Zr_2O , HfO_2 , HfSi), характерных для спектра вторичных ионов, эмитированных цирконовой мишенью, при этом чувствительность анализатора составляет 20 имп/с на 1нА первичного пучка на 1 ppm концентрации ^{206}Pb в цирконе, что дает возможность уверенно измерять возраст большинства образцов, вплоть до кайнозойских.

Результаты

Экспериментально полученные результаты на графике (рисунок) в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ демонстрируют довольно незначительную дискордантность, за исключением первой и последней фигутивных точек (коэффициент конкордантности 7 и -5 соответственно), что, как уже упоминалось выше, является в большинстве случаев характерной особенностью метода датирования единичных кристаллов в сравнении с анализом «мультипопуляций» цирконов. Аппроксимация полученных 7 фигутивных точек дискордией позволяет определить верхнее пересечение с конкордией, соответствующее возрасту 1373 ± 12 (MSWD=1.5). Нижняя точка пересечения с учетом погрешности соответствует нулевому значению.

Обсуждение результатов

Если, как уже говорилось выше, по гранитам рапакиви, кварцевым сиенит – диоритам вновь полученные [4, 5] данные, несмотря на абсолютное удревнение, все-таки более - менее вписываютя в интервал погрешностей, опубликованных ранее, то по нефелиновым сиени-



Результаты SHRIMP U-Pb датирования цирконов нефелиновых сиенитов Бердяушского массива

там дискуссия приобретает новый оборот. Полученный в настоящей работе практически изохронный U-Pb возраст 1373 ± 12 млн. лет значительно древнее опубликованных в работе [2] «омоложенных» данных (две дискордантные фигурационные точки в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) с возрастами по отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 1086 и 1302 млн. лет, что требует какого-то вразумительного объяснения. Первая, на наш взгляд, причина, как уже отмечалось выше, заключается в том, что из-за отсутствия в 80-е гг. аппаратуры и «химии», позволяющей анализировать единичные кристаллы цирконов, было выполнено U-Pb датирование миллиграммовых количеств сотен, тысяч индивидуальных зерен цирконов, которые, вероятно, представляли собой смесь зерен цирконов с разной геологической историей. Вторым моментом, усложняющим достоверность полученных результатов, является тот факт, что проанализированные цирконы были представлены (цитируем

с. 118 [2]) «*крупными кристаллами и их обломками, серого и розового цвета, со всеми стадиями перехода между разноокрашенными частями. Дробление и воздействие метасоматических растворов привели к частичному замещению розовой разновидности более поздней, серой метамиктной, с иной, не автометасоматической природой растворов, что допускает и значительный разрыв между разновидностями*». Таким образом, резюмируя методологию подбора материала для проведенного U-Pb датирования в рамках работы [2], можно констатировать, что в анализируемом материале наблюдается наложение как минимум двух усложняющих получение достоверной геохронологической информации факторов: с одной стороны, налицо неоднородность индивидуальных кристаллов, а с другой – их суперпозиция, обязанная «миллиграммовым» количествам (сотням и тысячам кристаллов), приводящая в итоге к неизбежному «усреднению» измеренных результатов, что отражается в значительной дискордантности полученных возрастов – 1086 и 1302 млн. лет (отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$).

Рассматривая же цифру 1373 ± 12 млн. лет, полученную в настоящей работе, можно отметить, что близкие к обсуждаемому здесь (изохронному!) возрасту (с учетом погрешностей) были получены нами [6] ранее – 1368.4 ± 6.2 млн. лет – с помощью U-Pb датирования индивидуальных зерен циркона, выделенных из нефелиновых сиенитов Бердяушского массива с применением смешанного трассера $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$, одновременного разложения нескольких кристаллов в тefлоновой капсуле и дальнейшего масс-спектрометрического анализа без хроматографического разделения Pb и U. Таким образом, двумя независимыми методами (SHRIMP и ID-TIMS) подтверждается более «древнее» возрастное положение нефелиновых сиенитов, нежели бытовавшее до настоящей работы. И наконец, с учетом данных по геохимии элементов примесей полученный возраст интерпретируются нами как время внутриплитного магматизма, приведшего, в свою очередь, к формированию гранитов рапакиви и ассоциирующих нефелиновых сиенитов.

* * *

1. В сочетании с анализом катодолюминесцентных изображений ионный микрозонд высокого разрешения SHRIMP-II дает возможность осуществить U-Pb датирование подходящих, с точки зрения корректной методологии эксперимента, локальных областей (не более 30 μm) в пределах изучаемых кристаллов цирконов для избежания смешения изотопных характеристик полихронных участков кристаллической решетки единичного зерна минерала (обусловленную различными набо-

рами и концентрациями микропримесных элементов, их валентным состоянием и наличием структурных дефектов).

2. Применение описанной выше методики U-Pb датирования с помощью SHRIMP-II, позволило датировать единичные кристаллы цирконов нефелиновых сиенитов Бердяушского массива изохронным возрастом 1373 ± 12 млн лет ($\text{MSWD}=1.5$), что значительно древнее опубликованной ранее цифры.

3. С учетом петрогенетических ограничений по элементам-примесям возраст 1373 ± 12 млн. лет интерпретируется нами как время внутриплитного магматизма, приведшего, в конечном итоге, к формированию нефелиновых сиенитов Бердяушского массива.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы № 7 Отделения наук о Земле РАН «Изотопная геология: геохронология и источники вещества».

Библиографический список

1. Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Степанов А.И., Ронкин Ю.Л. и др. Геохронология Бердяушского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 3. С. 3-23.
2. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 148 с.
3. Ireland T.R. Ion microprobe mass-spectrometry: Techniques and applications in cosmochemistry, geochemistry, and geochronology. // Advances in analytical geochemistry by JAI Press Inc. 1995. Vol. 2. P. 1-118.
4. Ronkin Y.L. and Lepikhina O.P. Lower Straton of the South Urals Riphean sequence: Rb-Sr and Sm-Nd isotope constrains // Abstracts of International Symposium and Field Workshop on Assembly and Breakup of Rodinia and Gondwana, and Growth of Asia. Osaka, Japan, 2001. P. 256-258.
5. Ronkin Y.L., Nesbitt, R.W., Lepikhina O.P., Shchulkin V.E. Isotope geology and geochemistry of the Berdyush rapakivi and related rocks complex (South Urals, Russia) // Symposium «Granite Rapakivi and Related Rocks». Helsinki, Finland. 1996. P. 56.
6. Sindern S., Ронкин Ю.Л., Kramm U., Маслов А.В., Лепихина О.П. U-Pb датирование единичных кристаллов цирконов с применением трассера $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$: на примере нефелиновых сиенитов Бердяушского массива, Южный Урал // Матер. II Российской конференции по геохронологии. СПб., 2003. С. 461-465.
7. Williams, I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Micropore // McKibben M.A., Shanks III W.C. and Ridley W.I. (eds). Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes: Reviews in Economic Geology. 1998. Vol. 7. P. 1-35.

**Ю.Л. Ронкин, А.А. Ефимов,
Д.И. Матуков*, С.Л. Пресняков*, Е.Н. Лепехина*,
О.П. Лепихина, О.Ю. Попова**
Институт геологии и геохимии УрО РАН г. Екатеринбург
* ВСГЕИ, г. Санкт-Петербург

**НОВЫЕ U-Pb SHRIMP ДАННЫЕ ПО ЦИРКОНАМ
ПЛАГИОГРАНИТОВ КЫТЛЫМСКОГО МАССИВА.
ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС УРАЛА**

В последние годы в изотопном датировании пород и минералов Платиноносного пояса Урала имеется определенный прогресс. K-Ar [3] методом по флогопиту и роговой обманке для горнбледитов Качканарского массива получен возрастной интервал 415–432 млн. лет. Sm-Nd изохронным методом для габбро-норита из Чистопского массива по породе и выделенным минералам определен возраст 419 ± 12 млн. лет [10]. U-Pb методом по цирконам ортоклазодержащего габбро-норита Кумбинского массива был получен возраст 428 ± 7 млн. лет [7]. Коллективом авторов [5] было выполнено U-Pb датирование единичных цирконов (с помощью ионного зонда Cameca 1270 и Pb-Pb методом), выделенных из 150-килограммовой пробы дунита Кытлымского массива. Для четырех выделенных авторами морфологических групп цирконов получен ряд возрастных кластеров в диапазоне 315–1802 млн. лет (Pb stepwise evaporation) и 333–2838 млн. лет (SIMS). И наконец, международным коллективом [4] опубликована Rb-Sr эррохрон с возрастом 340 ± 22 млн. лет, реализованная по валовым составам своеобразных обогащенных калием тылаитов [2]. Приводимые в настоящей статье новые данные, полученные SHRIMP U-Pb методом по цирконам из плагиогранитов Кытлымского массива, представляют особый интерес – они позволяют судить о верхнем возрастном пределе генерации структурно-вещественных комплексов, образовавшихся до внедрения гранитоидов, и о времени завершения формирования Платиноносного пояса как единого целого.

Геологическая ситуация

Анализ тектono-метаморфической эволюции пояса позволяет считать, что в его истории, точнее, в истории предполагаемой глубинной зоны, в которой происходили сложные преобразования его веще-

© Ю.Л. Ронкин, А.А. Ефимов, Д.И. Матуков, С.Л. Пресняков,
Е.Н. Лепехина, О.П. Лепихина, О.Ю. Попова, 2005

ства, имела место поздняя эпоха, связанная со сменой режима сжатия режимом растяжения. В эту эпоху в монолитной массе, сформировавшейся при горячей аккреции твердых деформированных габбро-ультрамафитовых блоков при температуре около 700°C, образовались разрывы, по которым из нижележащей водонасыщенной области (возможно, зоны субдукции) проник водный флюид. При этом возникли ареалы метаморфизма амфиболитовой ступени, безразличные к ранней структуре пояса и зафиксированные развитием парагенезисов с роговой обманкой. Хорошо документированные геологические наблюдения указывают на проникновение одновременно с флюидом гранитоидных расплавов, образовавших в твердой, но еще достаточно горячей габбро-ультрамафитовой матрице интрузивные тела, эруптивные брекчи и жильные штокверки. На пике эпохи единое тело зоны, в структуру которого вошли и гранитоидные интрузии, было расчленено, а его фрагменты – массивы длиной до 100 км и более – перемещены в толщи верхней коры [1]. Эпоха растяжения и гидратации с синхронным гранитоидным магматизмом – последнее крупное событие в истории пояса. Поэтому данные по изотопному датированию гранитоидов имеют ключевое значение для ее реконструкции.

Внедряясь, гранитоидная мagma использовала пространство, возникшее при раздвижении (расколе) крупных габбро-ультрамафитовых блоков, и выполнила образовавшиеся камеры. Классический пример такого типа – крупная плагиогранитная интрузия в Кытлымском массиве, в депрессии между речь рек Иова и Лобвы [2]. Интрузия заполняет тектонический разрыв между тремя крупными структурными блоками – Серебрянским, Валенторским и Сухогорским – и представляет собой монолитное тело сложных очертаний, в котором наряду с участками, сложенными однородными плагиогранитами, широко развиты зоны, насыщенные ксенолитами пироксенитов и габбро. Прихотливая внешняя граница интрузии представляет собой постепенный переход от зоны таких брекций к габбро-пироксенитовому окружению. В последнем наблюдаются многочисленные плагиогранитные жилы и дайки, количество которых уменьшается по мере удаления от интрузии. Жильные плагиограниты и продукты их десиликации – плагиоклазиты ("плагиаплиты" Л. Дюпарка) встречаются во многих других пунктах массива, в том числе и в западной его части, сложенной дунит-пироксенит-тылайтовым комплексом ("Западная ассоциация", "горячий меланж").

Образцы

Для изотопных исследований использованы два образца из непосредственных (в штуфах) контактов плагиогранита с габбро. Кон-

тактирующие породы проанализированы раздельно; из плагиогранитной половины образцов выделен акцессорный циркон. Обр. 11334 взят из восточного контакта главного плагиогранитового тела. Здесь следы катахлаза и пластического течения в плагиограните гораздо лучше выражены, чем в габбро, – он превращен в грубо-, а местами в тонкополосчатую породу, в которой светлые плагиоклазовые порфиродекститы облекаются более темной, существенно кварцевой массой. Обр. 11336 взят из маломощной (около 0,5 м) плагиогранитной жилы в клинопироксен-роговообманковом габбро. В последнем катахлаза не наблюдается, вторичные изменения слабы и выражены в развитии эпидота, редко хлорита по плагиоклазу. Плагиогранит слабо катахлазирован. Крупные выделения плагиоклаза, близкие к идиоморфным, цементируются более мелкозернистой, лишь местами полосчатой, флюидальной массой кварца и плагиоклаза, в которой наблюдаются редкие чешуйки стильпномелана, зерна рудного минерала и сфена.

Выделение цирконов из плагиогранитов производилось по традиционной схеме. Тяжелые минералы были извлечены после дробления исходных проб путем рассыпки, отсадки на концентрационном столе, сепарации на магнитном сепараторе и в тяжелых жидкостях. Окончательная отборка осуществлялась вручную, под бинокуляром. Для анализа были отобраны единичные прозрачные кристаллы с минимальным количеством включений.

Аналитика

U-Pb датирование цирконов осуществлялось с помощью ионного микронализатора SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Выбранные для U-Pb датирования цирконы вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500 были смонтированы в шайбу при помощи эпоксидной смолы. После застывания смолы ее поверхность была сошлифована до выведения цирконов приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования в пределах конкретных кристаллов использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов и полученные с помощью SEM CamScan MX2500 с катодолюминесцентной системой CLI/QUA2, Bentham.

Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в работе [11]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) – 18 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [9]. U-Pb отношения нормализовались по стандарту циркона TEMORA, имею-

шему возраст 416.75 млн лет [6]. Калькуляция и графическое отображение результатов проводились с использованием программы ISOPILOT/FX [8].

Результаты

Экспериментально полученные результаты на графиках (рис. 1-2) в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ демонстрируют практически конкордантные значения возрастов. Калькуляция экспериментально полученных данных для цирконов, выделенных из плагиогранитов 11334 и 11336, определяет раннесилурийский U-Pb возраст 411.3 ± 4.6 млн лет и 419.1 ± 3.4 млн. В рамках обозначенных погрешностей оба возраста практически совпадают.

Обсуждение результатов

Если большинство цитированных во введении датировок, полученных K-Ar, Sm-Nd и U-Pb методами [3, 10, 7], соответствуют силурийскому возрасту и находятся в некотором соответствии с полученными в настоящей работе цифрами, то опубликованная Rb-Sr валовая эррохона [4] по обогащенным калием тылайтам, определяющая их возраст в 340 ± 22 млн. лет, вносит в эту картину явный диссонанс. По надежным геологическим данным, эти породы структурно едины со слагающим монолитный блок Косьвинского Камня расслоенным дунит-пиroxенит-тылайтовым комплексом ("горячим меланжем"), образуя в нем лишь химическую зону. Магматическая природа обнаруженных в них Е.В.Пушкаревым ортоклаз-нефелиновых симплектитов ("псевдолейцицита") сомнительна. Полученная для них Rb-Sr методом цифра, из которой авторы делают далеко идущие выводы, могла бы иметь очень важные геологические следствия, если бы не находилась в резком противоречии с фундаментальным фактом прорывания плагиогранитами всех структурно-вещественных комплексов Платиноносного пояса. Это серьезное противоречие заслуживает особого внимания. Вызывает некоторые сомнения и корректность применения Rb-Sr метода по валовым составам пород, максимальное отношение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ которых имеет значение всего лишь 0,129 (!). Это, на наш взгляд, очень малое значение, не определяющее желательной «растяжки» по оси абсцисс для корректного датирования. Некоторое недоумение вызывает и тот факт, что концентрации Sr и Rb (при относительно низких значениях последнего) получены не изотопным разбавлением с окончанием на прецизионном магнитном масс-анализаторе, а с применением ICP-MS на базе более простого квадрупольного анализатора. Наш опыт использования Rb-Sr метода для валовых составов пород с такими содержаниями Rb и Sr говорит о необходимости очень точной

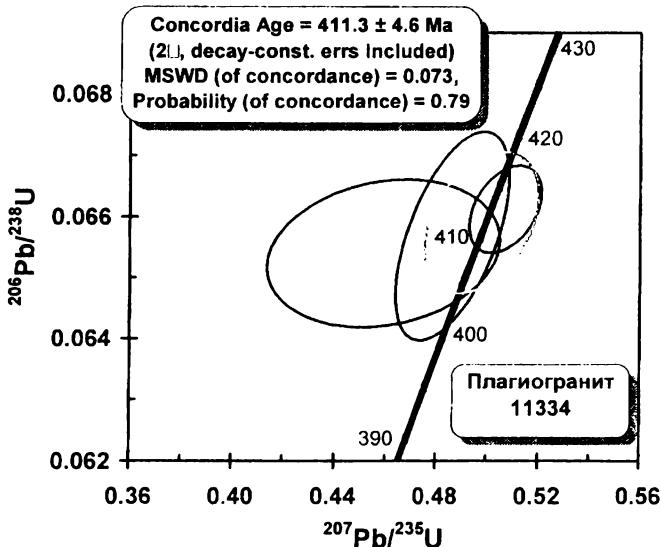


Рис. 1. График с конкордией для цирконов плахиогранита 11334

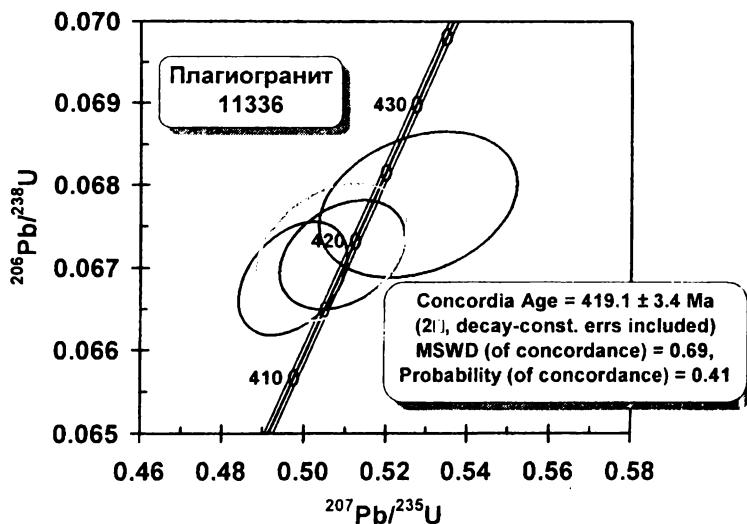


Рис. 2. График с конкордией для цирконов плахиогранита 11336

аналитики (метода масс-спектрометрического разбавления) в сочетании с методическими приемами «растяжки» отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Кроме того, рекалькуляция приводимых Rb-Sr данных с указанными 2σ -погрешностями измерений отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.003% и 1.2% определяет иные параметры, нежели приводимые в публикации: погрешность возраста ± 13 млн лет (в статье 22 млн. лет); погрешность первичного отношения ± 0.000015 (в статье 0.00024); MSWD=1,4 (в статье 4.3). Все эти моменты несколько снижают доверие к опубликованному возрасту 340 ± 22 млн. лет. Привлечение к обсуждению цитированных U-Pb данных по единичным цирконам [5] из пробы дунита того же Косьвинского блока еще более усложняет имеющуюся картину. Полученный авторами ряд возрастных кластеров в диапазоне 315–1802 и 333–2838 млн. лет вызывает затруднения в интерпретации данных в сравнении с имеющимися и вновь полученными. Смущает наличие всего трех (!) 400 ± 16 , 432 ± 18 и 435 ± 18 млн. лет из 20 U-Pb возрастов, полученных SIMS. Для Pb stepwise evaporation возрастов характерно вообще отсутствие силурийских возрастов (из 22 значений)! Маловероятно, чтобы силурийский возраст, глобально фиксируемый тремя методами (в том числе и U-Pb по цирконам), не был бы зафиксирован U-Pb системой изученных цирконов более представительно.

В этом смысле полученные нами новые U-Pb данные, в сочетании с имеющимися, имеют особое значение: 1) определенно отражают время кристаллизации плагиогранитной магмы и, следовательно, время наиболее позднего магматического события в истории Платиноносого пояса; 2) подтверждают следующий из имеющихся геологических и изотопных данных вывод о близости времени водного метаморфизма и внедрения плагиогранитов; 3) определяют надежный верхний возрастной предел (около 420 млн. лет) для всех без исключения структурно-вещественных, в том числе рудоносных, комплексов пояса, вместе с тем подчеркивая, что вопрос о времени генерации каждого из них остается открытым; и наконец, 4) дают некоторые указания на время существования предполагаемой зоны субдукции, из глубин которой в образовавшуюся при горячей аккреции структуру пояса проникли водный флюид и гранитоидные выплавки.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 14 Президиума РАН "Мировой океан...", Интеграционного проекта УрО РАН и ДВО РАН "Корреляция зональных комплексов..." и РФФИ (грант 04-05-96078 РФФИ-Урал).

Библиографический список

1. Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: Тектонометаморфическая

история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // Отчеств. Геология. 1999. № 3. С. 31-39.

2. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 336 с.

3. Иванов О.К., Калеганов Б.А. Новые данные о K-Ar возрасте ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // Докл. АН. 1993. Т. 328. С. 720.

4. Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П., Скэрроу Дж. Изотопный Rb-Sr возраст псевдолейцитовых тылаитов Платиноносного пояса Урала // Там же. 2003. Т. 388, № 3. С. 1-5.

5. Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Whitehouse M., Levin V.Ya., Scarrow J.H., Austrheim H., Pushkarev E.V. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2001. Vol. 13. P. 1-7.

6. Lance P. B., Kamo S. L., Ian S. Williams, Mundil R., Davis D. W., Korscha R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chemical Geology. 200. 2003. P. 155-170.

7. Bosch D., Krasnobayev A.A., Efimov A.A. et al. Early Silurian ages for the gabbroic section of the mafic-ultramafic zone from the Urals Platinum Belt // EUG9. 23-27 March 1997, Strasbourg (France). Abstr. // Terra Nova. 1997. Vol. 9. Abstract Supplement N 1. P. 122.

8. Ludwig K.R. Isoplot/Ex ver. 2.49. Berkeley Geochronology Center. Special Publication No. 1a. 2001. 55 p.

9. Ludwig, K.R. SQUID 1.00, A User's Manual; Berkeley Geochronology Center Special Publication. No.2, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, 2000.

10. Ronkin Y.L., Ivanov K.S., Shmelev V.R., Lepikhina O.P. Sr-Nd isotope systematics of the Platinum-bearing belt of the Urals. Russia. Abstract # 2258 of Seventh Annual V.M. Goldschmidt Conference. Tucson, USA. 1997A.

11. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben M.A., Shanks III, W.C. and Ridley W.I. (eds). Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes, Reviews in Economic Geology, 7, 1998, 1-35.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Алексеев А.В. 237
Алешина Л.А. 133
Бахтерев В.В. 248
Бирюзова А.П. 206
Войтсховский Ю.Л. 128, 133
Галкин Н.Н. 73
Голик С.В. 285
Горбунова Н.П. 168
Грабежев А.И. 28, 138
Гуляева Т.Я. 81, 168
Ерохин Ю.В. 114
Ефимов А.А. 299
Ехлаков Ю.А. 199
Зарайский Г.П. 119
Зорина С.О. 220

Зорин В.Н. 185
Иванов К.С. 114
Ибламинов Р.Г. 9
Клещенок Н.С. 142
Кондратенко Е.В. 148
Королев М.А. 17
Королев М.Е. 17
Корнилова А.Ю. 175
Крупенин М.Т. 81, 168, 175
Курбацкая Ф.А. 181
Лепехина О.П. 292, 299
Лепихина О.П. 278, 285, 292, 299
Лобанов В.В. 73
Лунев Б.С. 22, 201
Маегов В.И. 268
Макеев А.Б. 71
Малахов И.А. 232
Мальцева М.В. 40, 52
Маслов А.В. 168, 175, 285, 292

Матуков Д.И. 292, 299
Мизенс Г.А. 142
Молоштанова Н.Е. 25
Мурzin В.В. 28, 36, 138
Наумова О.Б. 71, 210
Олиферов А.Н4
Персвездчиков Б.В. 256
Петрищева В.Г. 81
Петров Г.А. 242
Пономарев В.С. 114
Попкова Н.В. 109
Попова О.Ю. 278, 285, 292, 299
Пресняков С.Л. 292, 299
Пушкарев Е.В. 206
Ронкин Ю.Л. 273, 278, 285,
292, 299
Санфирова С.С. 199
Силаев В.И. 52
Сорока Е.И. 36
Сотников В.И. 138
Столова О.Г. 17
Степенщикова Д.Г. 128, 133
Суслов С.Б. 185
Удоратина О.В. 119
Угрюмов А.Н. 199
Федоров Ю.Н. 114
Филиппов В.Н. 52, 128
Фофанов А.Д. 133
Чайковский И.И. 40, 52, 81, 148
Шардакова Г.Ю. 273
Ятлук Г.М. 168

СОДЕРЖАНИЕ

		Стр.
Раздел I	П.Н. Чирвинский и проблемы развития геологической науки	3
Раздел II	Проблемы минералогии	27
Раздел III	Проблемы литологии	167
Раздел IV	Проблемы петрологии	231
	Авторский указатель	306

СОДЕРЖАНИЕ

Олиферов А.Н., Кузнецов А.Г.	
К 125-летию со дня рождения П.Н. Чирвинского, выдающегося профессора Донецкого политехнического института и Пермского университета.	4
Ибламинов Р.Г.	
Развитие идеи П.Н. Чирвинского в трудах ученых кафедры минералогии и петрографии Пермского университета.	9
Королев М.Е., Столова О.Г., Королев М.А.	
Творческое наследие П.Н. Чирвинского в исследованиях казанских геологов, гидрогеология и геоэкологии..	17
Лунев Б.С.	
Исследование петрографии галечников Прикамья П.Н. Чирвинским и его продолжателями.....	22
Моюштанова Н.Е.	
О работе П.Н. Чирвинского «сильвин и сильвинит» Верхнекамского месторождения.....	25
Мурзин В.В., Грабежев А.И.	
Происхождение флюида при формировании золотоносных родингитов Карабаинского массива, альпинотипных гипербазитов....	28
Сорока Е.И. Мурзин В.В.	
Происхождение самородного золота в породах золотопроявления амфитеатр (Притополярный Урал)	36
Мальцева М.В., Чайковский И.И.	
Россыпь р. Бол. Шалдинка: геологическое положение, минералогический состав аллювия и возможный коренные источники золота.	40
Силаев В.И., Мальцева М.В., Филиппов В.Н., Чайковский И.И.	
Большеладинская россыпь на Среднем Урале, феномен аутигенеза самородного золота и свинцово-серебряных гидроксил-бромидов.	52
Наумова О.Б., Макеев А.Б.	
Он находке, золото-серебряного бромида.	71
Галкин Н.Н., Лобанов В.В.	
Коренной и россыпное золото северо-западной части архейской зоны Колмозера-Воронья, Кольский п-ов.....	73
Чайковский И.И., Крупенин М.Т., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г.	
Онтогенез и геохимия флюорита из проявления западного склона Северного, Среднего и Южного Урала.	81
Попкова Н.В.	
Многостадийность процессов минералообразования в железистых кварцитах и вмещающих породах Михайловского месторождения (КМА).	109

Пономарев В.С., Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Федоров Ю.Н.	
Слюды из метаморфических пород доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района Западно-Сибирского мегабассейна.....	114
Удоратина О.В., Зарайский Г.П.	
Химический состав редкометалльных минералов месторождения Неудачное (Полярный Урал).....	119
Войтеховский Ю.Л., Степенищиков Д.Г., Филипов В.Н.	
К минералогии углеродистых сланцев Печенгской структуры, Кольский полуостров	128
Войтеховский Ю.Л., Степенищиков Д.Г., Фофанов А.Д., Алешина Л.А.	
Фуллереноподобные структуры в углеродистых сланцах Печенгской структуре, Кольский полуостров.....	133
Грабежев А.И., Сотников В.И., Мурзин В.В.	
Изотопный состав карбонатов скарново-медно-порфировых месторождений.....	138
Мизенс Г.А., Клещенок Н.С.	
Аутигенные цеолиты и альбит в палеозойских обломочных толщах Южного и Среднего Урала.....	142
Чайковский И.И., Кондратенко Е.В.	
Как минералогии медистых песчаников Прикамья.....	148
Маслов Б.В., Ишерская М.В., Крупенин М.Т., Горбунова Н.П., Гуляева Т.Я., Ятлук Г.М.	
Вещественный состав и литохимические особенности аргиллитов верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины.....	168
Маслов Б.В., Крупенин М.Т., Корнилова А.Ю.	
Геохимические особенности литокристаллокластических туфов из чернокаменской свиты сylvицкой серии венда: предварительные данные	175
Курбацкая Ф.А.	
Эффективность литологических методов при геологической съемке .	181
Суслов С.Б., Зорин В.Н.	
Новые данные по стратиграфии и магматизму докембрия Среднего Урала: дополнения и изменения в легенду пермской серии листов госгеолкарты-200	185
Угрюмов А.Н., Ехлаков Ю.А., Санфирова С.С.	
К вопросу о расчленении нижней части разреза Уральской сверхглубокой скважины.	199
Бирюзова А.П., Пушкирев Е.В.	
Происхождение метаморфических пород среднего и кислого состава в подошве Хабарнинского оphiолитового альтохтона	206
Лунев Б.С., Наумова О.Б.	
Микроскопическое описание обломков пород среднекамской терригенно-минералогической провинции.....	210

Зорина С.О.	
Об эвстатических сигналах мезозойских отложений востока Восточно-Европейской платформы и диахронности биостратиграфических границ.....	220
Малахов И.А.	
Активность кислорода как индикатор состава рудных хромитинелидов при формировании альпинотипных ультрамафитов на Урале.....	232
Алексеев А.В.	
Общие закономерности петрографического состава альпинотипных ультрабазитов Урала	237
Петров Г.А.	
Обломочные серпентиниты восточного склона Северного Урала и их геотектоническое значение.....	242
Бахтеев В.В.	
Возможности формационного разделения гипербазитов Урала по параметрам и высокотемпературной электропроводности	248
Перевозчиков Б.В.	
Предварительные результаты изучения дунит-верлит- клинопироксенового комплекса массива Сыум-Кеу на Полярном Урале.....	256
Маегов В.И.	
К вопросу о природе «Тылаитов» Тагило-Баранчинского plutона (Платиноносный пояс Урала)	268
Шардакова Г.Ю. Шагалова Е.С., Ронкин Ю.Л.	
О времени завершения гранитообразования в Уфалейской зоне (Ю. Урал)	273
Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Попова О.Ю.	
Тектоно-магматическая позиция и типология гранитов рапакиви и ассоциирующих пород и Бердяушского plutона: петрогенетические ограничения по элементам примесям.....	278
Ронкин Ю.Л., Голик С.В., Лепихина О.П., Маслов А.В., Попова О.Ю.	
Прецизионный анализ изотопного состава железа методом HR ICP-MS: на примере гранитов рапакиви Бердяушского plutона, Южный Урал.....	285
Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И., Пресняков С.Л., Маслов А.В., Лепихина Е.Н., Лепихина О.П., Попова О.Ю.	
U-Pb датирование цирконов нефелиновых сиенитов Бердяушского массива (Южный Урал).....	292
Ронкин Ю.Л., Ефимов А.А., Матуков Д.И., Пресняков С.Л., Лепихина Е.Н., Лепихина О.П., Попова О.Ю.	
Новые U-Pb SHPIMR данные по цирконам плагиогранитов Кыттымского массива. Платиноносный пояс Урала.....	299

ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского

**Выпуск 7
Сборник научных статей**

Ответственный редактор Чайковский Илья Иванович

Редактор *Л.Г. Подорова*

Корректор *Г.А. Гусман*

Компьютерная верстка *Е.В. Чайковской*

ИБ № 628

Подписано в печать 13.01.2005. Формат 60x84¹/₁₆

Бум.оффсетная. Печать оффсетная. Усл. печ.л. 17,9.

Уч.-изд.л. 20,5. Тираж 200 экз. Заказ 7.

Редакционно-издательский отдел Пермского университета
614990. г. Пермь, ул. Букирева, 15

Типография Пермского университета
614990. г. Пермь, ул. Букирева, 15